



L'INFLUENCE DES PARAMÈTRES MÉTÉO-MARINS SUR LA DYNAMIQUE DU PIED DE GLACE SUR UNE CÔTE SABLEUSE, LONGUE-POINTE-DE-MINGAN, QUÉBEC

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie (avec mémoire)

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

PAR

© CATHERINE BRUYÈRE

Décembre 2022

Composition du jury :

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

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

Michel Allard, examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial Août 2022

Dépôt final Janvier 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

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

À Léa, j'ai déjà hâte de te faire
découvrir les couchers de soleil
hivernaux de la Côte-Nord. On dirait de
la barbe à papa.

AVANT-PROPOS

Mon intérêt pour la géomorphologie côtière aura sûrement débuté inconsciemment à un très jeune âge grâce aux vacances estivales en famille sur la côte est américaine et dans le Bas-Saint-Laurent. C'est lors d'un cours d'été au baccalauréat à l'UQAM que j'ai, pour la première fois, entendu parler du pied de glace. J'ai aussitôt été fascinée et j'ai eu envie de découvrir les côtes du Québec maritime l'hiver. Durant mon emploi d'été au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, j'ai eu la chance de parcourir le Québec maritime en entier. C'est grâce à ma collègue et amie Valérie Hallé que je suis tombée en amour avec la Minganie. C'est donc sans surprise que, lorsque Pascal Bernatchez mon directeur de maîtrise m'a parlé d'un projet sur le pied de glace à Longue-Pointe-de-Mingan, j'ai aussitôt accepté. Ce projet aura été un défi parsemé de hauts et de bas, mais aujourd'hui, j'en garde de très bons souvenirs et surtout de nombreux apprentissages.

Je tiens d'abord à remercier le ministère de la Sécurité publique du Québec qui a appuyé financièrement ce travail par le Cadre pour la prévention de sinistres 2013-2020 du gouvernement du Québec (CPS 16-17-06). Ce projet s'inscrit aussi dans le programme de recherche de mon directeur sur la quantification et la modélisation des réponses des systèmes côtiers à la réduction de l'englacement en milieu tempéré froid financé par le CRSNG (subvention RGPIN-2018-06883).

Merci à mon directeur de recherche, Pascal Bernatchez, qui m'a fait confiance pour ce projet et qui a cru en moi malgré les dernières années où j'ai trop souvent mis de côté la maîtrise dans l'ordre des priorités.

Les nombreuses campagnes de terrain n'auraient pas été possibles sans la participation de Valérie Hallé, Gabriel Montpetit, Renaud McKinnon, Ariane Jobin, Nicholas Marion, Denys Dubuc et François Truchon qui se sont tous relayés pour venir se geler les bouts de doigts avec moi. J'ai eu d'innombrables fous rires avec vous ! Je tiens aussi à remercier

Maude Corriveau, la vraie reine des glaces du LDGIZC, pour sa patience et sa disponibilité à répondre à mes questions, à discuter de la glace et m'aider dans les traitements de données.

Un merci tout spécial à Pauline, Sylvain et Damien du gîte de la Chicoutée, sans qui mon hiver de terrain n'aurait jamais été aussi agréable. J'ai trouvé en eux une deuxième famille, une écoute, un intérêt et un support incroyable de leur part. C'est sans oublier la présence de leur chien (feu) Paco, mon acolyte, qui a transformé mes visites quotidiennes d'instruments en séances de zoothérapie !

Finalement mes pensées vont à mes parents Pierre et Diane pour leur incroyable support durant ces dernières années ainsi qu'à ma grand-mère Lise, qui me rappelait sans cesse que je devais terminer cette maîtrise.

À mon amoureux Frédéric Latour, un énorme merci pour ton soutien, ton écoute et ta compréhension. Tu auras rendu les derniers milles de ce projet tellement plus faciles et légers. À ma fille Léa, à un mois de faire ta connaissance, tu es sans aucun doute la plus grande motivation à replonger et terminer à temps ce projet ! Merci pour tes innombrables coups dans mon ventre, j'ai eu l'impression d'être moins seule pour la fin.

RÉSUMÉ

Dans le but de mieux comprendre les effets des conditions météo-marines qui influencent la dégradation du pied de glace, un suivi temporel à haute résolution d'une côte sableuse a été effectué. Le suivi s'est fait sur le littoral de Longue-Pointe-de-Mingan, sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent durant l'hiver 2017-2018. Grâce aux nombreux relevés terrain et aux multiples instruments développés dans le cadre de ce projet, les changements morphologiques et thermiques du pied de glace ont pu être quantifiés, puis mis en relation avec les conditions météo-marines environnantes, pour en arriver à identifier les processus et les différents modes de dégradation du pied de glace. Les observations quotidiennes du pied de glace ont permis de déterminer que pour la saison glacielle 2017-2018, le début du démantèlement du pied de glace est surtout marqué par l'effet mécanique des variables météo-marines, principalement par les vagues. Toutefois, les agents hydrodynamiques (marée et vagues) ont aussi un effet sur les échanges thermiques dans le pied de glace. Les sondes thermiques ont permis de démontrer que la marée avait une influence sous le pied de glace, à la limite de la surface de la plage. Les variations des signaux thermiques enregistrés concordent avec les variations marégraphiques. Ces résultats confirment que le pied de glace est une entité dynamique qui évolue sur les côtes tout au long de l'hiver. L'acquisition de nouvelles données a permis de soulever de nouvelles hypothèses, notamment l'influence des variations de la nappe phréatique à l'arrivée de la marée haute sur la plage, créant une saturation en eau plus importante de la plage. Combinés à la hausse des températures, ces deux effets seraient des conditions préalables au désancrage du pied de glace, un processus nécessaire au démantèlement massif tel qu'il a été observé au début de la période de déglacement lors de la saison 2017-2018. Les futures études quantitatives et le développement de nouvelles méthodes d'acquisition de données permettront d'obtenir de nouveaux regards sur la dynamique du pied de glace.

Mots clés : glacielle, pied de glace, démantèlement, morphodynamique, variations thermiques, côte sableuse

ABSTRACT

In order to understand the effects of hydrometeorological conditions that influence icefoot breakup, a high-resolution temporal monitoring of a sandy coast located in Longue-Pointe-de-Mingan, North Shore of Gulf of St. Lawrence, was conducted during the winter of 2017-2018. Through extensive field observations and instrumentation developed for this project, morphological and thermal changes in the ice foot were quantified and linked to seasonal hydrometeorological conditions in order to identify processes and icefoot dismantling patterns. Results indicate that for the winter of 2017-2018, the beginning of the breakup period is primarily mechanically driven by the effect of waves. However, tide and waves also play a role on thermal exchange in the icefoot. Thermal rods have demonstrated that tide has a thermal influence beneath the icefoot at the edge of the beach surface. The variations in the thermal signals recorded are consistent with tidal variations. The zone of influence, in this case, is limited by the maximum level reached by the tide and waves. These results confirm that the icefoot is a dynamic entity that evolves on the coast throughout the winter. The acquisition of new data allowed us to raise new hypotheses, particularly concerning the influence of variations in the water table at the arrival of high tide on the beach, which increases water saturation of the beach. This effect combined with rising temperatures would create conditions contributing to the de-anchoring of the icefoot, a process necessary for massive dismantling, as observed at the beginning of the breakup period for the 2017-2018 season. Future quantitative studies and the development of new data acquisition methods will allow pursuit of new insights into the dynamics of the icefoot.

Keywords: seasonal ice, icefoot, dismantling, morphodynamics, thermal variations, sandy coasts

TABLE DES MATIÈRES

<i>AVANT-PROPOS</i>	<i>x</i>
<i>RÉSUMÉ</i>	<i>xii</i>
<i>ABSTRACT</i>	<i>xiii</i>
<i>TABLE DES MATIÈRES</i>	<i>xiv</i>
<i>LISTE DES TABLEAUX</i>	<i>xvii</i>
<i>LISTE DES FIGURES</i>	<i>xviii</i>
<i>INTRODUCTION</i>	<i>24</i>
Mise en contexte et problématique	24
Objectifs	26
<i>CHAPITRE 1 : État des connaissances du glacier</i>	<i>28</i>
1.1 Introduction à la notion du pied de glace et du complexe glacial côtier	28
1.2 Le pied de glace au sein du Complexe Glacial Côtier (CGC)	28
1.3 Le cycle glacial : de la vie à la mort du pied de glace	33
1.3.1 L'englacement	33
1.3.2 Le pléni-glacier	38
1.3.3. Déglacement	38
1.4 Le pied de glace en tant qu'agent morphogène	43
1.5 Variabilité spatio-temporelle du pied de glace	46
<i>CHAPITRE 2 : Présentation du site d'étude</i>	<i>49</i>
2.1 Contexte géomorphologique	50
2.2 Conditions météorologiques	52
2.3 Contexte marégraphique et hydrodynamique	55

2.4 Contexte glacié.....	56
CHAPITRE 3 : Méthodologie.....	58
3.1 Acquisition des données topographiques.....	60
3.1.1 Profils topographiques au DGPS.....	61
3.1.2 Système d'acquisition de vidéo en continu.....	63
3.1.3 Levés photographiques au cerf-volant.....	72
3.2 Acquisition des données thermiques de la glace.....	78
3.2.1 Confection des sondes thermiques et théories sur les thermocouples.....	80
3.3 Acquisition des données météo-marines.....	82
3.3.1 Stations météorologiques.....	82
3.3.2 Instrument pour mesurer les vagues.....	83
3.4 Quantification de la variabilité morphologique et thermique du pied de glace.....	84
3.4.1 Variabilité latérale.....	84
3.4.2 Variabilité verticale.....	88
3.4.3 Variabilité interne.....	91
CHAPITRE 4 : Icefoot breakup patterns along a sandy beach, Longue-Pointe-de-Mingan, Qc, Canada.....	92
Introduction.....	92
Study site description.....	93
Methodology: Instruments and data acquisition.....	95
Ice observations: Vertical variability.....	96
Ice observations: lateral variability.....	98
Ice observations: thermal variability.....	99
Acquisition of meteorological and hydrodynamic conditions.....	100
Icefoot characterization for Winter 2017-2018.....	100
Results: Icefoot morphological and thermal changes.....	102
Icefoot variability.....	102
Icefoot thermal variability.....	105
Hydrometeorological parameters influences on the icefoot.....	111
Conclusion.....	123

<i>CONCLUSION GÉNÉRALE</i>	<i>124</i>
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	<i>128</i>
<i>ANNEXE I</i>	<i>134</i>

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2. 1 MOYENNE DES TEMPÉRATURES POUR CHACUNE DES SAISONS À PARTIR DES DONNÉES DE LA STATION #7044328 POUR 2017-2018.....	53
TABLEAU 2. 2. MOYENNE MENSUELLE DES TEMPÉRATURES EN COMPARAISON AVEC LES NORMALES CLIMATIQUES 1981-2010	54
TABLEAU 2. 3 NIVEAUX MARÉGRAPHIQUES STATION MINGAN (#2470).....	56
TABLEAU 3. 1 SYNTHÈSE DES SYSTÈMES D’ACQUISITION DE DONNÉES TOPOGRAPHIQUES.....	60
TABLEAU 3. 2 CARACTÉRISTIQUES ET STATISTIQUES DES LEVÉS PHOTOGRAMMÉTRIQUES.....	77
TABLEAU 3. 3 VARIABLES MESURÉES À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE RIVIÈRE-SAINT-JEAN.....	82
TABLEAU 3. 4 VARIABLES MESURÉES ET UTILISÉES À PARTIR DU CAPTEUR DE VAGUES AU LARGE	83
TABLEAU 4. 1 AIR TEMPERATURE FOR 2017-2018 AND CLIMATE NORMAL FOR 1981-2010	95
TABLEAU 4. 2 DATES AND TECHNIQUES FOR TOPOGRAPHIC SURVEY	97

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. 1 SCHÉMA CONCEPTUEL DU COMPLEXE GLACIEL CÔTIER SUR UNE CÔTE SABLEUSE (TIRÉ DE SENNEVILLE ET AL. 2014).....	29
FIGURE 1. 2 ENTITÉS GLACIELLES PRÉSENTES LORS DE LA SAISON GLACIELLE 2017-2018.....	30
FIGURE 1. 3 CRÊTE DE POUSSÉE GLACIELLE ENTRE LA BANQUISE ET LE PIED DE GLACE DE HAUT ESTRAN.....	32
FIGURE 1. 4 CONGÉLATION DE LA NAPPE D’EAU SUR LA PLAGE (LDGIZC, 2007)	35
FIGURE 1. 5 FORMATION DU PIED DE GLACE PAR AGGLOMÉRATION DE BLOCS (LDGIZC (2018)).....	36
FIGURE 1. 6 VUE DU FRONT DU PIED DE GLACE AVEC AGGLOMÉRATION DE BLOCS	36
FIGURE 1. 7 FORMATION DU PIED DE GLACE PAR DÉPOSITION DE FRASIL (LDGIZC, 2018).....	37
FIGURE 1. 8 DÉTACHEMENT MASSIF DU PIED DE GLACE	39
FIGURE 1. 9 PIED DE GLACE EN CORNICHE	41
FIGURE 1. 10 FONTE SUR PLACE DU PIED DE GLACE A. SÉDIMENT INCORPORÉ À LA GLACE B. KETTLES INDIQUANT LA FONTE DE LA GLACE ENFOUIE SOUS LES SÉDIMENTS	42
FIGURE 1. 11 GLACE ENFOUIE SOUS LES SÉDIMENTS.....	43
FIGURE 1. 12 ÉROSION DE LA PLAGE, NIVEAU DE LA PLAGE AU MOMENT DE LA FORMATION DU PIED DE GLACE.....	45
FIGURE 1. 13 A. PIED DE GLACE CHARGÉ EN SÉDIMENT B. CRÊTE DE SÉDIMENT FORMÉE PAR LA FONTE DE LA GLACE.....	46
FIGURE 1. 14 TYPE DE PIED DE GLACE AU COURS D’UNE SAISON GLACIELLE À LONGUE-POINTE-DE-MINGAN. A) PIED DE GLACE FORMÉ PAR LA MARÉE B)	

PIED DE GLACE FORMÉ DE RADEAUX DE GLACE PROVENANT DE LA BANQUISE OU DE LA GLACE DE MER C) PIED DE GLACE DE TEMPÊTE FORMÉ DE BLOCS DE GLACE D) PIED DE GLACE FORMÉ PAR L'ACCUMULATION DE FRASIL CONSOLIDÉ.....	48
FIGURE 2. 1 LOCALISATION RÉGIONALE DU SITE D'ÉTUDE.....	49
FIGURE 2. 2 DYNAMIQUE HYDROSÉDIMENTAIRE DE LONGUE-POINTE DE MINGAN, CELLULE LONGUE-POINTE-DE-MINGAN (DREJZA, FRIESINGER ET BERNATCHEZ, 2014).....	51
FIGURE 2. 3 PHOTOS OBLIQUES DU SITE D'ÉTUDE INDIQUANT LA PRÉSENCE DE BARRES SABLEUSES (LDGIZC, 2017)	52
FIGURE 2. 4 CONDITIONS DE VENTS POUR LES MOIS À L'ÉTUDE, MESURÉ À LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE DE RIVIÈRE SAINT-JEAN (LDGIZC, 2018)	55
FIGURE 2. 5 TAC HISTORIQUE SAISONS 1968-2019 POUR LE GOLFE DU SAINT- LAURENT	57
FIGURE 3. 1 LOCALISATION DES INSTRUMENTS ET DES PROFILS TOPOGRAPHIQUES SUR LE SITE D'ÉTUDE.....	59
FIGURE 3. 2 DGPS AVEC LE SYSTÈME DE ROUE.....	62
FIGURE 3. 3 SYSTÈME D'ACQUISITION D'IMAGERIE VIDÉO CÔTIÈRE	64
FIGURE 3. 4 POINTS DE CONTRÔLES PROJETÉS VS OBSERVÉS	66
FIGURE 3. 5 A) CAPTURE D'ÉCRAN PROVENANT D'UNE VIDÉO / B) IMAGE PROJETÉE À L'ÉLEVATION MOYENNE DU FRONT À 0,65M. LA FLÈCHE ROUGE INDIQUE UN REPÈRE POUR COMPARER LES DEUX IMAGES AVEC L'EFFET DE DISTORSION.....	68
FIGURE 3. 6 ERREURS ASSOCIÉES À LA PROJECTION DE L'IMAGE.....	70
FIGURE 3. 7 VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE L'ERREUR MOYENNE ABSOLUE	71

FIGURE 3. 8 A. SCHÉMA DU PRINCIPE DE STRUCTURE FROM MOTION (SFM). (TIRÉ DE WESTOBY ET AL. 2012) ; B. SUPERPOSITION D'IMAGES ET DISPOSITION DES CIBLES SERVANT AUX POINTS DE CONTRÔLE	74
FIGURE 3. 9 SYSTÈME D'ACQUISITION DES IMAGES PAR CERF-VOLANT	75
FIGURE 3. 10 EXEMPLE DE TRACÉ ET DE DISPOSITION DES CIBLES.....	76
FIGURE 3. 11 SCHÉMA REPRÉSENTANT LA DISPOSITION DES THERMOCOUPLES ET LES COMPOSANTES DU SYSTÈME.....	79
FIGURE 3. 12 TARIÈRES KOVACS ENTERPRISE	80
FIGURE 3. 13 SCHÉMA REPRÉSENTANT LES THERMOCOUPLES.....	81
FIGURE 3. 14 SCHÉMA CONCEPTUEL REPRÉSENTANT LES ÉTAPES POUR LA PROJECTION DES IMAGES VIDÉO.....	86
FIGURE 3. 15 INTERPOLATION DE LA MOYENNE D'ÉLEVATION	87
FIGURE 3. 16 TRACÉ DU FRONT DU PIED DE GLACE POUR CHAQUE DATE D'IMAGE AYANT ÉTÉ PROJETÉE	88
FIGURE 3. 17 A. SUPERPOSITION DES PROFILS TOPOGRAPHIQUES B. DIFFÉRENCES ALTITUDINALES DU PROFIL ENTRE DEUX DATES.....	90
FIGURE 4. 1 A. PROVINCE OF QUÉBEC B. REGIONAL LOCATION OF STUDY SITE C. LOCATION OF STUDY SITE	94
FIGURE 4. 2 INSTRUMENTS LOCALISATION AROUND STUDY AREA	96
FIGURE 4. 3 EXAMPLE OF THE ELEVATION DIFFERENCE BETWEEN TWO TOPOGRAPHIC PROFILE SURVEY	98
FIGURE 4. 4 TOPOGRAPHIC PROFILE DURING MAXIMUM ICEFOOT EXTENT FOR WINTER 2017-2018 AND THERMAL RODS POSITION.	101
FIGURE 4. 5 FRAZIL ACCUMULATION FOLLOWING JANUARY STORM	102
FIGURE 4. 6 SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF THE DISTANCE OF ICEFOOT EDGE FROM COASTLINE	103

FIGURE 4. 7 ICEFOOT AND BEACH VERTICAL VARIABILITY	105
FIGURE 4. 8 THERMAL VARIABILITY OF THE ICEFOOT. TEMPERATURES RECORDED BY THERMAL RODS IN THE ICE.	106
FIGURE 4. 9 IN SITU MELTING OF ICEFOOT BETWEEN APRIL 14TH TO APRIL 23RD	107
FIGURE 4. 10 SPECTRAL ANALYSIS: POWER SPECTRUM OF THERMAL VARIABILITY OF THERMOCOUPLES LOCATED IN THE BEACH FOR RODS 1, 2 AND 3.....	110
FIGURE 4. 11 CONCEPTUAL REPRESENTATION OF WEATHER AND MARINE PARAMETERS AND THEIR EFFECTS ON ICEFOOT BREAKUP PATTERNS.....	111
FIGURE 4. 12 WATER LEVEL: TIDE EFFECTS ON COASTAL WATER TABLE ON THE WATER TABLE IN THE ICEFOOT AND THE UNDERLYING BEACH SEDIMENTS	114
FIGURE 4. 13 HANGING ICEFOOT ON STUDIED SITE.....	115
FIGURE 4. 14 WAVE CONDITIONS AND TOTAL WEEKLY SEA ICE COVERAGE OFFSHORE	117
FIGURE 4. 15 METEOROLOGICAL CONDITIONS FOR STUDIED SEASON: AIR TEMPERATURE, FREEZING-THAWING DEGREE-HOURS AND SOLAR RADIATION.	119
FIGURE 4. 16 A. ICE BURIED UNDER A LAYER OF SEDIMENT, B. KETTLES SHAPE INDICATING BURIED ICE.....	120
FIGURE 4. 17 BEACH MODIFICATION DURING WINTER 2017-2018 (PROFILE 1)	122
FIGURE 4. 18 WATER ACCUMULATION IN FRONT OF THE ICEFOOT EDGE	122

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

CGC	Complexe glaciaire côtier
EMA	Erreur moyenne absolue
LDGIZC	Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières
SCG	Service canadien des glaces
SHC	Service hydrographique du Canada
TAC	Total accumulé de la couverture de glace

INTRODUCTION

MISE EN CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE

Dans un contexte de changement climatique, la hausse des températures de l'air engendre de multiples conséquences sur la dynamique des systèmes côtiers des milieux tempérés froids, notamment en favorisant l'augmentation des cycles gel-dégel et la diminution de la couverture de glace (Forbes et al., 2002 ; Bernatchez et al., 2008 ; Senneville et al., 2014). L'évolution de la couverture totale annuelle des glaces pour l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent a toujours varié entre des périodes plus ou moins englacées (Corriveau et al., 2016). Or, selon Senneville et al. (2014), une tendance à la baisse est présente, et ce majoritairement depuis 1996-1997. Le suivi effectué par le Service canadien des glaces (SCG) depuis 1968 révèle toutefois une tendance à la baisse de la couverture de 0,13 % en moyenne pour les périodes de 1968-1969 à 2018-2019 (Service canadien des glaces, 2021). Pour le golfe du Saint-Laurent, le total accumulé de la couverture de glace (TAC) historique (1968/69 à 1996/97) a une moyenne de 14,16 % alors que la moyenne pour la période récente (1997/98 à 2018/19) est de 8,63 % (Service canadien des glaces, 2021). Suivant ces tendances, les conditions climatiques futures entraîneront une diminution de 67 % de la couverture et de 69 % du volume de glace de mer pour l'horizon 2055 (Senneville et al., 2014). Ces conditions ne sont pas sans conséquences pour le complexe glaciaire côtier. Le développement et la durée de l'englacement sur les côtes sont menacés jusqu'en éliminant parfois complètement les différentes entités glaciaires (Senneville et al., 2014). C'est notamment le cas à Longue-Pointe-de-Mingan où, depuis quelques années, l'établissement du pied de glace de bas estran se fait de plus en plus rare en raison de l'augmentation des températures de l'air et les forts vents dominants qui poussent les glaces vers le large (Moign, 1972 ; Corriveau et al., 2016). En l'absence des autres composantes du complexe glaciaire

côtier, le pied de glace de haut estran est la dernière entité présente à assurer un rôle de protection face aux processus hydrodynamiques qui, auparavant, n'avaient que peu d'influence sur la côte durant cette période de l'année (Senneville et al., 2014 ; Corriveau et al., 2019).

Malgré son importance, il est actuellement difficile de prévoir les impacts de la diminution du pied de glace sur le littoral du Saint-Laurent, puisque les études sur ces impacts sont encore peu nombreuses (Corriveau et al., 2019). Les études portant sur le pied de glace ont surtout traité des caractéristiques morphologiques et de ses processus d'englacement et de déglacement (Dionne, 1973a ; Wiseman, Owens, Kahn, 1981 ; Troude et Sérodes, 1988 ; Senneville et al., 2014). Au Québec, la plupart des études portant sur l'effet des glaces sur le littoral se sont effectuées sur des milieux à sédimentations fines de l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1973b ; Allard et Champagne, 1980 ; Troude et Sérodes, 1988 ; Drapeau, 1992 ; Dionne, 1993 ; Dionne, 1998). L'influence des glaces sur les côtes sableuses du Saint-Laurent est toutefois beaucoup moins connue (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Dubois et Lessard, 1984 ; Moign, 1972). Ce type d'environnement est tout aussi sensible à la diminution du couvert de glace, puisqu'il sera de plus en plus affecté par les vagues et les marées tout au long de l'année. De plus, les glaces littorales affectent la morphologie des côtes sableuses de par leurs rôles de protection, de transport, d'accumulation et d'érosion (Dionne, 1973b, Bouchard et Hill, 1995 ; Bernatchez et Dubois, 2004 ; BaMasoud et Byrne, 2012). L'action des glaces sur les côtes sableuses est aussi indirecte, comme le mentionnent Bernatchez et Dubois (2004) de par leur capacité à agir comme une structure rigide sur les plages, en favorisant la réflexion des vagues et ce qui entraîne un abaissement de la surface de la plage devant le pied de glace.

La morphologie du pied de glace est le résultat de l'influence de plusieurs paramètres météo-marins en interaction les uns avec les autres (Wiseman, Owens et Kahn., 1981). Toutefois, les effets réels et la contribution de ces paramètres sur la dynamique glacielle sont encore peu connus, vu l'absence de données quantitatives disponibles. Cette situation est attribuable à la difficulté d'acquérir des données et de développer des instruments résistants

aux intempéries hivernales en milieu côtier. De plus, la dynamique glacielle des milieux tempérés froids nécessite de nombreuses observations pour documenter adéquatement les processus qui affectent le pied de glace (Kempena et Holman, 1994). Il est alors pour l'instant difficile d'anticiper les conséquences de la diminution du couvert de glaces côtières à long terme, alors que la dynamique du pied de glace reste encore à comprendre. L'approfondissement des connaissances relatives à l'apport des paramètres météo-marins sur la dynamique du pied de glace est important pour mieux connaître ses interactions sur les milieux sableux. Une meilleure connaissance des effets des paramètres météo-marins sur la dynamique glacielle est une étape cruciale pour acquérir une meilleure compréhension des systèmes côtiers à nos latitudes et de leur évolution dans un contexte de changement climatique.

OBJECTIFS

Les événements de formation et de dégradation du pied de glace seront de plus en plus fréquents au sein de l'hiver qui sera affecté par des contrastes climatiques (Senneville et al., 2014). Ce projet de recherche a pour but de mieux comprendre les effets des variables météo-marines qui influencent la dégradation du pied de glace. L'objectif principal se compose de trois sous-objectifs :

- i) Quantifier les variations morphologiques et thermiques du pied de glace à une fine résolution temporelle au cours de la saison glacielle 2017-2018.
- ii) Évaluer l'effet des paramètres météo-marins sur ces variations au cours de la saison glacielle 2017-2018.
- iii) Identifier les processus et les modes de dégradation du pied de glace au cours de l'hiver 2017-2018.

Les modes de dégradation ou de déglacement du pied de glace correspondent à une suite de processus engendrés par l'effet des paramètres météo-marins selon la variation temporelle et spatiale de leur interaction sur le pied de glace. Un suivi à haute résolution

temporelle a été possible grâce à plusieurs campagnes de terrain et la mise en place d'un réseau d'instruments permettant de quantifier les variables météo-marines et ainsi mieux comprendre leurs effets sur les changements morphologiques majeurs du pied de glace.

Ce mémoire est divisé en quatre chapitres en plus d'une introduction ainsi que d'une conclusion générale. Le premier chapitre consiste en un état des connaissances sur le pied de glace, le second présente le site à l'étude, le troisième détaille la méthodologie de ce projet, finalement le chapitre quatre est sous forme d'article scientifique. Les résultats ainsi que la discussion de ce projet de recherche se retrouvent au sein de ce quatrième chapitre.

CHAPITRE 1 : ÉTAT DES CONNAISSANCES DU GLACIEL

1.1 INTRODUCTION A LA NOTION DU PIED DE GLACE ET DU COMPLEXE GLACIEL COTIER

Au sens large, le pied de glace se définit, comme une bande de glace formée en bordure du littoral. Toutefois, plusieurs définitions sont présentes dans la littérature et suscitent des confusions quant à la signification exacte du pied de glace (Dionne, 1973b). En effet, ces définitions sont nombreuses et font davantage référence au mode de formation ainsi qu'à la nature de la glace qui le compose (Dionne, 1973b ; Moign, 1972). Composé à la fois de glace provenant de l'eau de mer gelée, de blocs de glace ou encore de neige métamorphisée, le pied de glace s'impose comme un sujet d'étude bien complexe et difficile à définir (Moign, 1972, Dionne, 1973b). Sa grande variabilité morphologique justifie les multiples définitions présentes dans la littérature et leur manque d'unité (Dionne, 1973b). La définition du pied de glace se doit de prendre en considération les spécificités locales où il se trouve. Dionne propose dans sa thèse de doctorat une définition plus générale du pied de glace :

De manière générale, l'on peut définir le pied de glace comme une frange de glace de largeur variée, en bordure des littoraux des régions froides, entièrement ou partiellement soudée au rivage par le fond ou par le côté et affectée ou non par les mouvements verticaux de la nappe d'eau (Dionne, 1973b, p232).

Dans cette définition, Dionne soulève une distinction importante pour le pied de glace situé sur les côtes à marée, soit la division entre pied de glace de haut et de bas estran. Pour mieux comprendre les particularités de ces deux entités et des autres avec lesquelles elles sont souvent confondues, il devient important de définir le complexe glacial côtier.

1.2 LE PIED DE GLACE AU SEIN DU COMPLEXE GLACIEL COTIER (CGC)

Le pied de glace est présent sur les côtes en tant qu'entité glacielle au sein d'un plus grand ensemble de glace saisonnière couramment nommé le complexe glacial côtier (CGC)

(Forbes et al., 2012) (figure 1. 1). Le CGC correspond à l'étendue de glace formée en bordure de la côte. Il comprend les unités glacielles présentes le long de la côte jusqu'à la mer selon l'ordre suivant : le pied de glace nival, le pied de glace de haut estran, le pied de glace de bas estran et la banquise côtière (Senneville et al., 2014) (figure 1. 1).

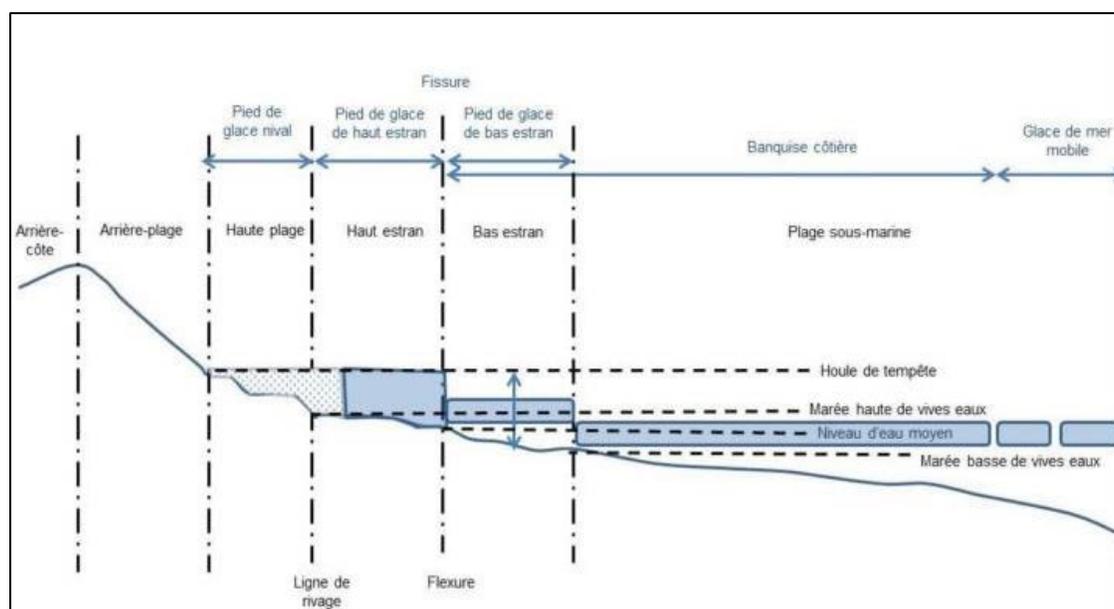


Figure 1. 1 Schéma conceptuel du complexe glaciaire côtier sur une côte sableuse (tiré de Senneville et al., 2014).

Chacune de ces entités glacielles possède une dynamique particulière tout en étant en constante interaction avec les autres. Le développement et la stabilité du complexe glaciaire côtier dépendront de la localisation géographique, de la morphologie de la plage et de son exposition aux différentes conditions hydrodynamiques et climatiques (Dionne, 1973b ; Senneville et al, 2014).

Le pied de glace nival est situé en amont du pied de glace de haut estran, au-dessus des limites des marées hautes de vives-eaux. N'étant pas formé par la congélation de la nappe d'eau, mais plutôt par la congélation des eaux de fonte de la neige, affecté par les embruns,

il est parfois appelé « faux pied de glace » dans la littérature (Moign, 1972; Dionne, 1973b) (figure 1. 2).

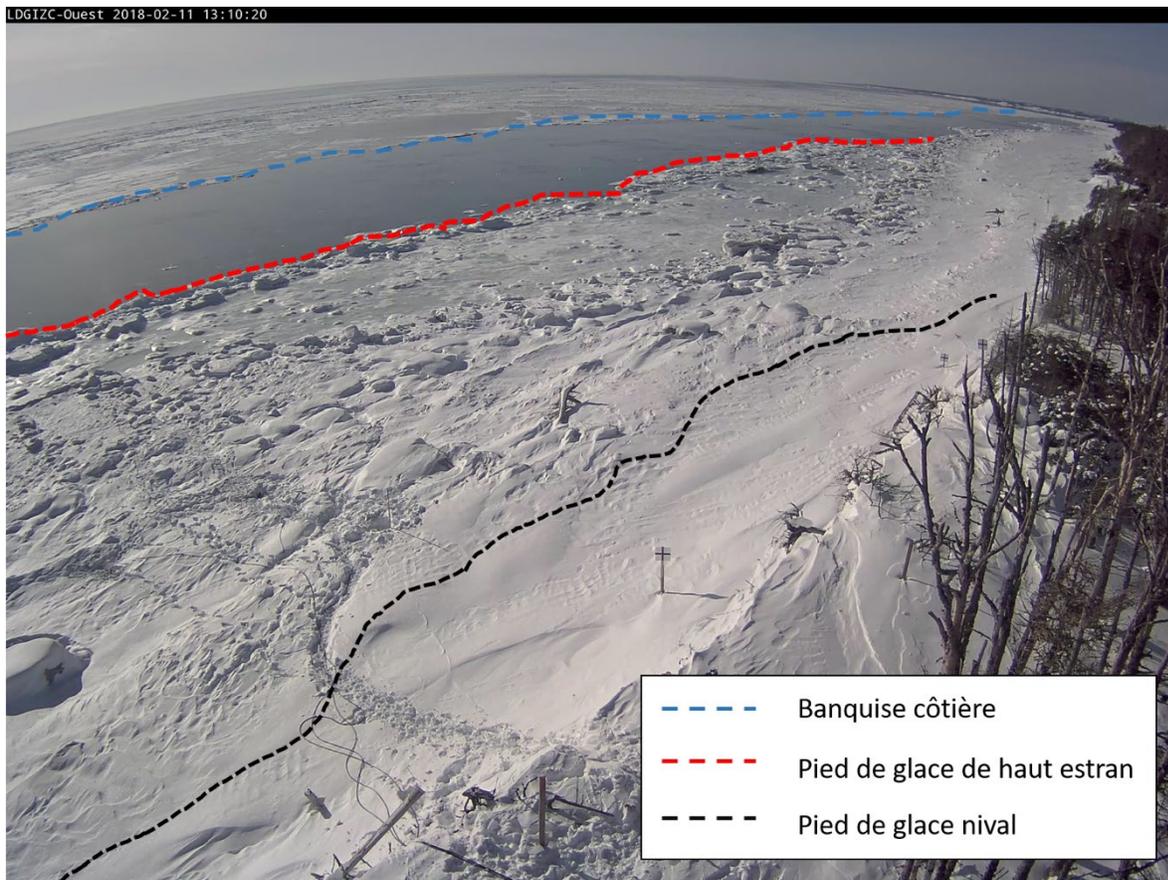


Figure 1. 2 Entités glacielles présentes lors de la saison glacielle 2017-2018.

Le pied de glace de haut estran se situe en aval du pied de glace nival et en amont du pied de glace de bas estran. Il est parfois difficile de le délimiter du pied de glace nival lorsque les accumulations de neige sont importantes (figure 1. 2). Le pied de glace de haut estran, contrairement au pied de glace de bas estran et à la banquise côtière, est soudé au rivage par le fond (Dionne, 1973b ; Senneville et al., 2014). Comme l'indique la figure 1. 2, à marée haute, le pied de glace de haut estran peut parfois être submergé de par le fait qu'il est ancré à la plage. Il n'est alors pas affecté par le mouvement de la marée, mais son expansion sera tout de même influencée par les niveaux d'eau. Le pied de glace de haut estran se forme de plusieurs façons selon plusieurs vitesses. En effet, une formation du pied de glace formée par

la congélation de la plage saturée en eau sera plus lente alors qu'un pied de glace formé par l'accumulation de frasil peut s'effectuer le temps d'une marée (Dionne, 1973b). Lors d'événements de tempêtes, les fortes conditions hydrodynamiques fracassent le pied de glace déposant alors des blocs de glace provenant de la fragmentation de la glace en place (Moign 1972 ; Dionne, 1973b ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Le pied de glace se forme alors à partir de blocs de glace, le tout consolidé par une matrice d'eau gelée (Allard et Champagne, 1980). Selon le mode de formation, la glace incorporera plus ou moins de sédiments. Les différents modes de formation et de dégradation du pied de glace seront abordés avec plus de détails dans une autre section du chapitre.

Le pied de glace de bas estran est, quant à lui, plus étendu selon le marnage, puisqu'il couvre la zone intertidale entre la limite des basses mers et la flexure de la plage. La flexure correspond à la rupture de pente qui segmente le haut estran du bas estran. Il est influencé par le mouvement vertical de la marée (Dionne, 1973b). L'établissement du pied de glace de bas estran variera en fonction de son orientation à la côte et de son exposition aux vents dominants (Corriveau et al., 2016). Si les vents soufflent vers la côte, la glace de mer y sera poussée favorisant le développement et la stabilité du pied de glace de bas estran et d'une banquise côtière, alors que lorsque les vents souffleront vers le large, l'effet contraire sera observé (Senneville et al., 2014). Les forts courants de marée et les estrans plus étroits empêchent l'établissement permanent d'un pied de glace de bas estran (Dionne 1973b). Durant l'hiver 2017-2018, le pied de glace de bas estran ne s'est développé que très rarement. L'absence du pied de glace de bas estran affectera la morphologie du pied de glace de haut estran. En effet, le pied de glace de haut estran prendra une allure verticale entraînant la réflexion des vagues (Corriveau et al., 2016). Au contraire, en présence du pied de glace de bas estran, le front s'étendra progressivement sur la plage. Selon les conditions de vagues et de vents, le pied de glace de bas estran sera poussé vers le pied de glace de haut estran, immobile, formant une crête de glace concassée par la pression de ces deux masses de glace (figure 1. 3).



Figure 1. 3 Crête de poussée glacielle entre la banquise et le pied de glace de haut estran

Finalement, la banquise côtière est l'entité glacielle située le plus au large du complexe glacielle côtier. Elle correspond à une étendue de glace adjacente à la côte, mais non soudée à celle-ci (Senneville et al., 2014) (figure 1. 2). Contrairement à la glace de mer, la banquise est immobile et en interaction avec la côte et les plus hauts fonds (Mahoney et al., 2007). La banquise côtière se développera lorsque les températures diminueront et que les courants marins et les vents seront de faible intensité (Michel et Drouin, 1970). Très fragile lors de sa formation, elle cèdera facilement à l'action des vagues (Moign, 1972).

Dans le cadre de ce mémoire, l'accent sera mis sur le pied de glace de haut estran. Les conditions météorologiques du site d'étude ne permettent que très rarement le développement d'un pied de glace de bas estran et de la banquise côtière. De plus, sur le site d'étude étudié, étant en milieu tempéré froid, le pied de glace de haut estran est la première entité à se former et la dernière à persister permettant un plus long suivi de la dynamique hivernale des plages. L'absence des autres entités du complexe glacielle côtier engendre des conséquences sur la

dynamique du pied de glace de haut estran lui-même, mais aussi sur la morphodynamique des côtes sableuses du site d'étude.

1.3 LE CYCLE GLACIEL : DE LA VIE A LA MORT DU PIED DE GLACE

Le cycle glaciaire correspond aux différentes phases dans lesquelles le pied de glace évolue au cours de la saison glaciaire (Moign, 1972; Dionne 1973a). Le cycle est divisé en trois phases bien distinctes : l'englacement, le pléni-glaciaire et le déglacement (Allard et Champagne, 1980). D'une année à l'autre, la dynamique du pied de glace variera puisque sa morphologie est le résultat d'une suite de variables provenant des paramètres climatiques, hydrodynamiques et morphologiques du milieu où il évolue (Moign, 1972 ; Dionne 1973a ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Les variations de ces paramètres affecteront tout au long de la saison glaciaire la stabilité du pied de glace (Moign, 1972). L'englacement et le déglacement sont les deux phases les plus dynamiques où une multitude de processus s'enchaînent et se superposent (Senneville et al., 2014). Avec le réchauffement des températures hivernales, plus d'un cycle glaciaire peut être observé au cours d'une même saison glaciaire (Bernatchez et Dubois, 2004).

1.3.1 L'englacement

L'englacement correspond à la phase initiale du développement du pied de glace, de laquelle dépendront les autres phases d'évolution (Moign, 1972). Avant tout influencé par l'abaissement des températures de l'air, l'englacement débute à la fin de l'automne ou au début de l'hiver, selon les années (Dionne, 1973a ; Moign 1972). Selon les conditions environnantes, cette phase comportera plusieurs événements de formation et de dégradation du pied de glace (Forbes et al., 2002). L'arrière-plage, non influencée par la marée quotidienne, sera plutôt formée à partir des précipitations neigeuses. Les journées de pluies, les vents ainsi que le gel-dégel favoriseront la formation de glace nivale et donc du pied de glace nival (Moign, 1972; Dionne 1973a). L'englacement est une phase importante pour le reste de la saison glaciaire puisque le type de glace qui se formera influencera la résistance du pied de glace aux différentes conditions météo-marines (Senneville et al., 2014). Dionne

(1973a) et Moign (1972) soulèvent trois grands modes de formation : 1) la congélation in situ ; 2) la formation par agglomération de blocs de glace et 3) la formation par crêtes de frasil.

1.3.1.1 Mode de formation : congélation sur place

Le plus souvent, le pied de glace se forme par la congélation de la nappe d'eau sur la plage (Moign 1972 ; Dionne 1973a ; Senneville et al., 2014). Au jusant, la plage saturée en eau est exposée aux températures ambiantes et permet le développement d'une fine couche de glace (Moign, 1972) (figure 1. 4). Ainsi de suite, le pied de glace prendra forme en s'épaississant au fur et à mesure, d'abord dans la partie supérieure du haut estran, puisqu'elle y est exposée moins fréquemment par la marée. La synchronisation des périodes de marées de vives-eaux et des conditions de gel joue un rôle dans la largeur du pied de glace. En période de mortes-eaux, les niveaux d'eau atteints sur la plage seront moins élevés qu'en période de vives-eaux. Si les conditions de gel concordent avec la fin de la période des marées de vives-eaux, le développement du pied de glace s'effectuera par congélation de la plage gorgée en eau. Dans un cas où les conditions de gel précèdent une période de vives-eaux, la glace formée précédemment fondra par les échanges thermiques de l'eau plus chaude que la plage gelée (Moign, 1972 ; Dionne 1973a ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981).



Figure 1. 4 Congélation de la nappe d'eau sur la plage (LDGIZC, 2007)

1.3.1.2 Mode de formation : agglomération de blocs de glace

La formation du pied de glace par agglomération de blocs de glace s'effectue rapidement puisqu'il se met en place principalement sous des conditions de tempête. Les blocs de glace seront de tailles variées et de natures différentes, soit de la glace de mer, de rivière ou encore de la glace déjà formée sur la plage (Moign, 1972; Dionne, 1973a) (figure 1. 5). Ils sont soit arrachés par les vagues, poussés par le vent ou déposés par la marée. Une fois déposés, ils se cimenteront sur la plage et entre eux par la congélation de l'eau ou par le frasil. Ce mode de formation fait aussi référence au type de pied de glace de tempête (Moign, 1972 ; Dionne 1973a ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Le pied de glace de tempête peut être visible au printemps, lorsque le front est érodé. Les blocs transparaissent au travers de différents types de glace (figure 1. 6).



Figure 1. 5 Formation du pied de glace par agglomération de blocs (LDGIZC (2018))



Figure 1. 6 Vue du front du pied de glace avec agglomération de blocs

1.3.1.3 Mode de formation : déposition de frasil

Finalement, le pied de glace peut aussi être formé à partir de frasil déposé puis consolidé sur la plage. Le frasil se définit comme l'ensemble des cristaux de glace se développant dans une eau turbulente à l'état de surfusion (Michel et Drouin, 1970). Il peut aussi être formé par la reprise de la neige par l'eau qui forme ce que Moign (1972) appelle *slush* de neige. La présence du frasil dans l'eau atténue la propagation des vagues (Senneville et al., 2014). Les faibles conditions hydrodynamiques permettront une accumulation du frasil par la marée sur la plage, qui sera par la suite consolidée par les températures froides (Dionne, 1973b) (figure 1. 7). Tout comme le pied de glace en formation par accumulation de bloc, la formation de ce type de pied de glace peut être rapide.



Figure 1. 7 Formation du pied de glace par déposition de frasil (LDGIZC, 2018)

1.3.2 Le pléni-glaciel

Le pléni-glaciel correspond à la phase de stabilité et de maximum glaciaire au cours de l'hiver. Une fois formé, le pied de glace de haut estran prend de l'expansion vers le large et avance progressivement pour recouvrir entièrement le haut estran. Une expansion verticale, toutefois moins grande, s'effectue grâce à la congélation de l'eau qui submerge le pied de glace de haut estran à marée haute (Moign, 1972). Les précipitations neigeuses favoriseront aussi l'expansion verticale du pied de glace, principalement celui nival. C'est principalement durant le pléni-glaciel que le pied de glace de bas estran et la banquise côtière pourront être observés. Le pléni-glaciel est une des phases du cycle qui, selon les années, varie énormément et jusqu'à parfois être totalement absente (Dionne, 1973a, Corriveau et al., 2016). Dans leur étude, Senneville et al., (2014) indiquent un seuil de 5 jours consécutifs de glace stable, sans événements de dégradation, pour considérer une période de pléni-glaciel. Durant l'hiver 2017-2018, il y a eu plus de 5 jours consécutifs sans événements de dégradation du pied de glace (première semaine de février), toutefois la banquise côtière ainsi que le pied de glace de bas estran n'ont jamais perduré plus de 3 jours.

1.3.3. Déglacement

Au printemps, la fonte du pied de glace s'active en concordance avec l'augmentation des températures de l'air et du rayonnement solaire (Dionne, 1973a). Tout comme l'englacement, il existe plusieurs modes de déglacement qui sont influencés par une prédominance de processus thermiques et mécaniques, selon la forme et la localisation du pied de glace sur le haut estran. Ainsi, au printemps, le pied de glace prendra différentes allures, selon le mode de déglacement qui aura lieu. Ces modes de déglacement seront aussi différents selon la nature de la glace mise en place lors des épisodes d'englacement en début de saison (Senneville et al., 2014). Si certains modes entraînent un déglacement rapide de la plage, comme le détachement massif, certains sont beaucoup plus lents (fonte sur place) et permettent à la glace de perdurer sous la plage parfois jusqu'à l'été (Moign, 1972; Dionne 1973a). Dans cette partie, il sera question de mettre en lumière trois principaux modes de déglacement retrouvés sur les côtes sableuses, qui témoignent de la prédominance thermique et mécanique, ainsi qu'une zone de transition de ces processus.

1.3.3.1 Mode de déglacement : détachements massifs et marginaux

Deux types de détachements sont visibles : les détachements marginaux et massifs. Le détachement marginal engendre le recul du front suite au contact entre celui-ci et la nappe d'eau, qui génère ensuite le détachement de radeaux de glace (Dionne, 1973a ; Senneville et al., 2014). Ces processus ont lieu, peu importe les conditions hydrodynamiques. Le détachement se crée suite à l'infiltration de l'eau dans les fissures de la glace. La glace est alors affaiblie par la fonte de l'eau qui circule, mais aussi par son expansion lorsqu'elle gèle (Senneville et al., 2014). Les nombreux radeaux qui se forment sont soit emportés au large ou bien déposés sur la plage. Le détachement marginal du pied de glace peut être majeur ou mineur selon la quantité de radeaux qui se détachent.



Figure 1. 8 Détachement massif du pied de glace

Le détachement massif survient plutôt lors des grandes marées, lorsque le pied de glace se soulève par ces hauts niveaux d'eau. Le front se démantèle par le délogement de blocs de glace engendrés par l'action mécanique et thermique des vagues (figure 1. 8). Au cours d'un détachement massif du pied de glace, principalement celui du bas estran, plus de 70 % des glaces d'estran sont prises par les courants et amenées au large (Dionne, 1973a). À

la suite du délogement rapide de la glace, la plage est alors exposée aux conditions hydrodynamiques. Dans le cadre de ce projet, il sera question de détachement mineur ou majeur puisqu'à Longue-Pointe-de-Mingan, le pied de glace de bas estran ne se développe que très rarement. Toutefois, il n'est pas impossible de voir un détachement massif sur le pied de glace de haut estran.

1.3.3.2 Mode de déglacement : pied de glace en corniche

À partir d'un certain recul du front du pied de glace causé par le détachement, le front n'est progressivement plus affecté par les niveaux d'eau quotidiens. Lorsque la glace est située sur la partie plus haute du haut estran, seul le jet de rive l'atteint. Le pied de glace fond alors graduellement par le dessous, au contact de l'eau plus chaude. Les conditions d'ensoleillement du printemps activent les écoulements d'eau sur la glace et amplifient aussi cette fonte. Ces variables formeront le pied de glace en corniche, où une partie du pied de glace devient suspendue dans le vide et rattachée à la partie encore ancrée à la plage (figure 1. 9). Le pied de glace en corniche est aussi accentué par l'abaissement de la surface de la plage. Les corniches sont fragiles et cèdent sous leur propre poids par gravité (Senneville et al., 2014). Ceci engendre à plus petite échelle un recul du front puisque, suite à leur effondrement, ces blocs de glace seront évacués par la marée.



Figure 1. 9 Pied de glace en corniche

1.3.3.3 Mode de déglacement : fonte sur place

Au fur et à mesure que le déglacement s'entame, les processus hydrodynamiques ont moins d'impacts sur le pied de glace, puisque celui-ci se retrouve de plus en plus haut sur la plage. La prédominance des processus thermiques génère alors une fonte sur place de la glace. Les conditions printanières comme la hausse des températures et les conditions d'ensoleillement engendreront un amincissement de la glace, qui sera accélérée entre autres par la pluie, les eaux de ruissellement provenant de la fonte de neige et finalement la présence de sédiments qui réduira l'effet d'albédo (Moign 1972 ; Dionne 1973 ; Allard, Michaud, Ruz et Héquette, 1998). Contrairement au détachement, la fonte sur place est un processus progressif qui s'effectue selon l'intensité des paramètres présents. La fonte sur place sera observable dans les endroits où la plage est assez large et présente un bilan sédimentaire positif ne permettant qu'une faible fréquence d'inondation de la plage (Senneville et al., 2014).

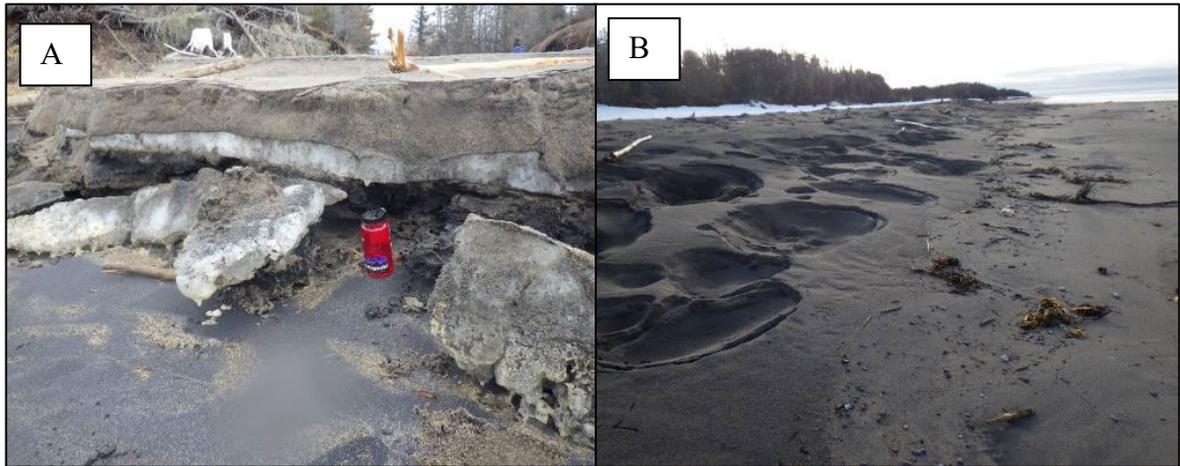


Figure 1. 10 Fonte sur place du pied de glace A. Sédiment incorporé à la glace B. Kettles indiquant la fonte de la glace enfouie sous les sédiments.

En fondant sur place, le pied de glace libère les sédiments s'étant accumulés au fil de l'hiver, formant une crête de sédiments chaotiques où l'on peut retrouver des formes rappelant des *kettles* indiquant la fonte des blocs de glace ensevelis (Moign, 1972; Dionne, 1973a) (figure 1. 10). Si la quantité de sédiments recouvrant le pied de glace est assez importante, un effet d'isolation se produit. Sous une certaine épaisseur, la glace est alors isolée par les sédiments, ralentissant la fonte de celle-ci. Le profil de plage semblera tout à fait normal, mais une couche de glace sera encore présente dans la plage (figure 1. 11). Contrairement au détachement ou au pied de glace en corniche, la fonte sur place se fait graduellement et sur une plus longue période.



Figure 1. 11 Glace enfouie sous les sédiments

1.4 LE PIED DE GLACE EN TANT QU'AGENT MORPHOGENE

Le complexe glacial côtier, dans son ensemble, est un agent géomorphologique important pour les systèmes côtiers des milieux tempérés froids (Moign, 1972 ; Dionne, 1973a ; Troude et Sérodes 1988 ; Forbes et al., 2002 ; Senneville et al., 2014). Les glaces agissent comme protection naturelle des côtes contre les agents hydrodynamiques (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Bernatchez et Dubois, 2008 ; Forbes et al., 2002 ; BaMasoud et Byrne, 2012 ; Senneville et al., 2014). La banquise côtière et le pied de glace de bas estran réduisent l'énergie des vagues déferlantes sur la côte alors que le pied de glace agira en tant que bouclier pour protéger les sédiments de la plage des agents hydrodynamiques (Moign, 1972 ; Hume et Schalk, 1976). Ce rôle de protection est très important considérant que les tempêtes sont plus importantes et fréquentes à l'automne et à l'hiver (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Senneville et al., 2014). Durant l'hiver, le transport sédimentaire est aussi affecté et

même interrompu lorsque la glace couvre la totalité de la plage (Dionne, 1973a). En réduisant les processus hydrodynamiques à la côte, la période de transfert sédimentaire est alors réduite pour l'année (Hume et Schalk, 1976). Toutefois, selon la présence ou non du pied de glace de bas estran ou encore de la largeur du pied de glace de haut estran, le transport sédimentaire pourra tout de même être actif (Bernatchez et Dubois, 2004).

Même si durant l'hiver, il réduit l'impact des vagues sur les côtes, le pied de glace agit aussi en tant qu'agent érosif. Lorsque le pied de glace de bas estran est absent, les vagues déferleront sur le front du pied de glace de haut estran. La forme verticale du front agira comme une structure réfléchissante favorisant l'affouillement de la plage à la base du pied de glace (Bernatchez et Dubois, 2004 ; Senneville et al., 2014 ; Corriveau et al., 2016). Sur les côtes sableuses, le pied de glace provoquera alors l'abaissement du profil de cette façon. Un recul rapide du front du pied de glace lors des tempêtes permet d'observer l'érosion du profil de plage, comme l'illustre la figure 1. 12. La ligne rouge délimite l'ancien niveau de plage, qui indique l'altitude de la plage sur laquelle le pied de glace s'est développé au début de l'hiver. La destruction du pied de glace contribue à l'érosion de la plage, par l'arrachement de glaçons sous lesquels est soudée une couche de sédiment. (Moign 1972 ; Dionne, 1989 ; 1993 ; Guilcher, 1981 ; Bernatchez et Dubois, 2004).



Figure 1. 12 Érosion de la plage, niveau de la plage au moment de la formation du pied de glace

Les glaces deviennent aussi un agent de transport important (Dionne 1973a ; 1993 ; Troudes et Sérodes, 1985 ; Bernatchez et Dubois, 2004). Selon la littérature des milieux à sédimentation fine, les radeaux de glaces chargés en sédiments pourraient parcourir plusieurs kilomètres avant d'être déposés sur la plage ou encore lessivés au large (Dionne, 1973a ; Dionne, 1993). Dans les milieux sableux, la glace flottante ne parcourt pas de longues distances puisque les glaces sont alourdies par leur charge en sable et gravier. L'action des vagues fait aussi fondre plus rapidement la glace, celle-ci étant moins cohésive en présence de sable et gravier (Moign, 1972).

En restant immobile, le pied de glace de haut estran joue aussi un rôle de sédimentation comparable, en importance, à celui d'érosion (Moign, 1972). Lorsque les blocs de glace sont arrachés puis transportés ailleurs, ils fondent sur place en y déposant la charge sédimentaire de cette glace (Dionne, 1973a, Dionne 1993 ; Troude et Sérodes, 1988). Sur le terrain, il est facile de reconnaître un bloc de glace ayant fondu sur place, puisque les

sédiments seront plus lâches et d'une lithologie différente de celle en place (Dionne, 1973a). Au cours de l'hiver, le pied de glace stocke aussi des sédiments à son front grâce au déferlement des vagues sur celui-ci. En plus de contribuer à son expansion, les vagues projettent une quantité importante de sédiments qui seront intégrés au pied de glace (Dionne, 1973a ; Corriveau et al., 2016). Au printemps, la fonte de la glace libérera ces sédiments, laissant un profil de plage aux allures chaotiques (figure 1. 13). Avant d'être remaniés ces sédiments contribueront au rééquilibre du profil de plage.

Il est difficile de bien comprendre le rôle des glaces sur les côtes sableuses puisqu'elles agissent autant positivement que négativement sur le bilan sédimentaire. L'apport respectif du rôle de protection et d'érosion doit être mieux connu pour bien comprendre les effets du pied de glace sur les côtes sableuses.

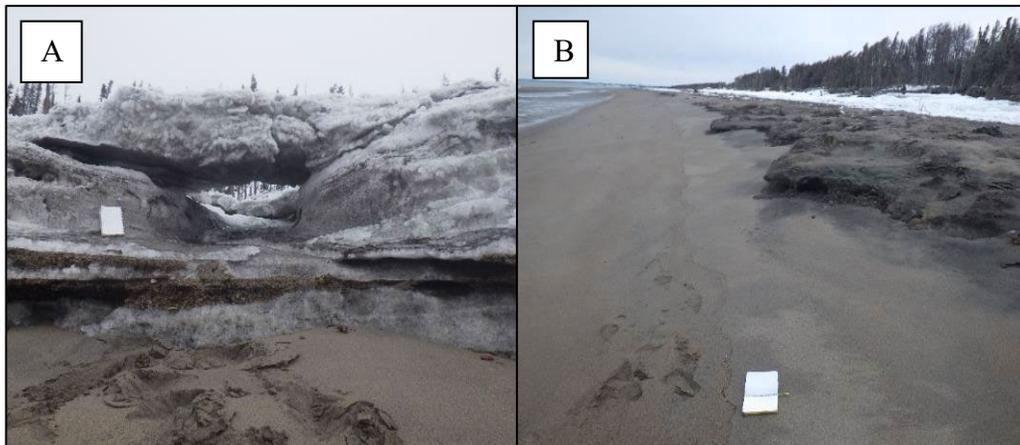


Figure 1. 13 A. Pied de glace chargé en sédiment B. Crête de sédiment formée par la fonte de la glace

1.5 VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DU PIED DE GLACE

La variabilité spatiale et temporelle du pied de glace est particulièrement complexe à l'échelle locale. Sa forme ainsi que le type de glace qui prendra forme dépendront de plusieurs facteurs spécifiques à sa localisation et aux conditions environnantes. La

morphologie de la plage, les conditions météorologiques et les conditions hydrodynamiques sont parmi les paramètres qui influenceront la dynamique du pied de glace et, par le fait même, sa morphologie (Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Évidemment, puisque ces conditions sont différentes au fil des ans, le pied de glace variera à son tour d'une année à l'autre. À l'échelle saisonnière, sa dynamique évoluera avec les tendances naturelles des paramètres telles que l'augmentation du rayonnement solaire et la hausse des températures de l'air au printemps. À une échelle plus régionale, le pied de glace dépendra de sa localisation géographique, soit par son exposition aux différents processus météo-marins mentionnés plus haut ou encore du type de côte (Moign, 1972 ; Dionne, 1973a ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Le développement d'un pied de glace sur une plage enclavée dans une baie sera plus rapide, par exemple, que la formation d'un pied de glace directement exposé aux conditions hydrodynamiques.

La variabilité spatio-temporelle du pied de glace génère plusieurs types de pied de glace. En effet, dans la littérature, la définition du pied de glace varie d'un auteur à l'autre, révélant ainsi différents types de pied de glace. Ces pieds de glace sont définis selon leurs modes de formation et leurs environnements respectifs (Dionne, 1973a ; Wiseman, Owens et Kahn, 1981). Ils sont le résultat d'une suite de processus régis par un ensemble de paramètres, qui révéleront les conditions météo-marines avec lesquelles ils ont été mis en place. Au cours d'une même saison, plusieurs types peuvent être observés, témoignant ainsi de la dynamique locale du milieu (figure 1. 14). La nature de la glace qui composera le pied de glace variera selon des conjonctures événementielles spécifiques. Lors du démantèlement, le type de glace réagira différemment aux différents processus auxquels elle sera soumise. Une glace chargée en sédiments fondra plus rapidement qu'une glace de rivière échouée. Le frasil consolidé favorisera davantage la circulation de l'eau par les fissures alors qu'une glace pure est plus imperméable. La relation entre le type de glace et les paramètres météo-marins n'ont jamais encore fait l'objet d'étude, mais ces composantes du pied de glace demeurent tout de même des paramètres à prendre en considération pour mieux comprendre sa dynamique.

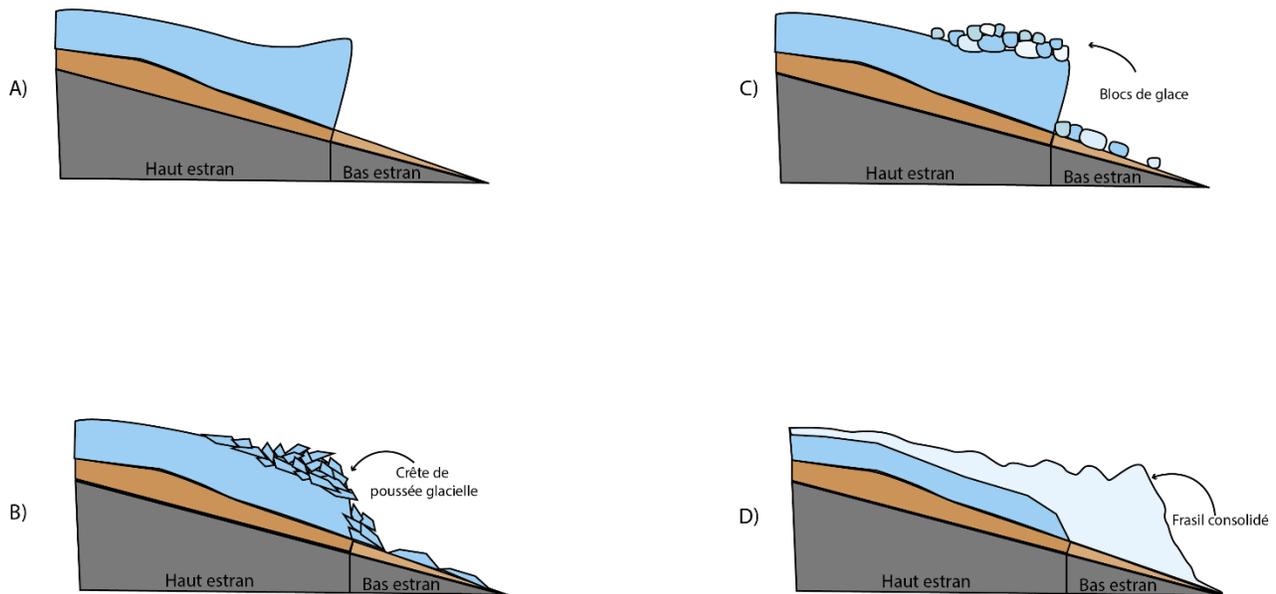


Figure 1. 14 Type de pied de glace au cours d'une saison glacielle à Longue-Pointe-de-Mingan. A) Pied de glace formé par la marée B) Pied de glace formé de radeaux de glace provenant de la banquise ou de la glace de mer C) Pied de glace de tempête formé de blocs de glace D) Pied de glace formé par l'accumulation de frasil consolidé

CHAPITRE 2 : PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE

Le site d'étude est situé à Longue-Pointe-de-Mingan, à environ 160 km de Sept-Îles dans la MRC de la Minganie en Moyenne-Côte-Nord (figure 2. 1). Le recul rapide des basses falaises menace la route 138, seul tronçon routier à desservir la région. Une meilleure compréhension de la dynamique littorale hivernale des côtes de Longue-Pointe-de-Mingan est nécessaire pour approfondir les connaissances sur l'évolution côtière du milieu et ainsi mieux anticiper les changements à entrevoir dans ce secteur, dans une perspective de changement climatique.

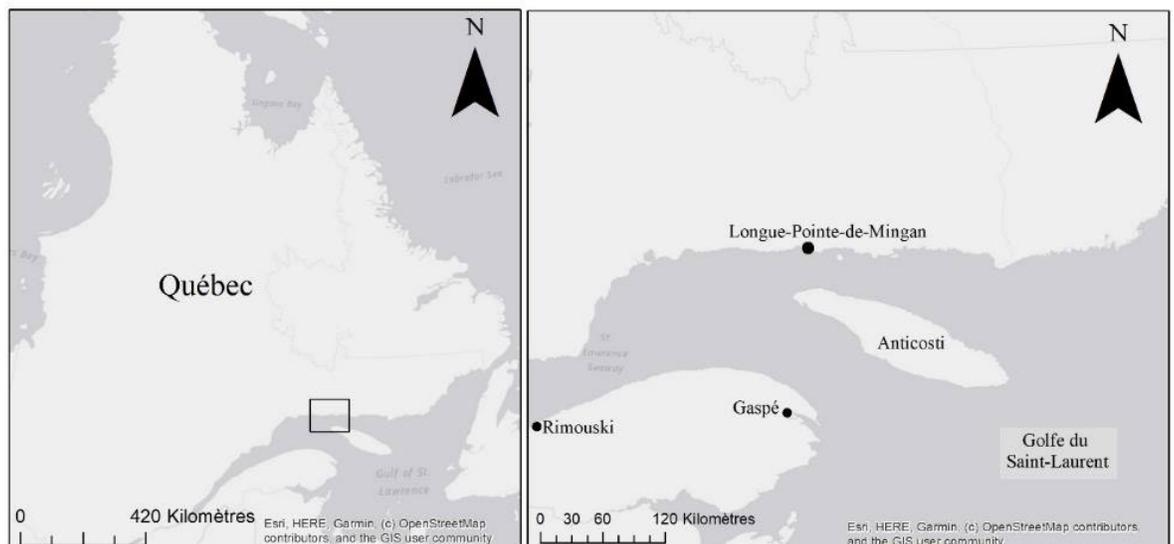


Figure 2. 1 Localisation régionale du site d'étude

Le secteur a été choisi pour la grande dynamique morphologique du milieu. Les côtes sableuses de Longue-Pointe-de-Mingan permettent d'observer à la fois la réponse de la plage

et celle du complexe glaciaire côtier aux différents paramètres météo-marins. De plus, le site de Longue-Pointe-de-Mingan fait l'objet de suivi depuis plusieurs années au sein de la Chaire de recherche en géoscience côtière et du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières à l'UQAR. Ce projet permettra de poursuivre le suivi morphologique des côtes, tout en y incluant un suivi hivernal à une plus haute résolution temporelle.

2.1 CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

Le site de Longue-Pointe-de-Mingan appartient à la cellule hydrosédimentaire du même nom (unité de Rivière-Saint-Jean), limité par la rivière Magpie à l'ouest et la rivière Mingan à l'est et traversée par la rivière Saint-Jean (Coriveau et al., 2016) (figure 2. 2). La portion de côte à l'étude fait face au sud-ouest. Situées dans le Bouclier canadien, les formations rocheuses de la Côte-Nord sont composées de roches métamorphiques d'origine précambrienne résistantes à l'érosion. Toutefois, aucune formation rocheuse n'est apparente le long du littoral du secteur d'étude vu l'épaisseur des dépôts meubles la recouvrant (Dubois, 1979). Les sources sédimentaires proximales du secteur d'étude proviennent tant de l'érosion de la falaise et des berges de la rivière Saint-Jean à l'ouest. L'héritage quaternaire du secteur d'étude a mis en place un immense complexe deltaïque formé par la coalescence des deltas des rivières Magpie et Saint-Jean lors de la déglaciation (Dubois, 1979 ; Boucher-Brossard, 2012).

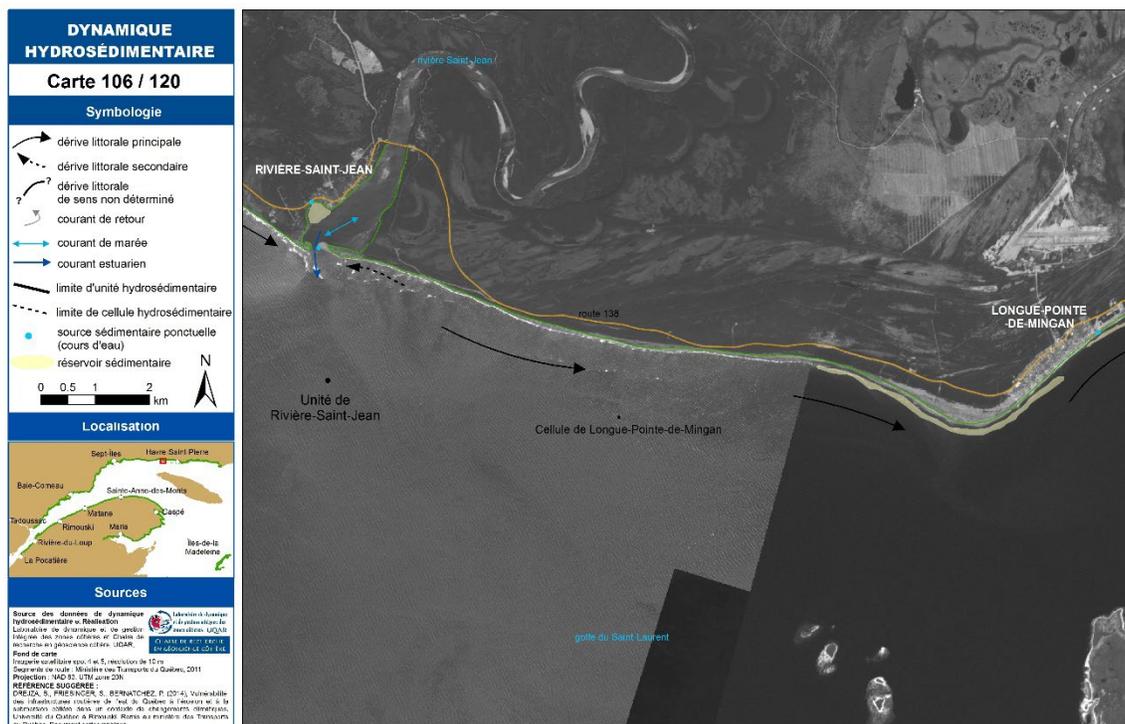


Figure 2. 2 Dynamique hydrosédimentaire de Longue-Pointe-de-Mingan, Cellule Longue-Pointe-de-Mingan (Drejza, Friesinger et Bernatchez, 2014)

Aujourd’hui, l’érosion naturelle des falaises deltaïques de Rivière-Saint-Jean est une source de sédiments importante qui, une fois reprise par la dérive littorale d’ouest en est, forme des barres sableuses au large de Longue-Pointe-de-Mingan (Ross et Long, 1989) (figure 2. 3). Les basses falaises qui composent l’actuel littoral du secteur d’étude correspondent à l’horizon sableux des anciennes plages formées lors de la régression marine postglaciaire (Dubois, 1979). Sur le site d’étude, l’estran s’élargit en raison de la proximité de la barre sableuse. D’une année à l’autre, la largeur variera d’est en ouest. La dynamique littorale est affectée par l’interaction des vagues avec ces barres sableuses (Ross et Long, 1989). La mobilité de celles-ci au fil des saisons engendre des changements morphologiques majeurs sur le haut estran. Encore très peu étudiée, la dynamique des barres sableuses durant l’hiver joue très certainement un rôle sur le développement du complexe glaciaire côtier, en permettant l’ancrage de la banquise et du pied de glace de bas estran sur les hauts-fonds.



Figure 2. 3 Photos obliques du site d'étude indiquant la présence de barres sableuses (LDGIZC, 2017)

2.2 CONDITIONS METEOROLOGIQUES

Le site d'étude appartient à un climat tempéré froid où les saisons sont bien définies. Les données climatiques pour le site d'étude proviennent de la station météorologique du LDGIZC à Rivière-Saint-Jean et de la station météorologique à l'aéroport de Longue-Pointe-

de-Mingan (#7044328) (Environnement Canada, 2019). Le tableau 2. 1 présente la moyenne des températures pour chacune des saisons et pour les mois chauds et froids. La température moyenne pour l'année 2017-2018 était de 1,5 °C et se situe dans les normales climatiques.

Tableau 2. 1 Moyenne des températures pour chacune des saisons à partir des données de la station #7044328 pour 2017-2018

Saisons	Température de l'air °C
Automne (Sept-Oct-Nov)	3,32
Hiver (Dec-Jan-Fev)	-11,22
Printemps (Mar-Avr-Mai)	0,79
Été (Juin-Juil-Aout)	13,04
Mois froids (NDJFMA)	-7,50
Mois chauds (MJJASON)	9,49

Toutefois, les températures mensuelles sont supérieures à celles des normales climatiques. Les températures du mois de mars de 2018 indiquent une différence de près de 5 degrés plus chaud que celles des normales. Même si les moyennes des températures des mois de mai et avril 2018 sont plus froides que les normales, les températures maximales sont pourtant beaucoup plus chaudes que les températures maximales de la normale climatique. La variabilité thermique mensuelle est plus importante pour chaque mois. L'étendue des températures varie entre 19 °C (mai) et -30 °C (février) pour l'hiver 2017-2018.

Tableau 2. 2. Moyenne mensuelle des températures en comparaison avec les normales climatiques 1981-2010

Hiver 2017-2018				Normale 1981-2010			
Mois	Moyenne	Max	Min	Mois	Moyenne	Max	Min
<i>Décembre</i>	-8,3	3,4	-23	<i>Décembre</i>	-8,8	-4	-13,5
<i>Janvier</i>	-11,89	4,46	-25,19	<i>Janvier</i>	-13,4	-8	-18,8
<i>Février</i>	-11,27	0,65	-30,17	<i>Février</i>	-11,7	-6,2	-17,1
<i>Mars</i>	-1,71	5,43	-15,72	<i>Mars</i>	-6,3	-1	-11,5
<i>Avril</i>	-1,6	11	-17,29	<i>Avril</i>	0,6	4,7	-3,5
<i>Mai</i>	2,9	14,59	-5,04	<i>Mai</i>	6,1	10,8	1,2

Pour les mois à l'étude, la dominance des vents est nord-ouest et nord-est. Durant la période de suivi, les vents les plus forts provenaient de l'ouest (figure 2. 4). Les rafales ont atteint près de 50 km/h au cours de l'hiver 2017-2018. Ces données ont été obtenues à partir de l'anémomètre de la station météorologique de Rivière Saint-Jean. Le long du littoral les accumulations de neige de plus de 1 mètre ont été rares. Les précipitations neigeuses sont aussitôt balayées par le vent le long des côtes. La hauteur de neige maximale atteinte pour cet hiver est d'environ 70 centimètres sur le secteur d'étude. Les précipitations surviennent tout au long de l'année pour un total de 1094 mm de septembre 2017 à 2018. Durant les mois à l'étude (décembre à mai), le total de précipitation s'est élevé à 237 mm, représentant 21 % du total annuel.

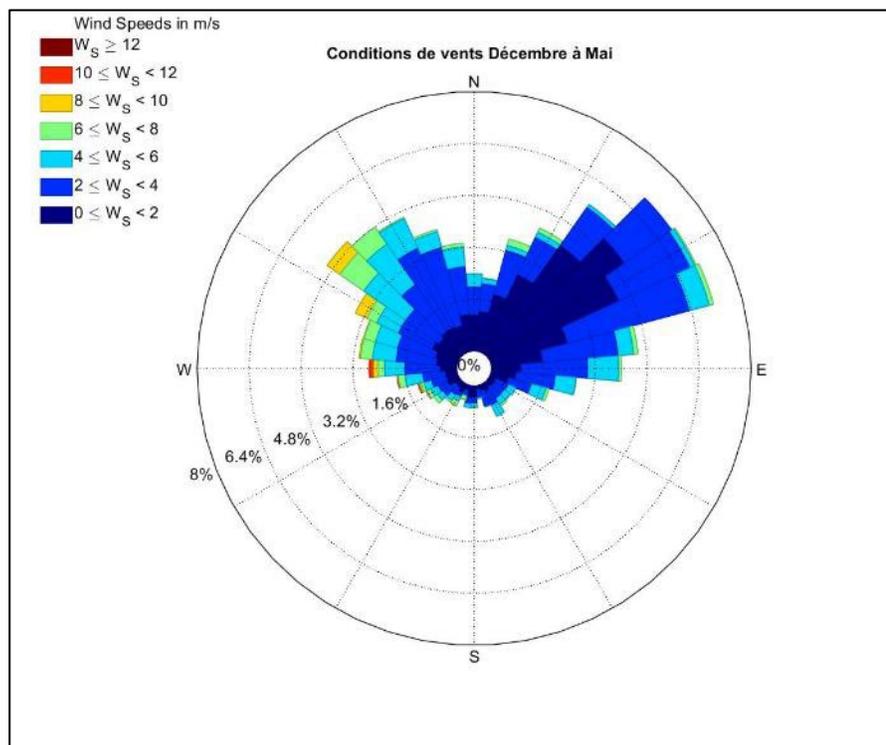


Figure 2. 4 Conditions de vents pour les mois à l'étude, mesurées à la station météorologique de Rivière Saint-Jean (LDGIZC, 2018)

2.3 CONTEXTE MAREGRAPHIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

À Longue-Pointe-de-Mingan, la marée est de type mixte semi-diurne. Les enregistrements des niveaux marégraphiques proviennent de la station marégraphique de Mingan (#2470) du Service hydrographique du Canada. Le niveau moyen des mers est de 1,1 m, alors que le marnage est de 1,2 m pour les marées moyennes et 2,4 m pour les grandes marées (tableau 2. 3). Les courants de marée sont parallèles à la côte et vont vers l'ouest lors du flot et vers l'est lors du jusant (Ross et Long, 1989). Les houles proviennent de l'ouest-sud-ouest et du sud-est (Long et Drapeau, 1983). Pour l'hiver 2017-2018 de décembre à mai, la hauteur moyenne observée des vagues au large a été de 0,97 m, la hauteur maximale atteinte a été de 10,69 m. La période moyenne des vagues est de 5,65 secondes. La dynamique des vagues est influencée par la présence des barres sableuses au large.

Tableau 2. 3 Niveaux marégraphiques Station Mingan (#2470)

Niveau d'eau	Marégraphique (m)	Géodésique (m)
Niveau moyen des mers (NMM)	1,1	0
Basses mers inférieures des grandes marées (BMIGM)	-0,1	-1,2
Basses mers inférieures des marées moyennes (BMIMM)	0,4	-0,7
Pleines mers supérieures de marées moyennes (PMSMM)	2	0,9
Pleines mers supérieures de grandes marées (PMGSGM)	2,4	1,3

2.4 CONTEXTE GLACIEL

Aucune donnée historique de l'état du complexe glaciaire n'est disponible à ce jour. Toutefois le suivi historique de la couverture de glace dans le golfe du Saint-Laurent est effectué par le Service canadien des glaces (SCG) depuis 1968. Les conditions de glace de mer au large sont un renseignement sur les conditions propices au développement d'un complexe glaciaire côtier. Durant les périodes de fortes concentrations de glace de mer, la formation de vagues au large est atténuée ce qui permet la croissance du complexe glaciaire côtier. L'englacement du golfe du Saint-Laurent est exprimé en pourcentage par l'indice du Total Accumulé de la Couverture de glace (TAC).

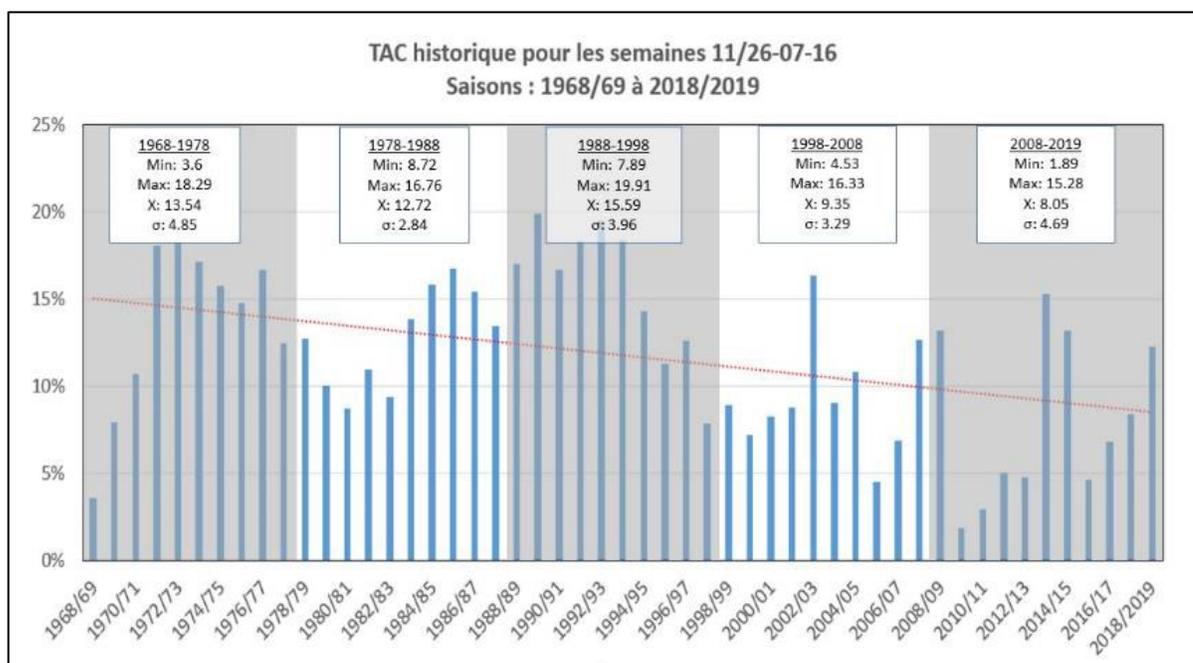


Figure 2. 5 TAC historique Saisons 1968-2019 pour le golfe du Saint-Laurent

La moyenne historique du TAC est de 11,78 % de 1968 à 2019. La normale pour l'intervalle 1971-2000 est de 14,1 % alors qu'une baisse de 1,8 % survient pour la période de 1981-2010 (Corriveau et al., 2016). Le TAC pour la saison glacielle à l'étude est de 8,39 % et correspond à la moyenne de la période 2008-2019. Cette valeur correspond tout de même à une baisse de 3,71 % par rapport à la normale de 1981-2010. Les valeurs les plus basses atteintes sont dans la décennie 2008-2019 (1,89 % en 2009-2010), alors que le maximum de couverture a eu lieu lors de la décennie 1988-1998 (19,91 % en 1989-1990) (figure 2. 5). La décennie 1968-1978 et 2008-2019 présente les plus grands écarts-types, toutefois la moyenne pour la dernière décennie est 1,5 fois plus petite que celle de 1968-1978. Historiquement, la couverture de glace de mer a toujours varié d'une année à l'autre, toutefois, la tendance du TAC depuis 1968 jusqu'à aujourd'hui est à la baisse (ligne rouge, figure 2. 5).

CHAPITRE 3 : MÉTHODOLOGIE

L'ensemble des données acquises dans le cadre de ce projet a été récolté au cours de l'hiver 2017-2018. La période d'analyse s'étend de décembre jusqu'à la fin du mois de mai, soit du pré-englacement jusqu'au déglacement complet de la plage. Le secteur à l'étude couvre une portion de 500 mètres de la côte.

La particularité de ce projet réside dans un suivi à haute résolution temporelle. Le site d'étude a été abondamment instrumenté et de nombreux relevés terrain y ont été effectués. Dans le cadre de ce projet, la diversité des données et la résolution temporelle acquise par l'instrumentation ont fait de Longue-Pointe-de-Mingan un laboratoire naturel intéressant pour effectuer un suivi de la dynamique glacielle d'une plage sableuse. Une station météorologique est présente à moins de 5 km du site d'étude et un mouillage a été installé au large pour la mesure des vagues (figure 3. 1). Sur le site d'étude, un système d'imagerie vidéo en continu a été installé ainsi que des tiges thermiques. La figure 3. 1 indique la localisation de ces instruments, ainsi que la disposition des profils qui ont fait l'objet d'un suivi au cours de l'hiver.

Les instruments permettent d'obtenir de nouvelles échelles d'observations sur la variabilité du pied de glace : latérale, verticale et interne. Cette section présentera dans un premier temps les différents systèmes d'acquisitions de données (topographiques, thermiques et météo-marines). Dans un deuxième temps, les méthodes utilisées pour quantifier la variabilité morphologique et thermique selon les différentes échelles d'observations seront décrites.

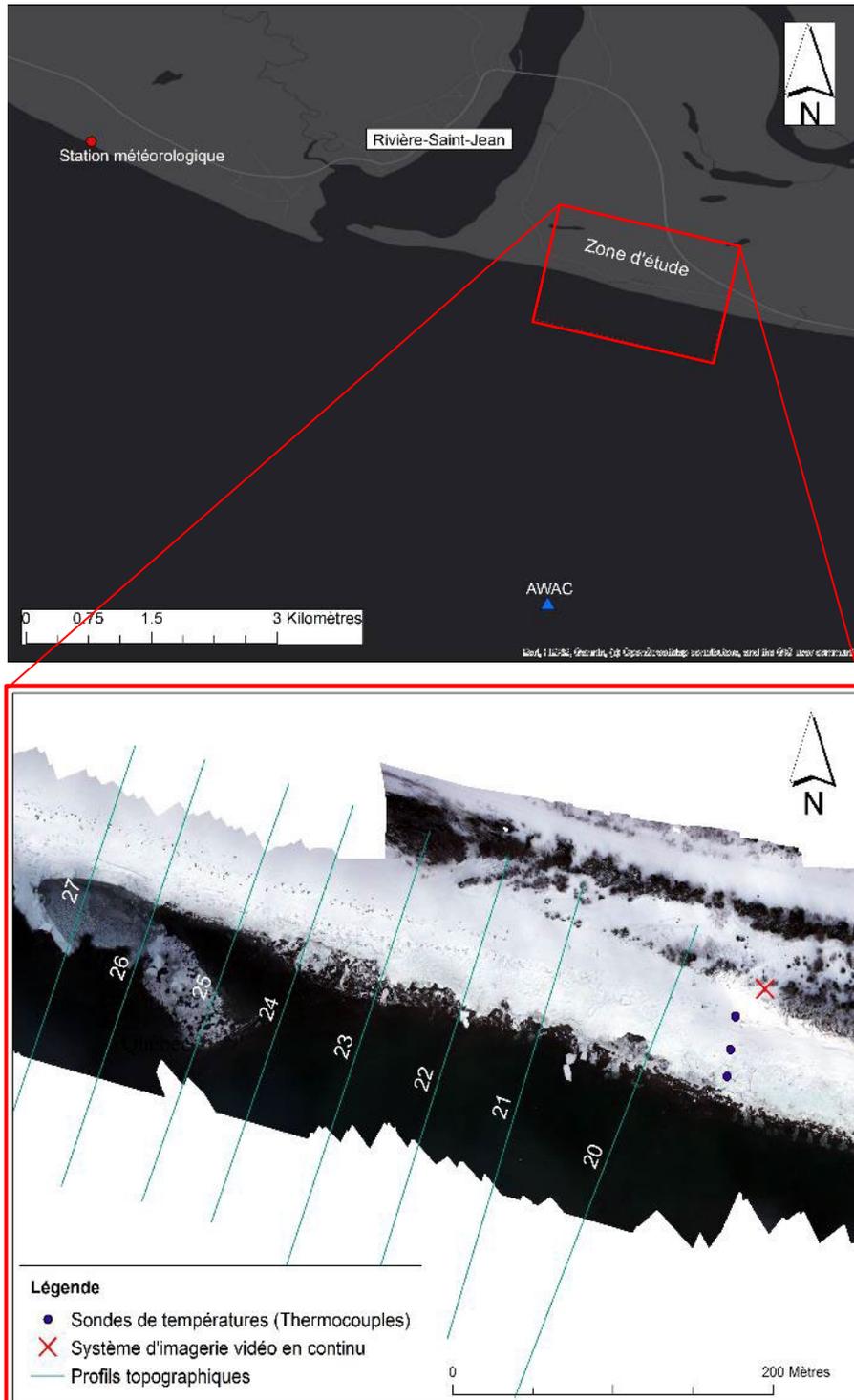


Figure 3. 1 Localisation des instruments et des profils topographiques sur le site d'étude

3.1 ACQUISITION DES DONNEES TOPOGRAPHIQUES

Plusieurs méthodes et outils ont été utilisés pour l'acquisition de données topographiques, soit les profils topographiques au DGPS, des levés photographiques au cerf-volant, couplés à des analyses photogrammétriques et la projection des images provenant du système d'imagerie vidéo continue (tableau 3. 1). La combinaison des différentes méthodes a permis d'obtenir des données, peu importe les conditions limitantes du site d'étude et des instruments, augmentant ainsi la résolution temporelle des données topographiques.

Tableau 3. 1 Synthèse des systèmes d'acquisition de données topographiques

Type d'acquisition	Date de levé	Résolution temporelle	Résolution Spatiale	Limites des levés
Profils topographiques au DGPS	11/4/2017	Bi-mensuelle	500 mètres en transect de 50 mètres	Marée basse de vives eaux
	12/5/2017			
	1/4/2018			
	1/29/2018			
	3/4/2018			
	3/31/2018			
	4/16/2018			
	4/29/2018			
	5/15/2018			
6/13/2018	Résistance au froid			
Levés photogrammétriques au cerf-volant	2/18/2018 *	Mensuel	500 mètres	Ensoleillement
	3/22/2018 *			Résistance au froid
	4/23/2018			Marée basse
	5/4/2018			
Système d'acquisition de caméra vidéo	2017/12 -2018/06	Continu	300 mètres : distorsion après 150 mètres	Alimentation solaire restreinte l'hiver
				Problèmes techniques du système

* Levés topographiques utilisés pour les analyses

3.1.1 Profils topographiques au DGPS

La méthode des profils topographiques est simple, mais reste encore très utilisée dans la littérature pour connaître les changements morphologiques sur une plage (Corriveau et al., 2016 ; Baptista et al., 2008). Cette méthode consiste à suivre, sur une même ligne perpendiculaire, les changements altitudinaux de la plage à l'aide d'un DGPS.

Le DGPS R10 GNSS (Digital Global Positioning System) de la marque *Trimble* a été utilisé avec un type de relevé *RTK et enregistrement* pour effectuer les profils topographiques. Pour ce projet, l'ensemble des données topographiques acquises au DGPS a comme référence le système de projection planimétrique NAD83 MTM5 et le système altimétrique CGVD28 avec le modèle de géoïde HT2.0. Le mode *topo continu* a été utilisé et permet d'acquérir un point automatique à tous les 0,50 mètre. Ce mode est utilisé avec une roue à la pôle du mobile et permet d'améliorer la fluidité des profils et rendre leur acquisition plus efficace (inspiré de Baptista et al., (2008)) (figure 3. 2). Des profils de base ont été créés pour comparer les mêmes données dans le temps (figure 3. 1).

Depuis 2012, 27 profils à un intervalle de 50 mètres font l'objet d'un suivi annuel. Dans le cadre de ce projet, seulement les profils visibles à la caméra vidéo ont été retenus pour un total de 8 profils (figure 3. 1). Leurs numéros respectifs (20 à 27) ont été conservés pour éviter la confusion avec les projets précédents et futurs du laboratoire. Pour le chapitre 4 de ce mémoire, les numéros de profils ont été renumérotés de 1 à 8. Au total, 10 levés ont été effectués de novembre à juin. Toutefois, comme le pied de glace ne s'est formé qu'en janvier et qu'il est disparu complètement à la mi-mai, l'analyse s'effectuera sur les levés des mois de décembre à mai. Les profils effectués durant ces mois serviront d'état initial de la plage avant pré-englacement (décembre) et du profil estival post-englacement (mai). Certains changements morphologiques sur la plage sont survenus au mois de juin, mais ne seront pas utilisés puisque la glace n'était plus présente. Ces changements sont plutôt associés au rééquilibre de la plage vers le profil estival.

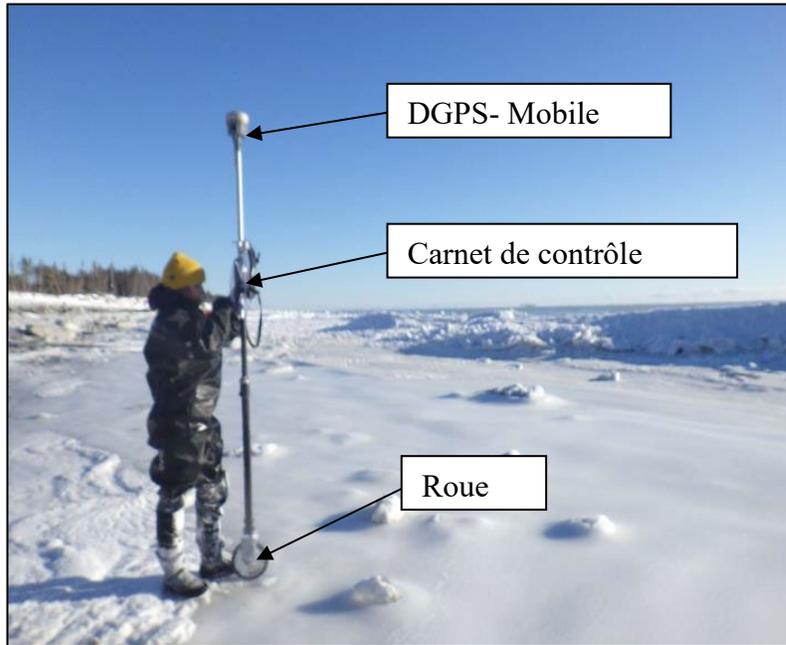


Figure 3. 2 DGPS avec le système de roue

Pour atteindre les barres sableuses au large, les profils topographiques ont été effectués une fois par mois, à marée basse durant les périodes de marées de vives-eaux. Au printemps, la variabilité morphologique étant plus importante, deux levés de profils ont été nécessaires en avril et en mars. Les niveaux d'eau prédits par la station marégraphique étaient priorisés entre -0,1 mètre et 0,5 mètre. Au-dessus de ces niveaux d'eau, les profils n'étaient pas effectués puisque les niveaux étaient trop élevés pour atteindre les barres sableuses. Durant les levés topographiques, les indicateurs géomorphologiques et glaciels ont été notés pour favoriser l'analyse, quantifier les changements morphologiques et l'évolution du pied de glace sur la plage (Corriveau et al., 2016).

L'analyse des profils s'est effectuée dans un premier temps sur ArcMap version 10.4. Les fichiers *shapefile* regroupant les profils topographiques ont par défaut une table d'attributs comportant les coordonnées géographiques X , Y , Z , ainsi qu'un code caractérisant chacun des points. Pour comparer les profils des différentes dates à un point similaire, des points d'origines ont été créés sur ArcMap en amont des points maximaux les plus près de la

côte. La distance entre chacun des points des profils et ces points d'origine ont été calculés avec l'outil *Generate Near Table*.

Une fois les distances calculées, les profils ont par la suite été illustrés puis analysés dans MATLAB. La superposition des profils permet d'évaluer les changements morphologiques de la plage et de suivre les variations de la limite du complexe glaciaire côtier, ainsi que l'épaisseur de la glace sur la plage au fil de l'hiver.

3.1.2 Système d'acquisition de vidéo en continu

À l'automne 2017, un système d'imagerie vidéo a été installé sur la côte à l'étude. Ce type de système permet un suivi, haute fréquence à une échelle temporelle très fine, des variations morphologiques et de la dynamique du secteur étudié. Le système présenté est une adaptation de celui présenté dans Didier et al., (2017). Une des utilisations des caméras était d'obtenir une topographie de la plage juste avant l'établissement du pied de glace, dans le but de bien connaître l'état initial de la plage sous le pied de glace. Malheureusement, des problèmes d'alimentation n'ont pas permis la captation d'image du 7 au 16 décembre 2017, période pendant laquelle un pied de glace s'est formé par l'agglomération de blocs durant des conditions de tempêtes. Le profil initial de la plage pour le projet est donc associé aux profils topographiques effectués au DGPS au début décembre. Les caméras ont servi à obtenir des coordonnées géographiques de la limite du front du pied de glace à partir des images vidéo.

Deux caméras AXIS P3367-VE permettent la captation d'images vidéo à 4 images/seconde (4Hz). Le système est installé sur une structure de 12 mètres implantée sur le haut d'une basse falaise sableuse (figure 3. 3). Au total, la hauteur des caméras est de 17 mètres par rapport au niveau moyen de la mer. Cette hauteur permet de minimiser la distorsion de l'image sur la zone captée par les caméras. Les caméras ont un angle de visée de 84° et la résolution est de 2592 x 1944 pixels (5 megapixels). Les caméras sont orientées le long de la côte vers l'ouest et couvrent l'ensemble des profils à l'étude. Le système est en marche durant les heures d'ensoleillement. L'enregistrement des vidéos se fait par intervalles de 5 minutes en continu sur un ordinateur portable (Lenovo Intel® Core™ i5-6200 U CPU,

2.3 GHz – 2.4 GHz, 8 Go RAM, 64bits) placé dans une boîte étanche attachée à la structure. La segmentation de l'enregistrement permet de minimiser la perte de données et de diminuer la taille des vidéos sur le disque dur. L'alimentation du système fonctionne par énergie solaire où deux panneaux de 2 m² (240W, 17A) alimentent 6 batteries à décharge profonde (235AH) branchées en parallèle pour une sortie de 24 V. Un convertisseur permet de transférer cette sortie en courant électrique de 110 V.

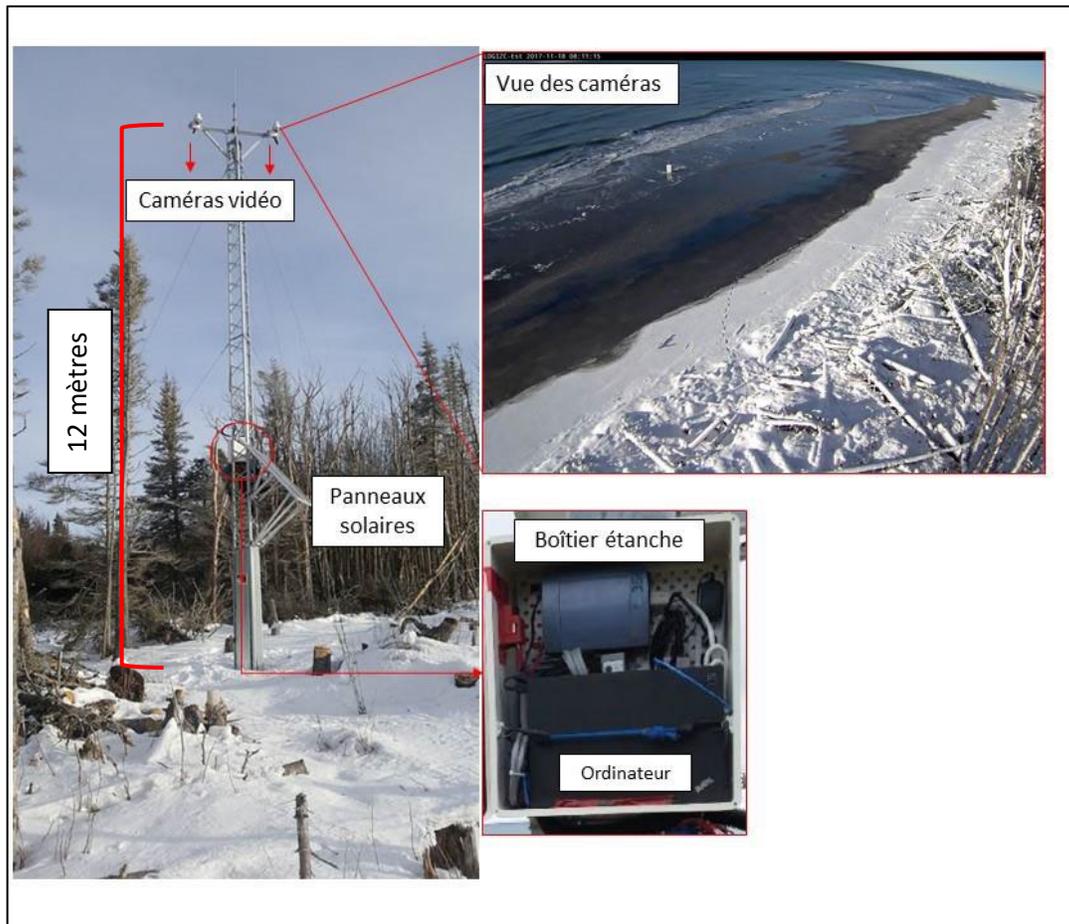


Figure 3. 3 Système d'acquisition d'imagerie vidéo côtière

3.1.2.1 Calibration des caméras vidéo

L'acquisition des données topographiques à partir d'images est possible grâce à une matrice d'orthorectification. Elle s'obtient à partir de la calibration des caméras qui permet d'estimer les paramètres spécifiques de celles-ci. La matrice d'orthorectification permet de convertir les pixels en coordonnées XY au sol, tout en réduisant l'effet de la distorsion associé aux paramètres de la caméra. La technique utilisée est celle décrite par Stumpf et al., (2016) et Didier et al., (2017) et comprend l'ajustement de la distorsion de la focale.

La calibration s'effectue sur le terrain à partir d'un minimum de 9 points de contrôle distribués dans l'ensemble de la zone couverte par la caméra (Didier et al., 2017). Les points de contrôle sont pris au DGPS. À chaque point enregistré, une capture d'image est nécessaire pour associer une coordonnée géographique XYZ à un pixel. Une cible fixée à la pôle du DGPS permet d'identifier le pixel en question (figure 3. 4). Seulement les points indiqués sur la figure 3. 4 ont été utilisés pour la calibration (28 points sur 32) des caméras. La dispersion des points sur le secteur visé par les caméras a permis de minimiser l'erreur horizontale avec un RMSE final de 0,629 mètre (figure 3. 4). Il est important de noter que l'effet de distorsion, bien qu'il soit minimisé, est toujours présent ce qui a pour résultat que la dimension du pixel des coordonnées géographiques $x-y$ au sol augmente en fonction de la distance aux caméras (Didier et al., 2017).

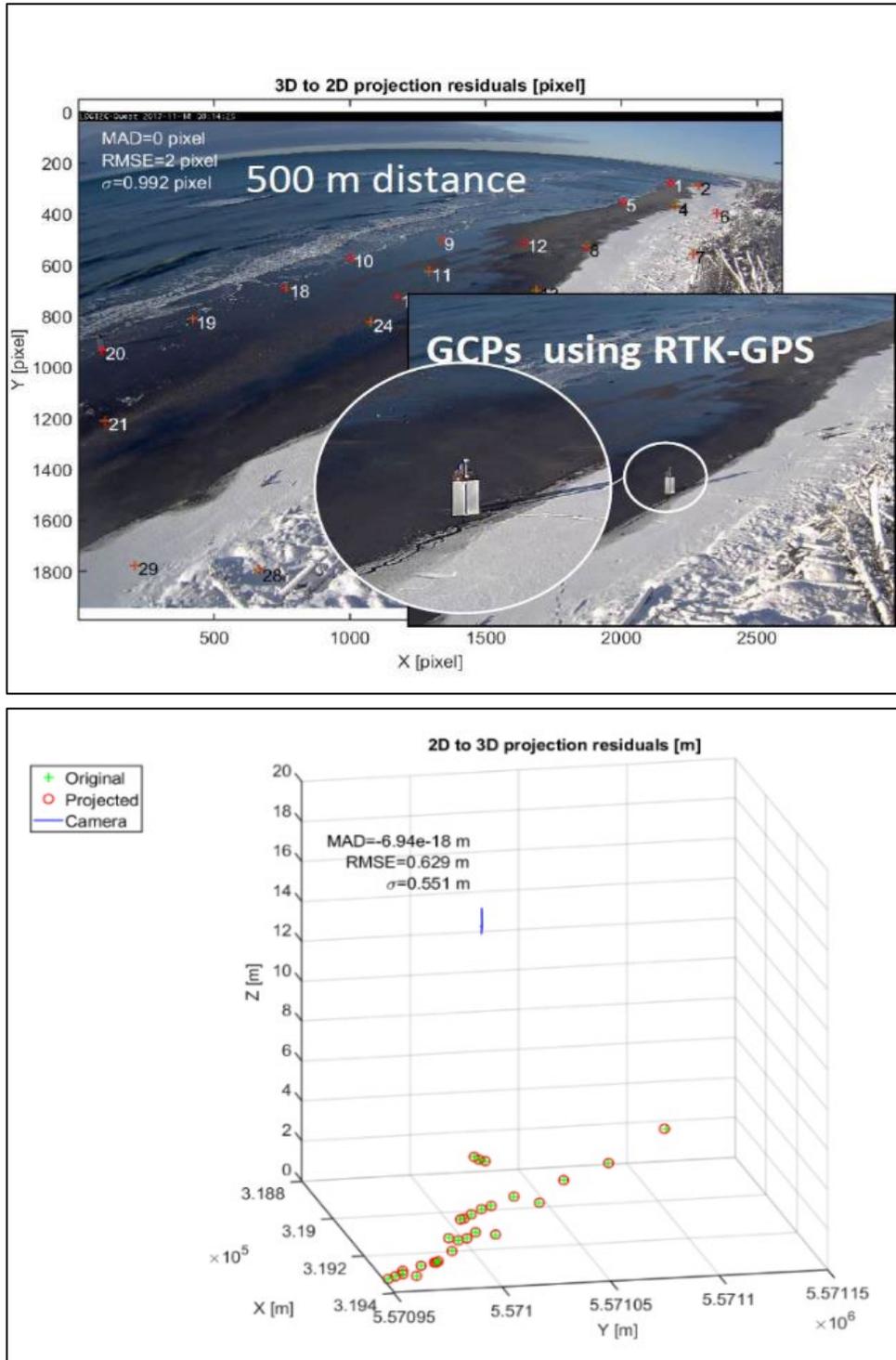


Figure 3. 4 Points de contrôles projetés vs observés

3.1.2.2 Projection d'image vidéo à partir de la limite de la glace

Normalement, le système d'imagerie vidéo côtière présenté ci-dessus est utilisé pour obtenir des données topobathymétriques de la plage à un moment voulu, grâce à la projection du niveau d'eau sur la plage (Didier et al., 2017). Des capteurs de pression sont installés près de la côte permettant d'avoir le niveau d'eau (Z) respectif à la côte en simultané avec les images vidéo. Toutefois durant l'hiver, ces capteurs risquent d'être endommagés sous l'action mécanique de la glace. La limite utilisée pour projeter les images sera associée à l'élévation moyenne du front du pied de glace. La glace est aussi un indicateur facile à délimiter sur les images par la différence des couleurs de pixel entre la neige/glace et le sable. De plus, la position géographique du front du pied de glace est connue mensuellement grâce aux relevés terrain. Au printemps, la distinction du front du pied de glace est moins visible. Pour ces conditions, l'élévation (Z) associée à la limite de la glace sur la plage a plutôt été utilisée. La projection d'image par l'élévation de la glace nécessite des points de validation de l'élévation du front du pied de glace ou de la limite de la glace. Ces données ont été obtenues à partir des levés topographiques mensuels effectués au cerf-volant et au DGPS (6 levés topographiques et 3 levés au cerf-volant).

La projection des images a été obtenue à partir d'un *GUI (Graphical User Interface)* sur *MATLAB*. La projection permet d'obtenir une image orthorectifiée provenant des images vidéo en continu grâce à la matrice d'orthorectification obtenue précédemment. Dans ce *GUI*, l'image est projetée à une élévation connue, ici l'élévation de la limite de la glace ou du front. La projection des images s'est faite à une résolution de 0,10 m pour rendre le traitement plus efficace, puisqu'une résolution au centimètre rendait les traitements trop lents. L'image orthorectifiée produite est en format *.tiff* permettant son intégration dans un système d'information géographique (figure 3.5 A). Les choix méthodologiques pour quantifier la variabilité morphologique du pied de glace à partir des images vidéo seront abordés dans la section sur la variabilité latérale.

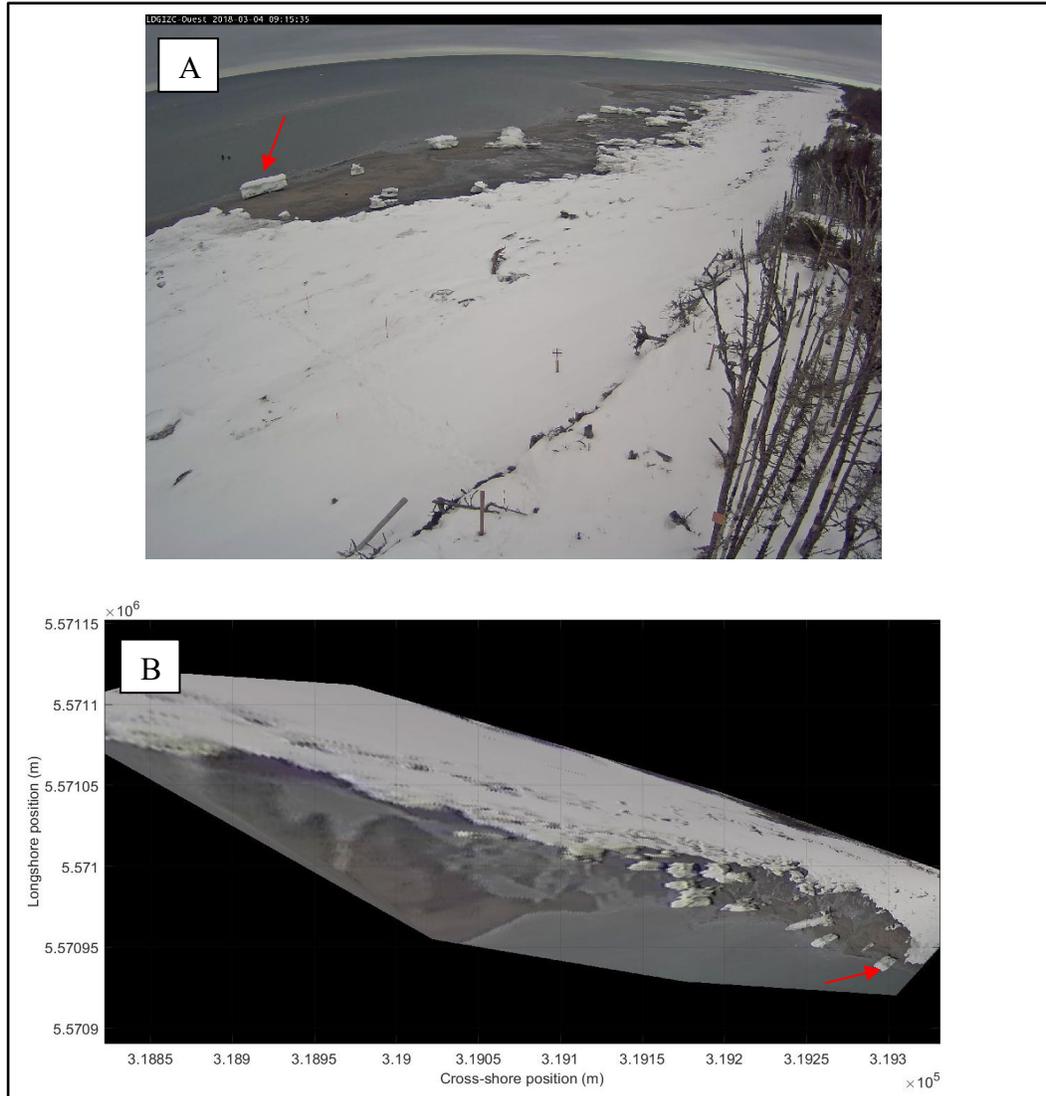


Figure 3. 5 A) Capture d'écran provenant d'une vidéo / B) Image projetée à l'élévation moyenne du front à 0,65 m. La flèche rouge indique un repère pour comparer les deux images avec l'effet de distorsion.

La figure 3. 5 illustre la différence entre l'image projetée et l'image initiale du vidéo. Une capture des images vidéo a été effectuée sur les vidéos désirées pour obtenir une image à projeter. La projection de l'image permet d'avoir une vue en plan du secteur (figure 3. 5B). Certains éléments sont toutefois déformés par l'effet de distorsion, notamment le bloc de glace indiqué par une flèche rouge dans les deux images (figure 3. 5). Les seules positions

géographiques qui sont réelles sont celles associées aux pixels de la limite de la glace et de la plage.

3.1.2.3 Validation de la méthode de projection par la limite de la glace

La méthode de projection d'image à partir de la limite de la glace a été validée avec chaque levé topographique effectué au DGPS (profils topographiques et levés photogrammétriques au cerf-volant). La figure 3. 6 indique la différence entre les points de validation et le front tracé à partir de l'image projetée lors du levé du 22 mars 2018. Le calcul de l'erreur s'est fait à partir de la différence entre la distance des points pris au DGPS et le trait de côte et la distance entre le front projeté et cette même ligne. L'erreur-moyenne est de 3,10 mètres. Cette erreur-moyenne a été calculée à partir des valeurs en absolu. Des analyses statistiques ont été effectuées pour évaluer la variabilité spatiale et temporelle de l'erreur moyenne absolue (EMA). L'ANOVA a permis de déterminer si la variabilité spatio-temporelle de l'EMA est associée, dans le premier cas, à la disposition des profils par rapport à la caméra ou dans un deuxième cas à la variabilité saisonnière des profils. La figure 3. 7 permet de visualiser la variabilité de l'EMA par profil (d'est en ouest) et la variabilité saisonnière (de l'hiver au printemps).

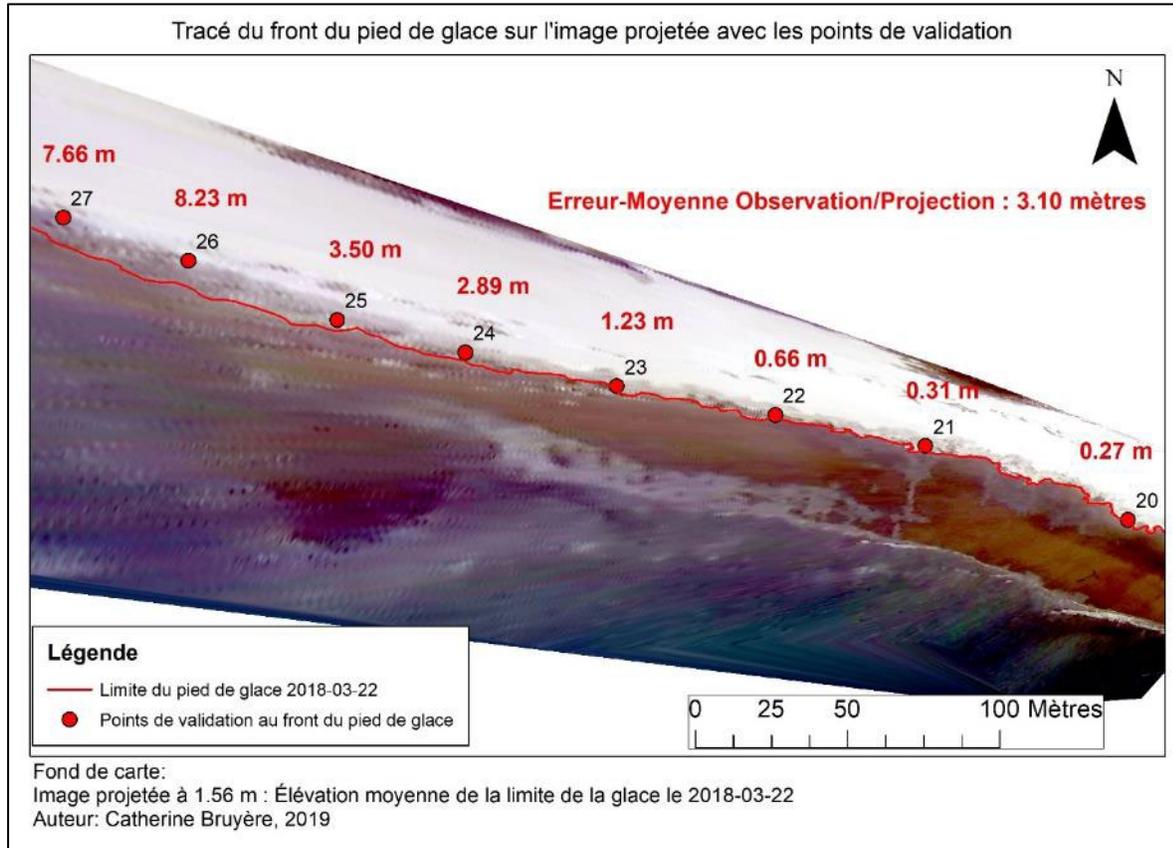


Figure 3. 6 Erreurs associées à la projection de l'image

L'erreur moyenne absolue de chacun des profils prend en compte la variabilité saisonnière puisqu'elle consiste en l'erreur-moyenne absolue de chacun des profils pour toute la saison. L'erreur moyenne augmente entre le profil 20 et 27 (figure 3. 7). L'ANOVA permet de déterminer si la variabilité des profils est associée à leur disposition face à la caméra (entre les profils) ou encore plus à leur variabilité saisonnière (au sein d'un même profil). Les résultats indiquent que la différence entre les profils est significative avec un *p-value* de 0,0349 pour un intervalle de confiance de 95 %. Il existe donc une différence entre la moyenne de chaque profil. Un test de comparaison multiple permet de déterminer que le profil 20 et 27 sont significativement différents. Ces résultats indiquent donc que la disposition des profils affecte l'erreur-moyenne absolue. Ceci est facilement expliqué par le

fait que les pixels les plus loin de la caméra sont plus fortement affectés par l'effet de distorsion que ceux près de la caméra.

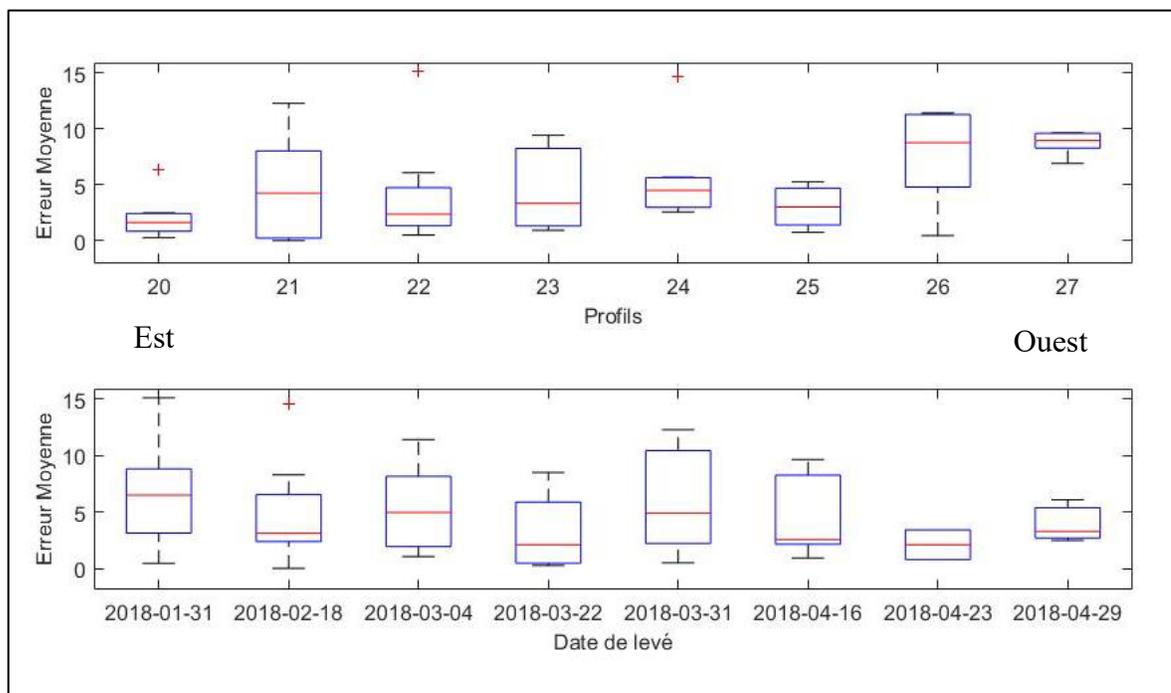


Figure 3. 7 Variabilité spatio-temporelle de l'erreur moyenne absolue

La variabilité temporelle de l'EMA permet de déterminer si la saisonnalité affecte l'erreur de projection des images. La largeur du front du pied de glace varie d'un mois à l'autre et l'effet d'ombrage causé par la hauteur du front du pied de glace augmenterait l'erreur dans la projection des images. Avec l'ANOVA, le but est de déterminer si la variabilité peut être expliquée par la saisonnalité (les levés au différent mois) ou la variabilité interne des mois qui sont donc associées à la variabilité des différents profils. Les résultats indiquent que les groupes ne sont pas significativement différents avec un p -value de 0,7062. L'erreur n'est donc pas affectée par les changements morphologiques du pied de glace au fil des mois.

L'erreur de projection peut être expliquée par plusieurs points, notamment l'effet de distorsion engendrée par la caméra, mais aussi par la prise de données sur le terrain. En effet,

les limites de glace prises sur le terrain ne sont pas toujours associées avec celles visibles sur les images vidéo. Le tracé des images était aussi difficile lors de la présence de banquise côtière qui rend la délimitation entre celle-ci et le pied de glace difficile. Même si la méthode présente ses limites, elle permet tout de même d'avoir un portrait global de la variabilité du front du pied de glace sur la plage et permet d'extraire des images chaque jour. Cette méthode a été gardée, malgré l'erreur élevée des profils 26 et 27 puisque les causes de ces erreurs sont connues.

3.1.3 Levés photographiques au cerf-volant

Des levés photographiques couplés à des analyses photogrammétriques ont été utilisés pour acquérir des données topographiques sur l'ensemble du territoire sans être limités par les transects des profils et l'effet de distorsion de la caméra. Au cours de l'hiver, les levés au cerf-volant ont souvent été limités par le manque de lumière et le froid. Tout comme les profils topographiques, dans le but de couvrir une plus grande portion du secteur, les levés étaient effectués à marée basse. Toutefois, pour éviter le manque de lumière, les levés ont été effectués dans la période suivant les marées de vives-eaux. L'heure des marées basses permettait d'avoir une lumière constante tout au long du levé. L'autonomie de la batterie de la caméra diminuait considérablement avec des températures en dessous de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Un boîtier isolé avec de la styromousse et comprenant des sacs chauffants de type Hot-Pads à l'intérieur a été confectionné pour permettre à la caméra d'être fonctionnelle en dessous de ces températures. Avec cette invention, l'autonomie est passée de 15 minutes à 45 minutes.

La photogrammétrie au cerf-volant est facile d'utilisation et constitue une méthode peu coûteuse (Westoby et al., 2012). La technique *Structure from motion* (SFM) permet de créer un modèle 3D du pied de glace grâce à une superposition de plusieurs images (figure 3. 8) (Westoby et al., 2012 ; Smith, Carrivick et Quincey, 2016). La caméra est attachée à la ficelle du cerf-volant (Into The Wind© Levitation Delta Kite) sur laquelle se fixe un picavet (Brooxes KAP-Klips©) qui permet de placer la caméra selon l'orientation voulue (figure 3. 9). La caméra utilisée est une Ricoh© GRII de 16.2 mégapixels et d'une distance focale fixe

de 18,3 mm (figure 3. 9). Les conditions optimales pour l'utilisation du cerf-volant sont des vents constants entre 15 et 45 km/h. La direction du vent déterminera le type de tracé à effectuer pour couvrir l'ensemble du territoire et s'assurer de la superposition d'images (figure 3. 10). Pour garantir un maximum de superposition dans les images, la caméra a été programmée de façon à prendre une photo aux 10 secondes. Pour chaque levé, une vingtaine de cibles ont été disposées uniformément sur la plage (figure 3. 8 ; figure 3. 9) et leur position a été relevée au DGPS. Les cibles optimisent les différentes positions de la caméra pour obtenir un meilleur modèle. De plus, leurs positions géographiques permettent d'obtenir une orthomosaique géoréférencée avec précision (Smith, Carrivick, Quincey, 2016).

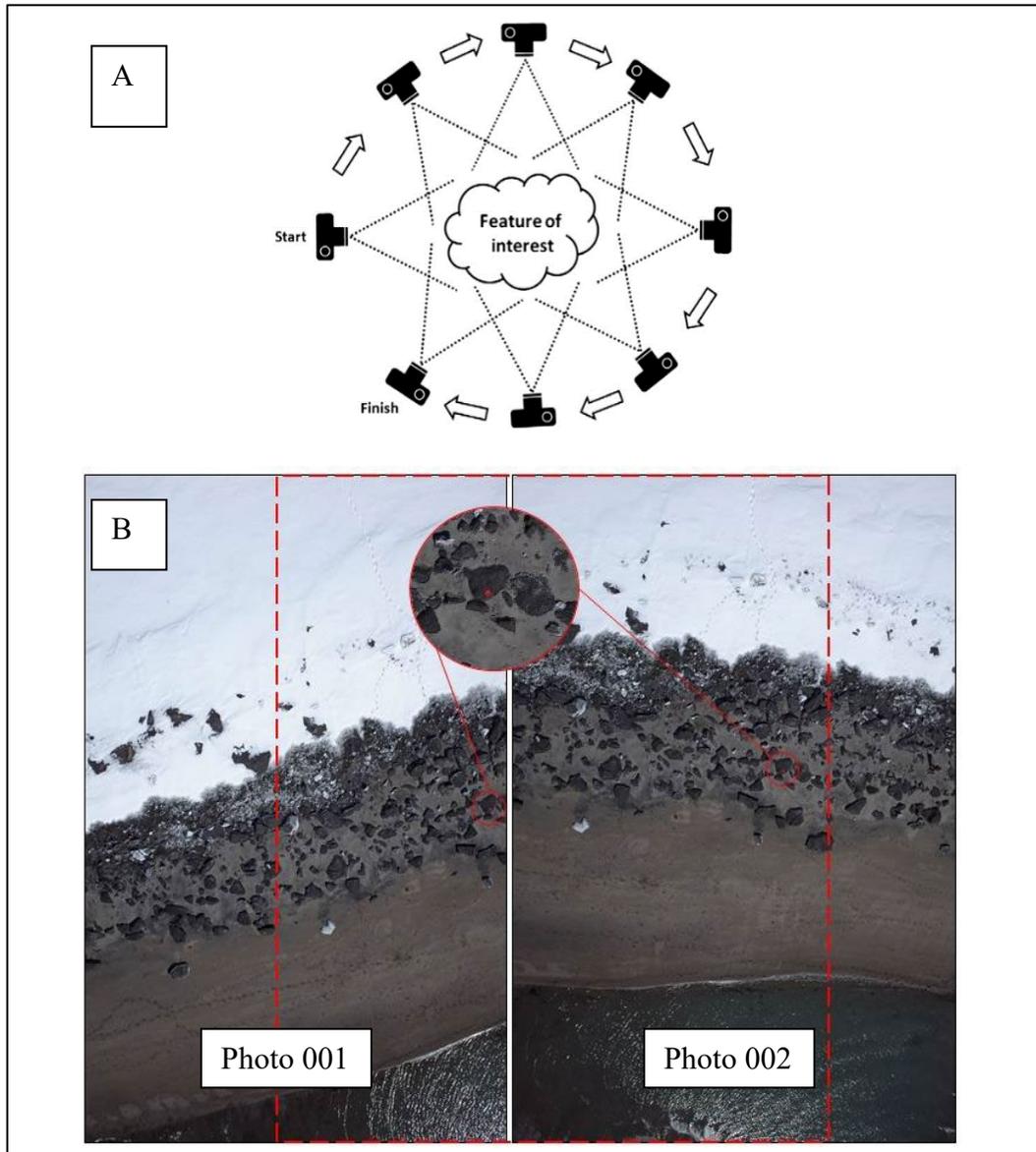


Figure 3. 8 A. Schéma du principe de Structure from Motion (SFM). (Tiré de Westoby et al., 2012). B. Superposition d'images et disposition des cibles servant aux points de contrôle



Figure 3. 9 Système d'acquisition des images par cerf-volant

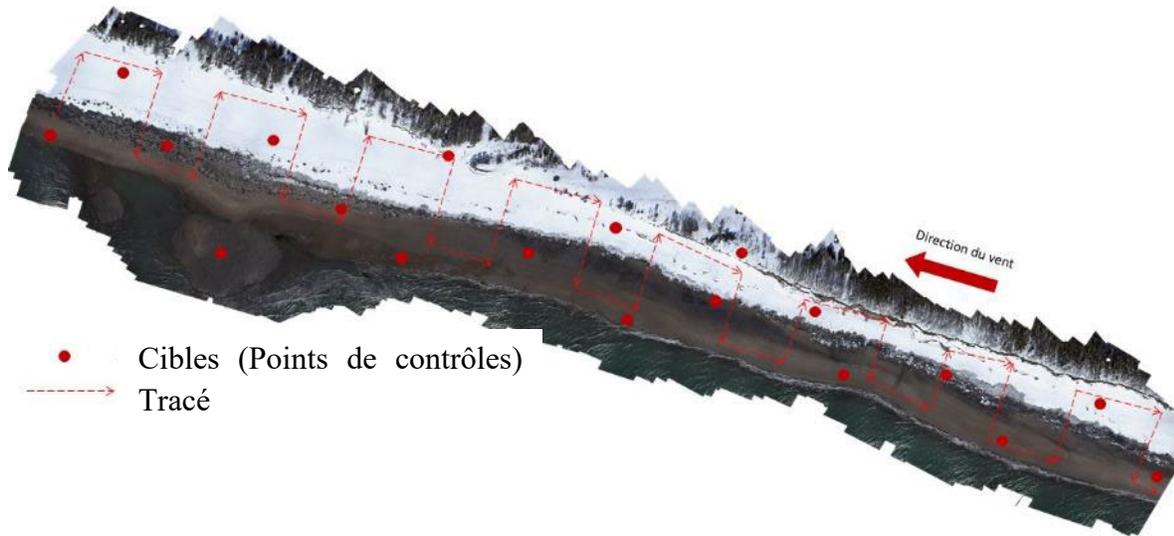


Figure 3. 10 Exemple de tracé et de disposition des cibles

Le traitement photogrammétrique a été réalisé sur le logiciel Agisoft© Photoscan Professional. Les photos sont d'abord importées puis alignées automatiquement dans le logiciel qui permet de trouver des points similaires (tie points) sur un minimum de deux photos et d'estimer la position de la caméra pour chaque photo. Les positions des points de contrôle sont ensuite importées dans le logiciel en tant que *Marker*. Les *Markers* servent à optimiser le positionnement de la caméra et des données. Le modèle se validera sur ces points et l'erreur sera calculée à partir de ces coordonnées géographiques. Chaque *Marker* est validé et replacé au besoin selon le pixel correspondant sur chaque photo. L'optimisation de la position est ensuite effectuée pour diminuer l'erreur de reprojection. Le modèle est géoréférencé selon le système de coordonnées NAD83 MTM 5. Un nuage de point dense est construit en se basant sur les positions estimées sur la position de la caméra pour chaque photo et à partir de ces informations, le programme calcule les informations de profondeur

pour chaque caméra. Le nuage de point dense permet par la suite de générer un MNE qui, à son tour, permet la construction d'une orthomosaïque.

Tableau 3. 2 Caractéristiques et statistiques des levés photogrammétriques

Date du levé	2/18/2018	3/22/2018	4/23/2018	5/4/2018
Nombre d'images	610	382	211	493
Altitude moyenne de la caméra (m)	67,9	49	53,5	37,4
Résolution au sol (cm/pixel)	1,64	1,21	1,32	9,05
Couverture (km ²)	0,16	0,1	0,12	0,11
Nombre de <i>tie points</i>	245 321	291 368	189 371	423 112
Erreur de reprojection (pixel)	0,66	0,38	0,57	0,52
Nombre de points de contrôle	17	20	17	30
RMSE Points de contrôle (cm)	2,07	1,55	1,02	1,13

Pour chaque levé terrain, le front du pied de glace a été tracé sur Agisoft directement et le shapefile a été exporté sur ArcGIS. Cette limite a été utilisée pour la projection des images vidéo expliquée dans la Section 0.2. L'extraction des profils topographiques a aussi été faite pour obtenir une meilleure résolution dans l'analyse des profils topographiques. Les levés du mois d'avril et mai (colonne en rouge tableau 3. 2) ont été mis de côté pour les analyses en raison des modèles de mauvaise qualité. Bien que la résolution du modèle du mois d'avril soit de 1,32 cm, le modèle présente trop de trous de données, tout comme celui du mois de mai. Les conditions de vents n'étant pas adéquates pour ces dates, la superposition des images n'a donc pas été efficace. Les seuls levés photogrammétriques qui ont été gardés pour l'analyse sont ceux en bleus dans le tableau 3. 2. Les autres levés n'ont pas une assez bonne qualité pour les utiliser en comparaison avec les autres types de données. Les conditions de

vents n'ont pas permis une couverture homogène du territoire et les paramètres de la caméra ont affecté la qualité du modèle.

3.2 ACQUISITION DES DONNEES THERMIQUES DE LA GLACE

Des sondes de températures ont été installées le 10 février 2018 durant le pléni-glacial. L'élaboration du système comportait plusieurs défis, notamment d'être résistant au froid, à l'eau salée et à l'action des vagues et des glaces. Le système complet se divise en trois sondes thermiques installées dans la glace rattachée par un câble de communication au boîtier de contrôle fixé à la tour du système d'imagerie vidéo (figure 3. 11). Les tiges sont disposées le long d'un profil. La première (tige 1) se retrouve à la limite entre le pied de glace nival et le pied de glace de haut estran et la dernière (tige 3) derrière le front du pied de glace à la date d'installation (figure 3. 11). Pour insérer les sondes dans la glace, un trou a été percé à l'aide d'une tarière à glace de 5 centimètres de largeur et d'une longueur de 1 mètre de la compagnie Kovacs Enterprise, spécialisée en forage et perçage de glace. À l'embout de la tarière, des lames adaptées au perçage de la glace chargée en sédiment sont ajoutées pour faciliter le travail. Une rallonge a été ajoutée lorsque l'épaisseur de la glace dépassait 1 mètre (figure 3. 12). La glace a été percée jusqu'à atteindre la plage. Les tiges ont été insérées dans la glace de sorte que les premiers capteurs (thermocouples) sont insérés directement dans la plage dans le but de quantifier les échanges thermiques à l'interface glace/plage.

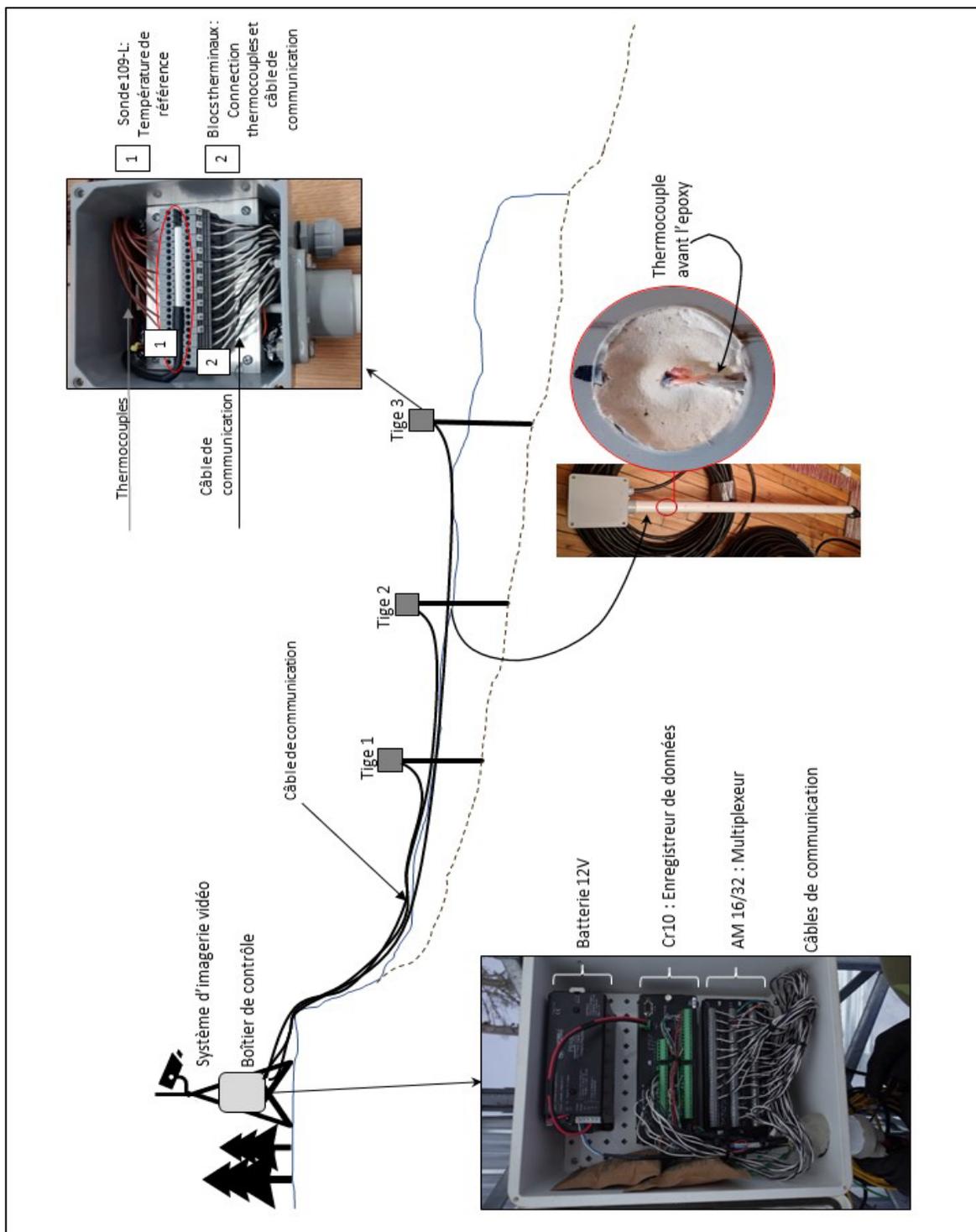


Figure 3. 11 Schéma représentant la disposition des thermocouples et les composantes du système

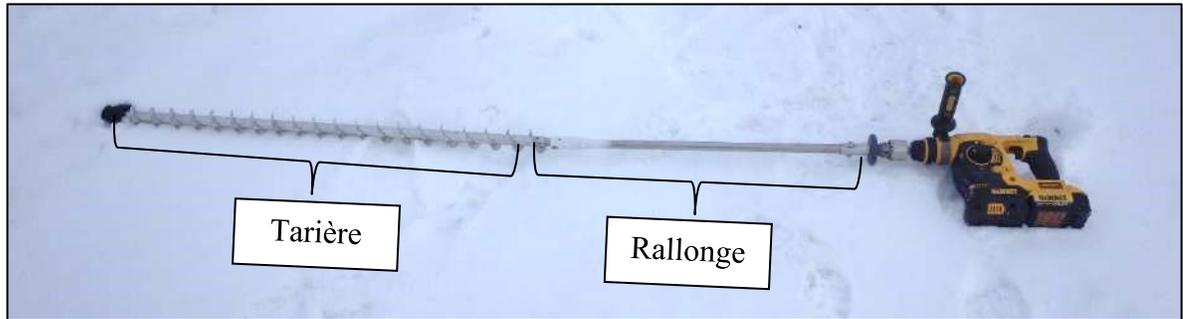


Figure 3.12 Tarière Kovacs Enterprise

Un câble de communication (*Belden 20-12 AWG*) relie chacune des tiges jusqu'au boîtier de contrôle (figure 3.11). Le boîtier étanche (*Campbell Scientific*) comprend l'enregistreur de données (*CR10 – Campbell Scientific*), un multiplexeur (*AM 16-32-Campbell Scientific*), une batterie 12V, le tout alimenté par panneau solaire (figure 3.11). Le multiplexeur permet d'augmenter le nombre de ports sur le CR10 et donc de brancher les trois sondes sur le même enregistreur de données.

L'enregistrement des données se fait aux 15 minutes. Deux caméras de chasse (*Reconyx*), l'une installée sur la tour et l'une sur un arbre prennent des photos aux 15 minutes en concordance avec l'enregistrement des données. Ces caméras servent aussi à pallier le système de caméra vidéo en cas de problème en alimentation. Les photos confirment les événements de fonte, de submersion et de démantèlement.

3.2.1 Confection des sondes thermiques et théories sur les thermocouples

Les thermocouples ont été choisis comme capteurs thermiques pour leur faible coût et la simplicité d'utilisation avec les instruments Campbell Scientific. Ceux de type T ont été choisis (Constantan-Cuivre) et ont été utilisés puisqu'ils constituent les types de thermocouples les plus stables et sont souvent utilisés dans les environnements de températures très basses. Leur utilisation s'étend sur des températures de -200 °C à 200 °C et est bien adaptée dans les milieux où l'oxydation peut être très présente. Les thermocouples de type T ont une précision de $\pm 0,5\text{ °C}$, mais ceux utilisés dans ce projet ont démontré des

variations de moins de 1 °C. Les thermocouples obtiennent une valeur de température à partir d'une différence en microvoltage provenant des deux métaux de nature différente qui les composent (figure 3. 13). La température est prise à la jonction de ces deux métaux. Lorsque cette jonction est chauffée, il apparait une tension aux extrémités libres qui est différente d'un métal à l'autre. Pour connaître la réelle température à la jonction, une température de référence est installée pour obtenir une lecture précise de la température absolue.

Les thermocouples sont insérés sur des tiges qui sont construites à partir de tuyaux de PVC de 5 centimètres, de 1,10 mètre. Dix trous à un intervalle de 10 centimètres ont été percés pour y insérer les thermocouples (figure 3. 11). Le premier étant à 0 cm et le dernier à 90 cm. Chaque thermocouple a été recouvert d'une pâte d'époxy puis scellé avec de l'époxy à haute conductivité thermique. Les sondes ont été peintes en blanc pour diminuer l'erreur associée à la conductivité thermique de l'instrument.

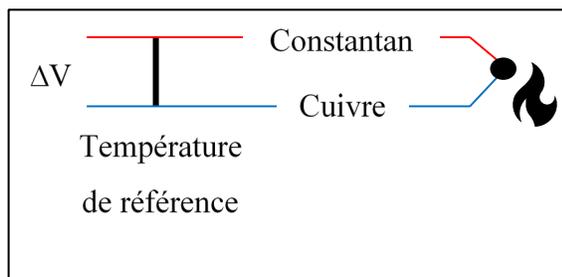


Figure 3. 13 Schéma représentant les thermocouples

Le câble de communication est attaché à la tige à partir de la boîte de jonction. Sur le terrain, le câble de la première tige est rattaché à un poteau de métal inséré dans la glace dans le but de permettre au câble d'arracher à la boîte de jonction plutôt que directement aux boîtiers de contrôle. La boîte de jonction permet la connexion entre les fils de thermocouples et les fils de communication par l'entremise de blocs terminaux (figure 3. 11). Une sonde de température (*109-L Campbell Scientific*) est branchée dans cette boîte et sert de température de référence pour les thermocouples.

Sur le terrain, une prospection a été nécessaire pour décider du site d'implantation et pour mesurer la longueur des câbles à couper. L'emplacement de chacune des tiges devait présenter une variabilité morphologique ainsi qu'une diversité dans le type de glace.

3.3 ACQUISITION DES DONNEES METEO-MARINES

3.3.1 Stations météorologiques

Une station météorologique se trouve à Rivière-Sainte-Jean à 5 kilomètres du site d'étude. Cette station est placée à une altitude de 7,25 mètres au-dessus du niveau de la mer. L'enregistrement des données s'effectue aux heures. Tous les instruments sont de la compagnie *Campbell Scientific* et ont été calibrés avant leur installation (tableau 3. 3). Une erreur dans le programme a généré des valeurs de hauteur de neige aberrantes. L'erreur a été corrigée à partir du 3 mars. Avant cette date, les valeurs de hauteur de neige n'ont pas été prises en considération.

Tableau 3. 3 Variables mesurées à la station météorologique de Rivière-Saint-Jean

Instruments	Variable mesurées
Enregistreur de données -CR1000	Toutes les données
Sonde de température et Humidité relative – HMP-60	Température °C
	Humidité relative %
Pluviomètre – ARG-100	Précipitation (mm)
Pyranomètre – CMP11	Rayonnement solaire W/m ²
Baromètre- CS106	Pression atmosphérique BP kPa
Anémomètre - 05103	Vitesse m/s
	Direction °
Capteur ultrason hauteur de neige – SR50A	Hauteur de neige (m)

Une plus petite station a été installée sur la tour du système d'acquisition d'image vidéo. Une sonde de température, un pyranomètre ainsi qu'un capteur pour la hauteur de neige ont été installés. Ces instruments permettent d'effectuer un suivi microclimatologique du site d'étude. Les données de température et rayonnement solaire permettront de faire le lien avec la fonte du pied de glace alors que les données de hauteur de neige permettront de voir si les tiges enregistrent une accrétion de glace ou de neige.

3.3.2 Instrument pour mesurer les vagues

Les vagues sont enregistrées au large à partir d'un profileur de courant (*ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler*) de type AWAC (*Acoustic Wave And Current*) de la compagnie Nortek. Le capteur est installé à une profondeur de 14 mètres et la fréquence d'échantillonnage est à 2 Hz. Les données couvrent la période du 27 novembre 2017 au 22 juin 2018 couvrant une période de 207 jours. Plusieurs données sont disponibles, mais seulement les données suivantes (tableau 3. 4) ont été utilisées :

Tableau 3. 4 Variables mesurées et utilisées à partir du capteur de vagues au large

Variables utilisées	
Hauteur significative des vagues (mètre)	Hs
Hauteur maximale des vagues (mètre)	Hmax
Période moyenne des vagues (seconde)	Tpeak
Direction des vagues correspondant au pic d'énergie (° «provenant de »)	DirTp
Niveau d'eau moyen * (mètre)	MWL

* La valeur 10.1325 dBar est ajoutée (considérant que l'AWAC prend cette valeur comme pression atmosphérique moyenne pour calculer la pression de l'eau). La pression moyenne est corrigée avec des valeurs de pression atmosphérique en temps réel (Station d'Environnement Canada ou instruments à proximité). Le niveau d'eau, en mètres, est calculé comme suit :

$$D = P_{mean} + 10.1325 - p_{atm}$$

$$1,025 \times 0,980665$$

Aucune donnée de vague à la côte n'est disponible durant l'hiver puisque l'action mécanique des glaces risquerait d'engendrer des bris sur les capteurs de pression installés sur la plage.

3.4 QUANTIFICATION DE LA VARIABILITE MORPHOLOGIQUE ET THERMIQUE DU PIED DE GLACE

Les approches présentées ci-haut ont permis de quantifier l'évolution morphologique et thermique du pied de glace au cours de l'hiver 2017-2018. Le suivi à haute résolution a permis d'obtenir plusieurs échelles d'observation quant à la variabilité du pied de glace. Puisque le pied de glace est une entité tridimensionnelle qui évolue verticalement et latéralement (*longshore et crossshore*), les analyses s'effectueront sur la variabilité latérale du pied de glace de façon à quantifier sa mobilité sur la plage.

3.4.1 Variabilité latérale

Le système de vidéo en continu a permis de suivre la mobilité de la glace sur la plage à une haute résolution temporelle. Le front du pied de glace a été utilisé comme indicateur glaciaire sur la plage pour faciliter l'identification autant sur le terrain que sur la caméra. Au printemps, lorsque la fonte débute, le front du pied de glace devient moins distinctif. La limite de la glace sur la plage a plutôt été utilisée comme indicateur dans ce cas.

La figure 3. 14 indique les étapes effectuées pour obtenir une délimitation du front chaque semaine. Le suivi des profils topographiques au DGPS et les levés photogrammétriques par cerf-volant ont permis de trouver l'élévation pour les indicateurs mentionnés plus haut. Pour les profils topographiques, les codes caractérisant chacun des points ont permis d'extraire ceux correspondant au front et à la limite de la glace. Pour les levés photogrammétriques, des profils ont été extraits des DEM obtenus à partir du modèle 3D généré sur *Agisoft Metashape*. Puisque ces profils ne comprenaient pas de code, la limite a été tracée manuellement sur le modèle 3D puis identifiée par la suite sur les profils. La moyenne de ces 8 valeurs a été calculée pour associer une élévation moyenne pour une date. Comme mentionné dans le calcul de l'erreur de la méthode (système d'acquisition de vidéo en continu 0.3), la variabilité dans l'élévation du front n'est pas assez grande pour affecter la projection de l'image à partir de l'élévation moyenne.

Les étapes 2 et 3 (figure 3. 14) ont été effectuées sur *MATLAB* alors que les étapes 4 et 5 sur *ArcGIS 10.4*. Une base de données a été créée regroupant les informations suivantes pour chacune des limites obtenues lors des profils topographiques et des levés photogrammétriques : le numéro de profil, la date du levé et l'élévation (*Z*). Cette base de données est utilisée à l'étape 2. *Interpolation de la moyenne d'élévation*. Pour chacun des 9 levés, la moyenne de l'élévation des 8 profils a été calculée. Cette moyenne a par la suite été interpolée quotidiennement du 8 janvier au 4 mai 2018. La figure 3. 15 indique les moyennes d'élévation obtenues pour la saison glacielle 2017-2018. Les cercles correspondent aux dates de levés terrain, donc les valeurs observées et les carrés correspondent aux valeurs des dates projetées. Lorsque la valeur du *Z* est plus élevée, ceci indique que le front est situé plus haut sur le haut estran et lorsque la valeur l'est moins, le front est situé plus près de la flexure.

Pour l'hiver 2017-2018, la projection des images vidéo s'est faite à l'échelle hebdomadaire. Une projection hebdomadaire permet de couvrir l'ensemble des changements morphologiques tout en optimisant le temps de traitement des images. Au total, 18 dates ont été sélectionnées pour couvrir la saison glacielle 2017-2018. La capture d'image servant à la projection devait être à marée basse et en plein jour pour bien différencier la plage de la glace.

Chacune des images a été importée dans *ArcMap 10.3* sur lesquelles le front du pied de glace a été tracé manuellement puis conservé dans un *shapefile* (figure 3. 16). La distance du front (ou de la limite de la glace) par rapport à la côte pour chaque date (18) a ensuite été calculée à partir de DSAS (USGS 2018). Ces calculs s'effectuent sur des transects à un intervalle de 1 mètre. Les résultats obtenus permettent d'observer à la fois la variabilité spatiale et temporelle du pied de glace sur la plage. Cette méthode permet de quantifier la variabilité latérale du pied de glace, mais ne prend pas en considération les changements verticaux du pied de glace. Cette méthode est donc utilisée en complément avec l'analyse des profils topographiques, qui sera discuté dans la section suivante.

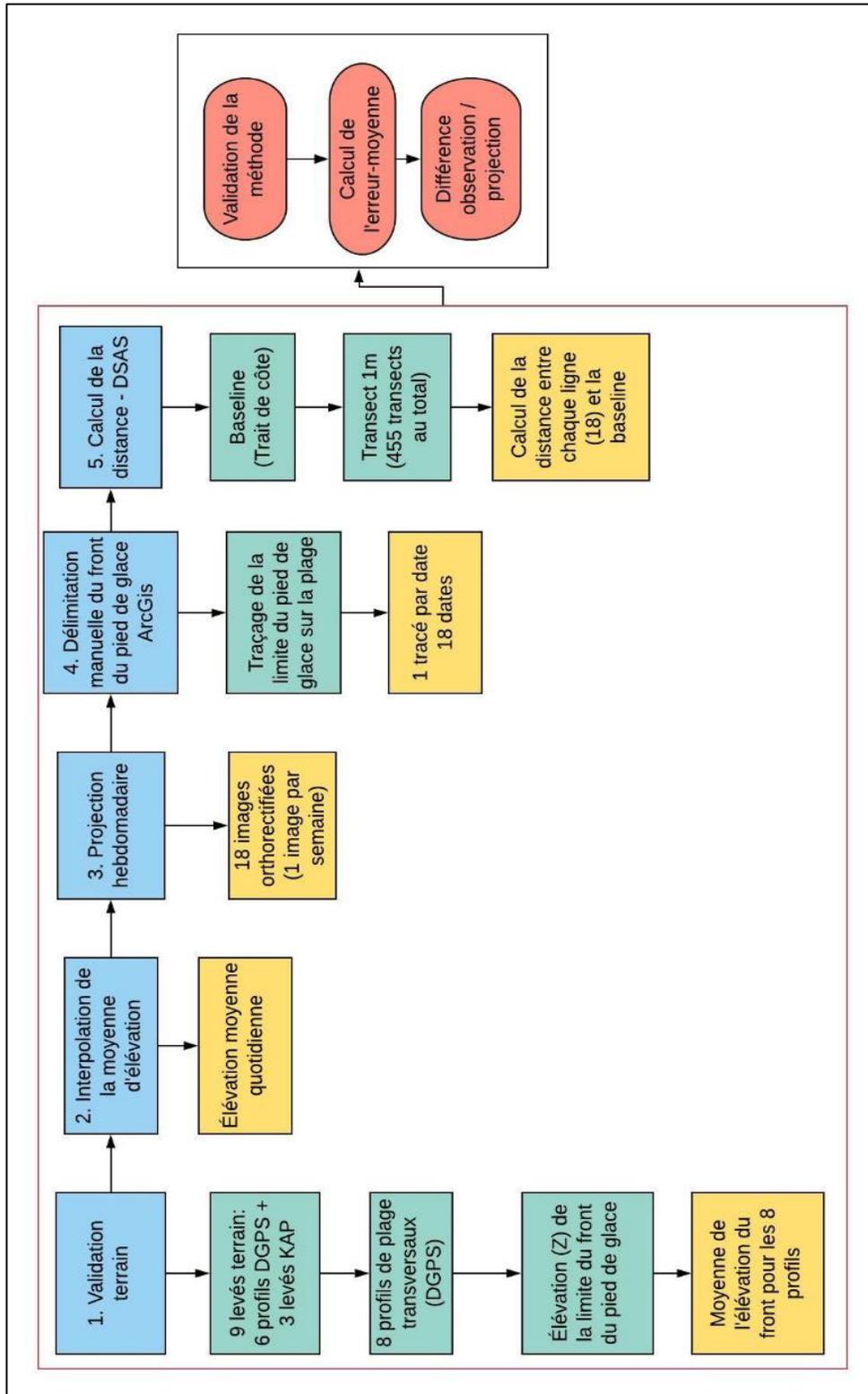


Figure 3. 14 Schéma conceptuel représentant les étapes pour la projection des images vidéo

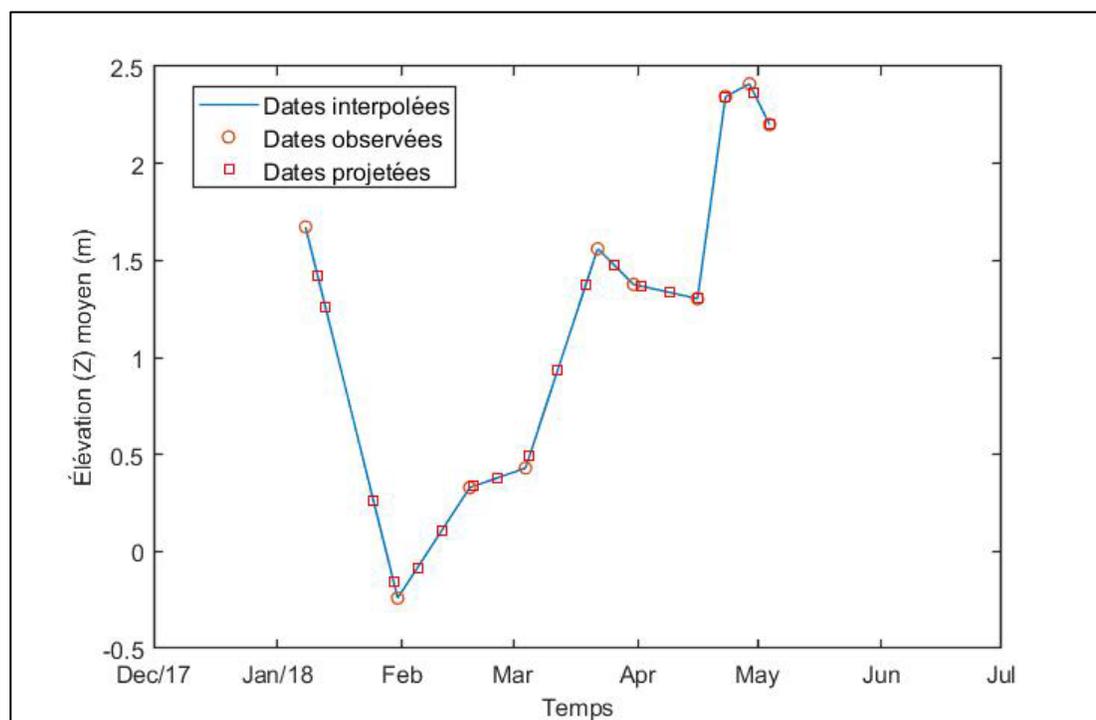


Figure 3. 15 Interpolation de la moyenne d'élévation

Tracé hebdomadaire du front du pied de glace
11 janvier 2018 au 4 Mai 2018

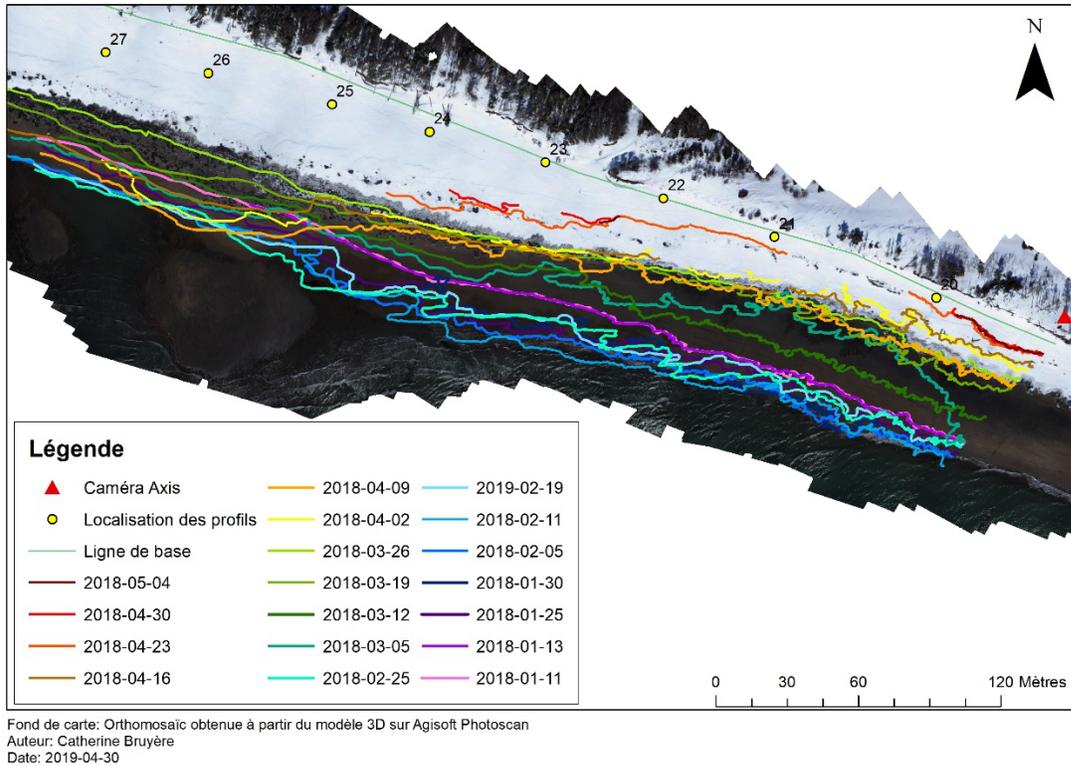


Figure 3. 16 Tracé du front du pied de glace pour chaque date d'image ayant été projetée

3.4.2 Variabilité verticale

Les profils topographiques effectués au DGPS et ceux extraits des levés photogrammétriques au cerf-volant ont permis de quantifier la variabilité verticale du pied de glace. La superposition d'un même profil à différentes dates permet de quantifier la différence altitudinale à un même point (figure 3. 17). L'analyse des profils topographiques permet aussi de suivre les changements morphologiques de la plage. Ainsi, le recul ou l'avancée du front et l'accrétion ou la fonte du pied de glace peuvent alors être quantifiés. Les 8 profils ont été analysés indépendamment, tout en prenant en considération leur

variabilité spatiale. La différence altitudinale (Z) entre deux dates a été calculée pour chacun des profils.

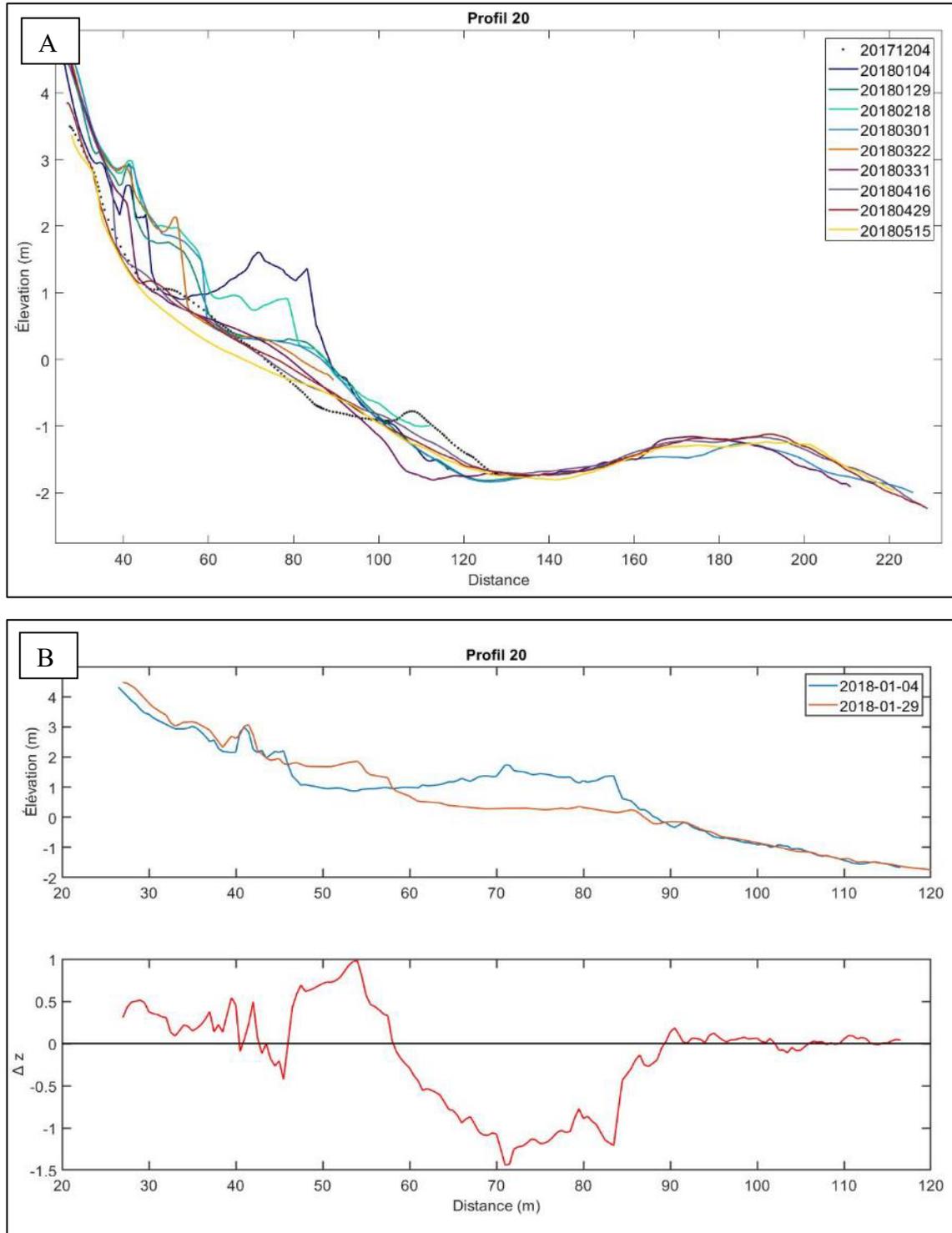


Figure 3. 17 A. Superposition des profils topographiques B. Différences altitudinales du profil entre deux dates

3.4.3 Variabilité interne

La variabilité interne de la glace est étudiée par la variabilité thermique de la glace au fil de la saison glacielle. Les sondes thermiques présentées plus haut permettent d'enregistrer les microvariations de température dans la glace. Ces instruments dévoilent une nouvelle échelle d'observation quant à la dynamique du pied de glace. Les données thermiques permettent de créer des profils de température pour chaque tige. Les résultats nous renseignent sur les différents paramètres météo-marins influençant la glace, puisqu'ils apparaissent par différentes signatures thermiques dans la glace. L'analyse de la variabilité thermique pour chacune des tiges a fait l'objet d'une analyse spectrale à partir du logiciel *Past 3.16* (2017). Les analyses spectrales permettent d'extraire, dans un signal donné, la variabilité associée à une gamme de fréquence qu'on peut retrouver dans le signal. Elle permet donc d'expliquer la variabilité totale des données thermiques. Avant chaque analyse, la tendance des données a été enlevée de façon à ce que la tendance reliée au réchauffement printanier n'affecte pas les résultats.

La sonde 1 est la seule à avoir permis de quantifier la fonte verticale du pied de glace au printemps. Les deux autres sondes ont été brisées puis emportées lors de conditions de tempête. La fonte verticale est visible lorsque les capteurs thermiques (thermocouples) enregistrent la température de l'air. La signature thermique du thermocouple devient la même que le signal thermique de la température de l'air. De cette façon, une fonte progressive à tous les 10 centimètres a pu être quantifiée. Les photos des caméras *Reconyx* et des visites sur le terrain permettaient de valider la fonte ou les bris causés par les tempêtes. De plus, les données de hauteur de neige sur la microstation installée sur la tour permettent aussi de quantifier la fonte du couvert de neige et ainsi concorder la fonte nivale sur le pied de glace.

CHAPITRE 4:
ICEFOOT BREAKUP PATTERNS ALONG A SANDY BEACH, LONGUE-
POINTE-DE-MINGAN, QC, CANADA

INTRODUCTION

The icefoot is an important geomorphological agent along cold-temperate coasts, because of its many roles such as protection, transport, erosion and sediment accumulation (Dionne, 1973; Moign, 1976; Forbes and Taylor, 1994; Wiseman, Owens and Kahn, 1981). Studies on icefeet have focused mainly on their morphosedimentological role in coastal salt marshes (Troude and Sérodes, 1988; Dionne, 1989), on scouring and flattening of rocky platforms and foreshore tidal flats (Guilcher, 1981; Brodeur and Allard, 1983; Dionne, 1989, 1993; Allard, Michaud, Ruz and Héquette, 1998), as a sediment transport and accumulation agent (Dionne, 1984, 1993; Troude and Sérodes, 1985; Reimnitz, Barnes and Harper, 1990), as a sediment removal agent from the coastal system (Barnes and al., 1993), and as a protective and limiting agent of wave action and sediment transport (Owens, 1976; BaMasoud and Byrne, 2012).

Although the environmental parameters that influence the formation, evolution and dismantling of the icefoot are known (Dionne, 1973a; Short and Wiseman, 1974; McCann and Taylor, 1975), their relative quantification is still very limited, due to a lack of adapted instruments and high-frequency monitoring of the icefoot (Wiseman, Owens and Kahn, 1981; Miner and Powell, 1991; Bouchard, 1997; Forbes and al., 2002). Therefore, it is difficult to apprehend the consequences of a decrease in icefoot extent and icefoot season length in the context of climate change (Corriveau and al., 2019; Senneville and al., 2014). The consequences of this decrease are still unknown due to insufficient knowledge and a lack of observations of hydrometeorological parameters and their effects on the icefoot (Kempena and Holman, 1994). In the context of climate change, the understanding of the numerous processes that influence icefoot evolution needs to be deepened.

The main purpose of this paper is to report investigations of the hydrometeorological forcing on icefoot dynamics and, more specifically, on its dismantlement pattern at the end of the winter. Winter weather-resistant instruments have been developed to provide a high-resolution monitoring of the icefoot and of the hydrometeorological parameters that influence its dynamics. These new high-temporal resolution data allow a new point of view on the icefoot dynamics.

STUDY SITE DESCRIPTION

Longue-Pointe-de-Mingan is located on the north shore of the Gulf of St. Lawrence (Eastern Québec, Canada) (figure 4. 1) where coast is dominated by sandy beaches, mostly low-lying coast and low sandy cliffs oriented WNW-ESE. The study site is located between the Saint-Jean (west) and Mingan (east) rivers. Erosion of the cliff in Riviere Saint-Jean constitutes an important source of sediment (Bernatchez and al., 2021). Combined with principal littoral drift from west to east, sandbars take place nearshore (Ross and Long, 1989). Those sandbars modify beach morphology when they migrate onshore (Corriveau and al., 2016). They also facilitate the development of the Nearshore Ice Complex (NIC) by retaining ice between sandbars and the foreshore. In this region, the only access way to sustain local communities is road 138, which is at risk of erosion (Corriveau and al., 2016).

Tide is semi-diurnal with a tidal range of 1.5 m for mean tide range and 2.5 m for high tide range (Service hydrographique du Canada, 2019). Tidal currents are parallel to the coast and go west during the flood and east during the ebb. Their velocity varies between 24 and 30 cm/s during spring tides and between 15 and 28 cm/s during neap tides (Ross and Long 1989). Sandbars and seasonal ice affect wave dynamics along the coast of Longue-Pointe-de-Mingan.

Field campaigns were conducted during the winter of 2017-2018. From December 2017 to May 2018, average wave height offshore was 0.97 m, maximum height reached was 10.69 m and the average wave period was 5.65 seconds. The study site having a cold temperate climate, the average temperature for 2017-2018 was 1.5 °C, which corresponds to the 1981-

2010 climate normal. However, monthly temperatures are all above normal except in April and May (tableau 4. 1). The average temperature is $-11.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ for the winter months (D-J-F) and $-7.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ for the six cold months (N-D-J-F-M-A). Monthly maximum temperatures are approximately seven times warmer than the 1981-2010 normals (tableau 4. 1). Dominant winds are northwest oriented with an average wind speed of 10 km/h for the study season. Gusts reached nearly 50 km/h. Snow cover data, only available from March, indicates that snow thickness on the ground reached 70 cm by the end of the winter. For the six months of the study (December to May), total precipitation amounts totaled 237 mm, thus 21% of the annual total of 1094 mm.

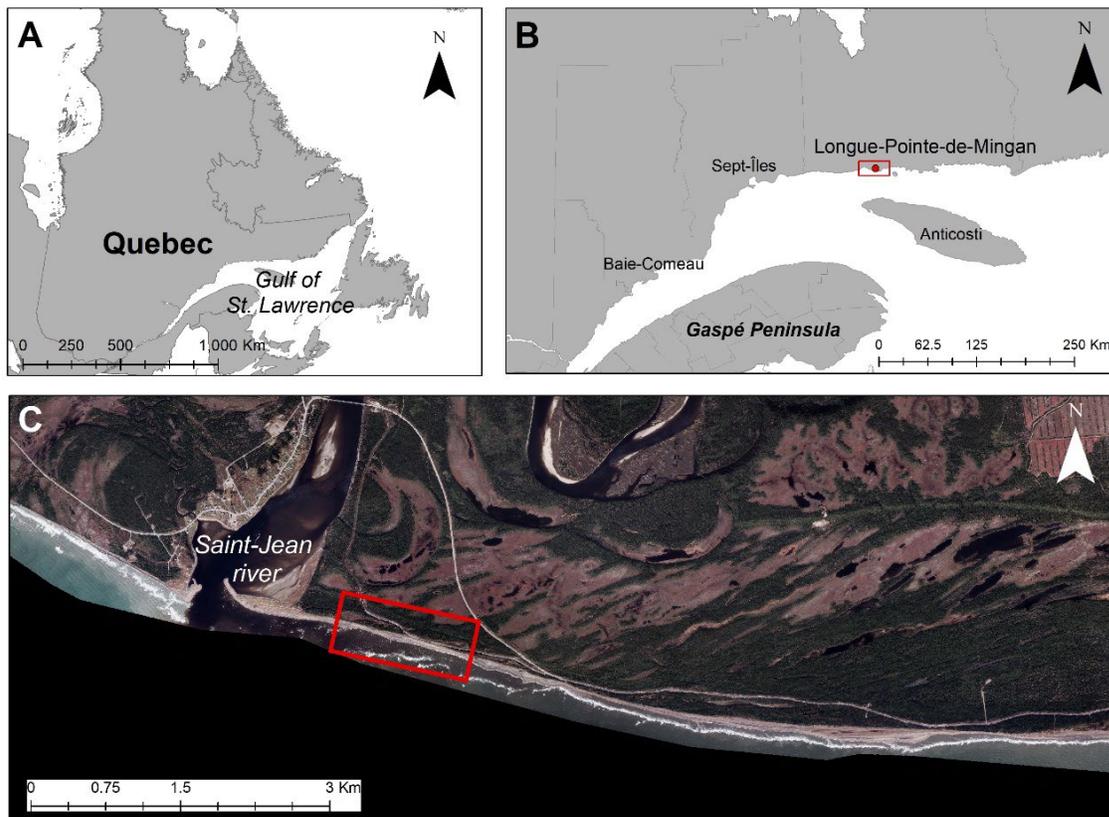


Figure 4. 1 A. Province of Québec B. Regional location of study site C. Location of study site

Tableau 4. 1 Air temperature for 2017-2018 and climate normals for 1981-2010

Winter 2017-2018				Climate normals for 1981-2010			
Month	Mean	Max	Min	Month	Mean	Max	Min
<i>December</i>	-8.3	3.4	-23	<i>December</i>	-8.8	-4	-13.5
<i>January</i>	-11.9	4.5	-25.2	<i>January</i>	-13.4	-8	-18.8
<i>February</i>	-11.3	0.7	-30.2	<i>February</i>	-11.7	-6.2	-17.1
<i>March</i>	-1.7	5.4	-15.7	<i>March</i>	-6.3	-1	-11.5
<i>April</i>	-1.6	11	-17.3	<i>April</i>	0.6	4.7	-3.5
<i>May</i>	2.9	14.6	-5	<i>May</i>	6.1	10.8	1.2

METHODOLOGY: INSTRUMENTS AND DATA ACQUISITION

Multiscale variability was used in this project to understand changes in the morphological evolution of the icefoot associated with meteorological and hydrodynamic events over one winter. High temporal resolution was chosen over spatial resolution due to the important variety and availability of instruments for the size of the site. Study area is 400 meters large and covers the sandy beach from the cliff toe to the first sandbars (figure 4. 2). Lateral, vertical and internal variability of icefoot characteristics were quantified using different tools and methods.

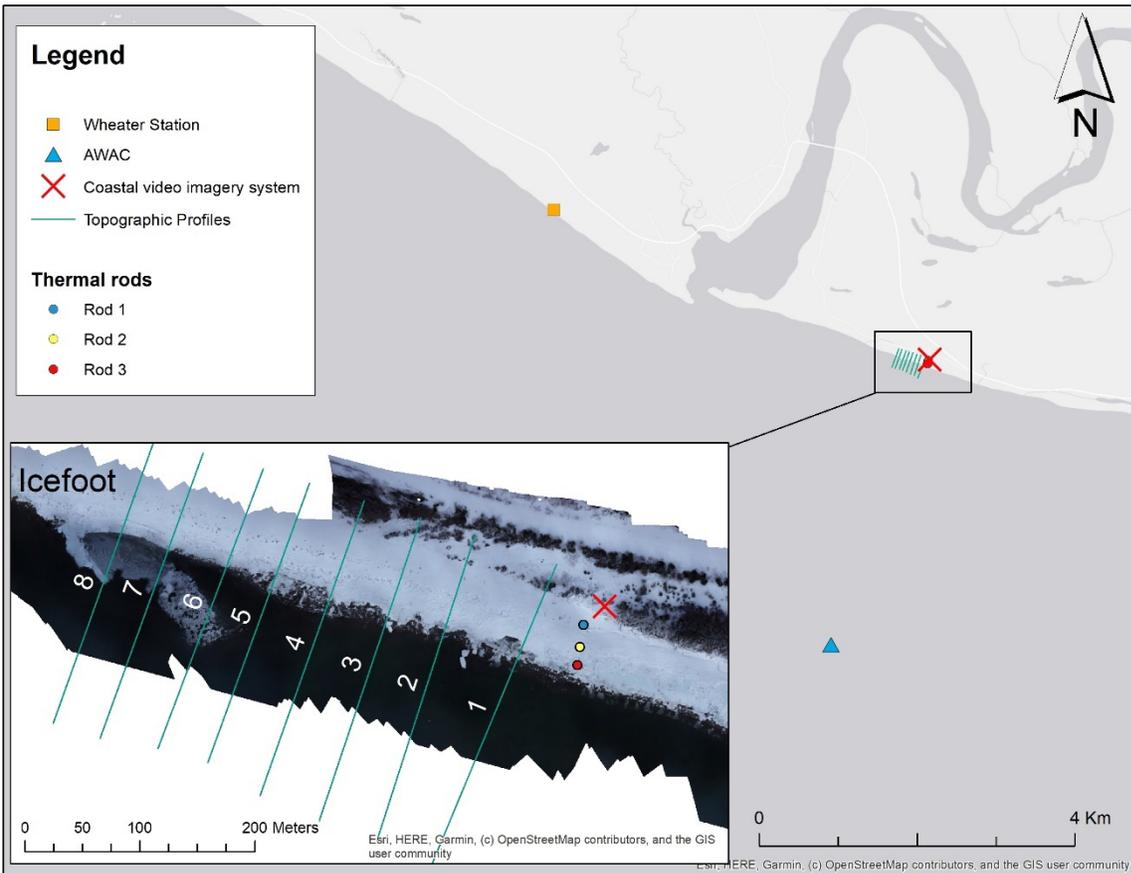


Figure 4. 2 Instruments localisation around study area

Ice observations: Vertical variability

During the 2017-2018 winter, field campaigns took place bimonthly to acquire topographic profiles using DGPS (*Trimble R10 – GNSS*). Tableau 4. 2 indicates survey dates. For each date, 8 topographic profiles at 50 meter intervals were taken.

To obtain topographic data even during constraining weather and tide situations, kite aerial photogrammetry (KAP) surveys were carried out in February and in March to obtain 3D models of the icefoot (tableau 4. 2). A *RICOH-GRII* camera was used, fixed to the kite rope.

Models were built using *Agisoft Photoscan*, with a mean spatial resolution of 1,42 cm/pix. Mean elevation (Z) error for both models is 1.25 cm. Profiles were extracted from those models. A total of 80 profiles using DGPS and KAP were analyzed for the December 2017 to May 2018 study period.

Tableau 4. 2 Dates and techniques for topographic surveys

Dates	Techniques
12/4/2017	DGPS topographic profiles
1/4/2017	DGPS topographic profiles
1/29/2018	DGPS topographic profiles
2/18/2018	Extracted profiles from KAP
3/1/2018	DGPS topographic profiles
3/22/2018	Extracted profiles from KAP
3/31/2018	DGPS topographic profiles
4/16/2018	DGPS topographic profiles
4/29/2018	DGPS topographic profiles
5/15/2018	DGPS topographic profiles

Vertical variability was quantified using elevation (Z) difference. Elevation and distance from topographic profiles were interpolated at a common distance in order to evaluate the same points at a different time. The differences was calculated using two consecutive dates (figure 4. 3). It shows vertical changes such as accretion, thawing or break up of the icefoot. The topographic profile analysis also indicates vertical variations of beach profile in front of the icefoot.

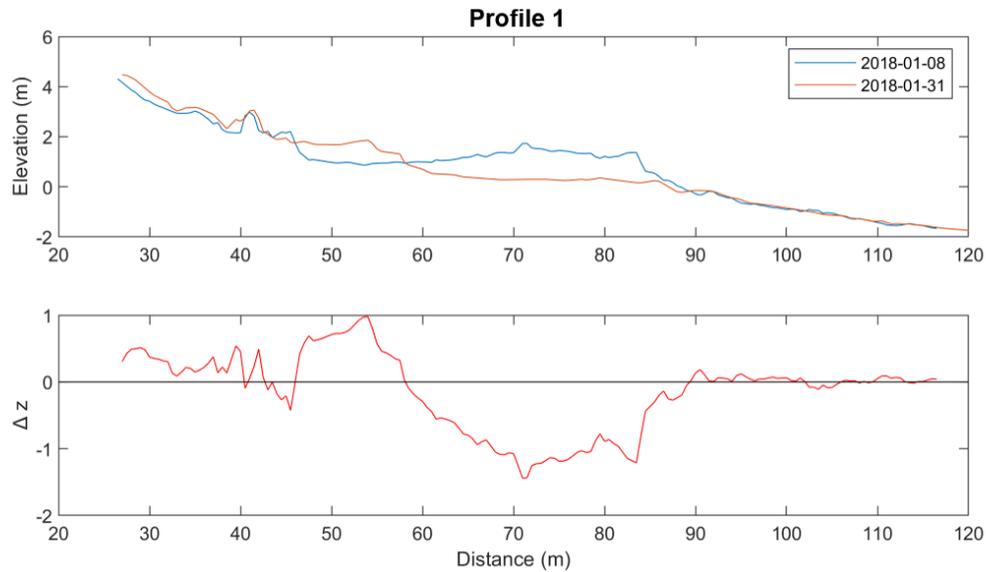


Figure 4. 3 Example of the elevation difference between two topographic profile surveys

Ice observations: lateral variability

A coastal video imagery system was set up on the top of the sandy cliff, in order to observe the icefoot variability and processes affecting its morphological changes. The camera system is settled on a 12 m high tower and provides continuous images of the coast. The detailed description of the system is presented in Didier and al. (2017). To minimize distortion effects, cameras were set up 17 meters above mean sea level. The view range covers the entire study site area with a pan range of 84° (Didier and al., 2017). Power supply is maintained by batteries buried in the ground and powered by solar panels. Cameras are connected to a laptop computer (*Lenovo Intel Core*) where videos are recorded directly and manually transferred to a hard disk later, due to the absence of any internet signal on the study site.

The edge of the icefoot serves as the limit used to follow lateral mobility, advance or retreat of the icefoot on the beach with coastal video imagery. Cameras were already calibrated using Stumpf's method (Stumpf and al. 2016). Calibration provides estimations of the

camera's distortion parameters and establishes a mapping conversion model from image pixels to ground coordinates (Stumpf and al. 2016; Didier and al. 2017). Using this technique, weekly images of the icefoot were projected to obtain the position of the ice edge. The ice edge limit was traced manually using ArcGis. The distance from the coastline of every ice limit was then calculated with DSAS extension (USGS, 2018).

Ice observations: thermal variability

Finally, three thermal rods were set up during maximum ice coverage to quantify thermal variations in the icefoot. Thermal rods were built on 1 metre long and 5 centimeters diameter white PVC tubes to minimize thermic conductivity. Rods are made of 10 thermocouples sensors placed at 10-cm intervals. The first thermocouple is placed at 0 cm and the tenth at 90 cm. Junction boxes were fixed to the top of the rods. They contain reference temperature (*109-L Campbell Scientific*) and terminal blocks that create junctions between thermocouples and communications wires. Holes were digged in the ice on February 10th using Ice Kovacs 2 inches auger to insert thermal probes. Data loggers (*CR10x – Campbell Scientific*) and power supply were installed in a sealed box fixed to the video imagery system tower on the coast. Instruments and data loggers were set up at different locations to prevent data loss during icefoot breakup. Data are recorded at 15-minute intervals to match with images taken by the Reconyx cameras, in order to observe the concordance of the effects of thermal and mechanical events on the ice foot. For each of the three rods, the first thermic sensors were carefully inserted in the beach to monitor beach response to different weather and marine parameters. Thermal rods 1, 2 and 3 are located at 14 m, 33 m and 50 m distance from the coastline, respectively. P-colour figures were created for each probe to visualize the different temperature signals that occur during the winter. Spatial and temporal variability of the icefoot's thermal regime were analyzed with spectral analysis to understand the main cycles affecting icefoot variability. Data from thermic time series were detrended before analysis. Spectral analysis results were obtained using *Past 3.16*.

Acquisition of meteorological and hydrodynamic conditions

A meteorological station is in operation, 5 km from the study site along the coast in the municipality of Riviere Saint-Jean. For this project, hourly data of air temperature, solar radiation, precipitation and height of snow were used. A few meteorological instruments were also installed on the coastal video imagery system tower to provide meteorological conditions locally. Solar radiation, air temperature and snow height were thus recorded directly on the study site. It helped match thawing conditions specifically on the site from February to May.

Wave conditions (4 Hz) were obtained with an AWAC (Acoustic Wave and Current) profiler implemented offshore Longue-Pointe-de-Mingan at a depth of 15 m. Data between January and March was not considered because excessive sea ice cover affected data quality.

ICEFOOT CHARACTERIZATION FOR WINTER 2017-2018

Icefoot formation began with the accumulation of small ice blocks incorporated in a frazil matrix caused by high wave conditions between December 14 and 16, 2017. During this period, offshore wave heights averaged 3.46 m, which is three times higher than the seasonal average. Maximum wave height was reached during this period, which allowed offshore sea ice to feed the beach with ice floes of different sizes. The icefoot then expanded vertically due to snow accumulations. On January 5 and 6, 2018, a storm destroyed the icefoot almost entirely and formed a ridge of ice packs (figure 4. 4). This time, the ice came from the dismantled icefoot edge which formed ice blocks eventually froze and became incorporated into the residual icefoot. The result of this storm remained visible throughout the winter on the upper part of the icefoot (figure 4. 4). Following the storm, much of the beach was ice free, but got covered over the next two days (January 7 and 8) by a thick layer of frazil (figure 4. 5). Frazil accumulation allowed the formation of a vertical icefoot edge that later solidified due to sub-zero temperatures.

During the studied winter, snowfall increased the vertical expansion of the icefoot profile by metamorphism. In addition, part of the icefoot was reached by high tide levels, which allowed the snow cover to be transformed into white ice, similar to consolidated frazil, through the freezing of water-saturated snow. Following subsequent frazil deposition events, the icefoot expanded until it reached maximum ice extent during mid-February (around February 18th) as indicated by the blue line in figure 4. 4. The icefoot studied was mainly formed from the freezing of frazil for its lower part while its upper part was dominated by a pile of blocks and icicles cemented by the freezing of water and frazil.

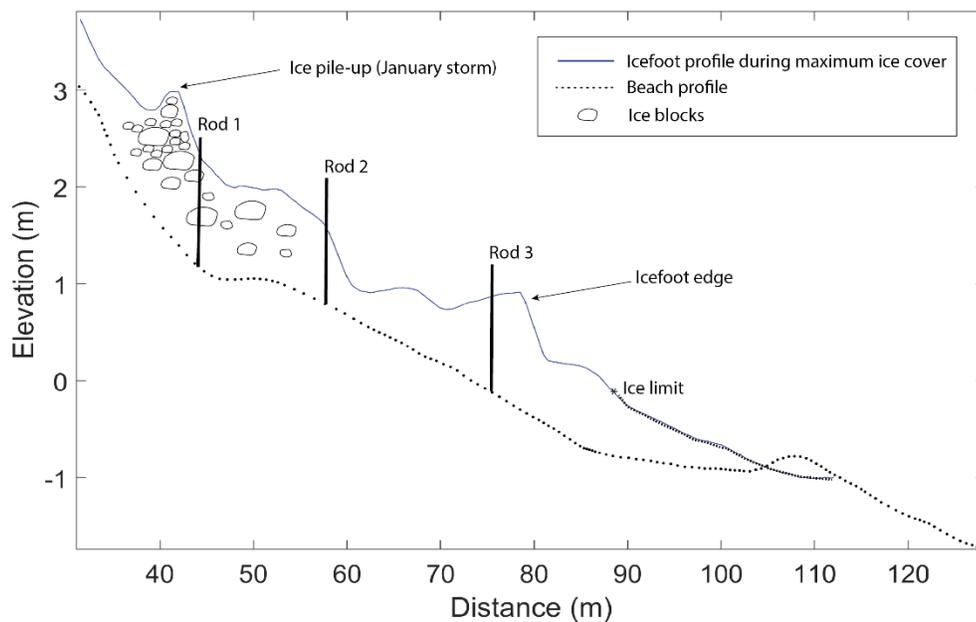


Figure 4. 4 Topographic profile during maximum icefoot extent for winter 2017-2018 and thermal rods position.

To cover the spatial variability of temperature data, the thermal rods were installed under different ice conditions. Rod 1 was installed near the ridge formed during the early January storm. The agglomeration of ice blocks constituted a hard and translucent ice. The presence of sediment was also noted during drilling with the ice auger. Rod 2 was located at the upper limit of the frazil accumulation and the lower limit of the storm ridge. The ice was hard, translucent, and still presented sediment beds. Finally, rod 3 was implemented in the

consolidated frazil accumulation. The ice was therefore easier to break through because of the amount of air bubbles (Michel and Drouin, 1970).



Figure 4. 5 Frazil accumulation following January storm

RESULTS: ICEFOOT MORPHOLOGICAL AND THERMAL CHANGES

Icefoot variability

Figure 4. 6 shows the spatial and temporal position of the icefoot on the beach obtained by video imagery. As a spatial reference, the eight topographic profile positions on the beach have been indicated on figure 4. 6. Colour bars indicate ice edge distance from the coastline. The east part of the study site presents more variability of the icefoot edge position than the west part. Freeze-up periods include multiple advances and retreats of the icefoot front by storm events. However, despite some retreats, the icefoot edge moved seaward from January to February, where maximum ice cover was reached in mid-February. Icefoot edge position declines at the end of February for the east part, while the west part remains more stable. At

the beginning of March, an important retreat of the ice front occurs. Icefoot position changes from 60 m to 30 m from the coastline in less than 7 days. Breakup period starts with this event, and at first the icefoot is only decreasing in the east part of the study site. In the west part, no major mobility is recorded until mid-April. At this period, the icefoot edge changes from 65 m to 50 m from the coastline. An advance of the icefoot was observed at the end of April due to consolidated frazil that lasted over several days. An overall greater stability is observed in the west part of the icefoot (profiles 6 to 8 figure 4. 6), which was more affected by in situ melting than by rapid retreat due to hydrodynamic processes. After mid-April, the lateral variability of the icefoot becomes less important while vertical variability prevails.

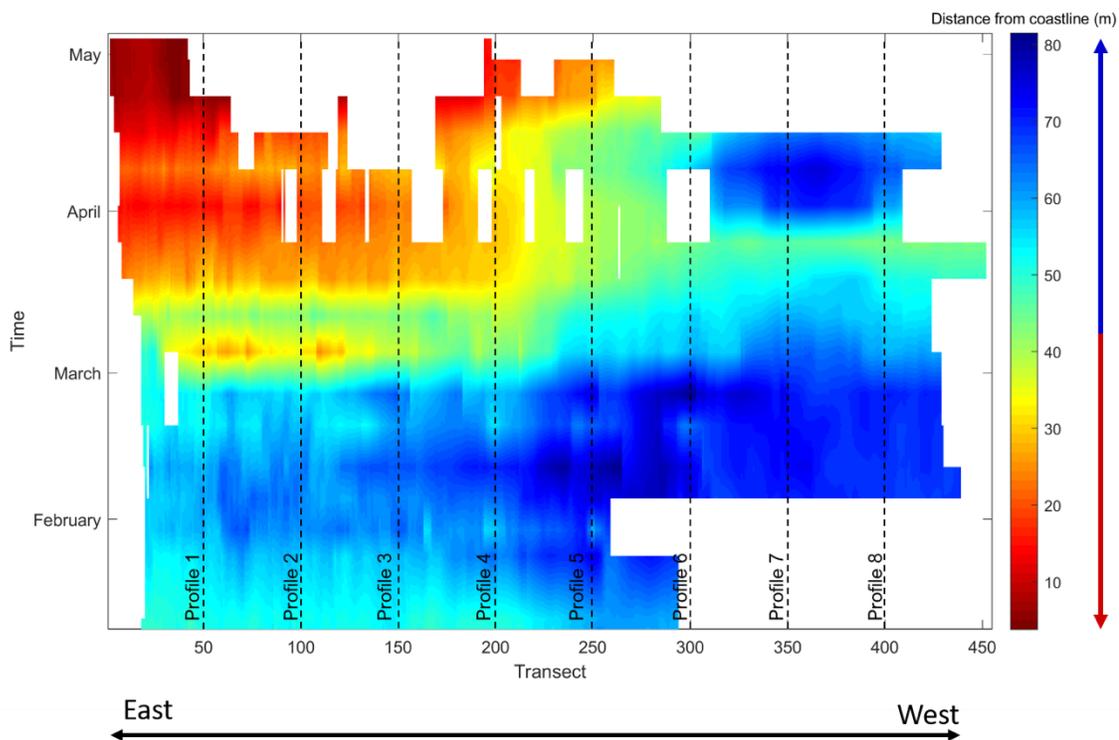


Figure 4. 6 Spatial and temporal variability of the distance of icefoot edge from the coastline
 In addition to lateral variability, vertical variability is also important to understand icefoot shifting patterns. Figure 4. 7 represents elevation (z) differences between two dates. Elevation values in figure 4. 7 corresponds to mean elevation of the 8 profiles followed during winter.

Colour bars indicate accretion or diminution of the surface profile compared to the previous date. Sediment or ice, loss or gain, is specified in figure 4. 7 for a better understanding of vertical variations. As shown in figure 4. 7, icefoot formation took place between December and January. The icefoot was fully formed with frazil accumulation and an agglomeration of storm ice blocks. The icefoot edge difference reached almost 1.5 m between the first two dates (2017-12-04 and 2018-01-08). Storm events caused vertical variation between the first and last week of January (2018-01-08 and 2018-01-31). Icefoot edge was affected by the storm causing its dismantling and a lowering of profile elevation in front of the residual icefoot. Maximum icefoot extent of the season was obtained between the end of January (2018-01-31) and mid-February (2018-02-18). For this period, figure 4. 7 indicates an increase in elevation profile caused by consolidated frazil accumulation over the entire beach. Between February (2018-02-18) and early March (2018-03-04), a decrease in icefoot elevation is observed (figure 4. 7). The highest elevation difference corresponds to the icefoot edge loss mentioned above between these two dates. In the upper profile (25-70 meters), elevation loss corresponds to the melting of snow cover on the icefoot. Following the breakup (after 2018-03-04), sediment transport is possible since the lower foreshore is now ice free. During calm weather conditions, sediment accumulation occurs on the beach as a result of littoral drift and also because of sediments released by melting ice, which were trapped during winter as observed in figure 4. 7 for the period between 2018-03-04 to 2018-04-16. After icefoot breakup (2018-03-04), the decreased elevation of the upper part of the profile (0-60 meters) is due to icefoot melting in place, while the increased elevation of the lower part is due to sediment accumulation, which allows the beach to rebalance towards a wider profile.

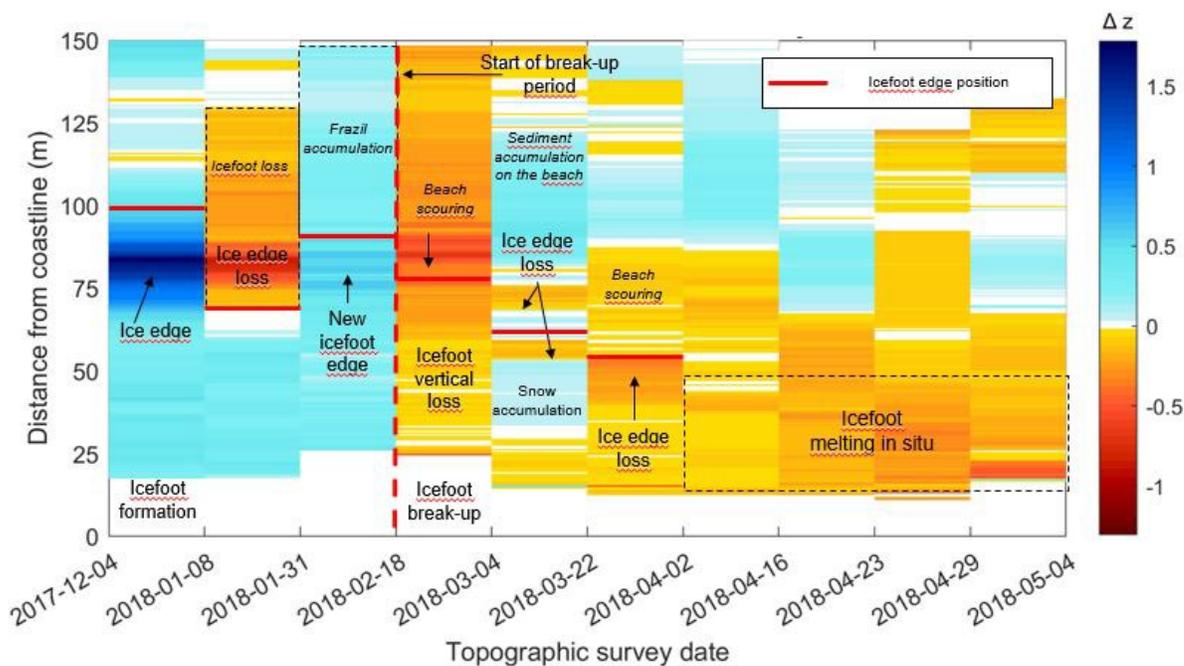


Figure 4. 7 Icefoot and beach vertical variability

Icefoot thermal variability

The data acquired by the thermal rods made it possible to monitor the melting of the ice foot and to quantify the influence of meteorological and marine parameters on its seasonal evolution. Ice doesn't usually show much thermal variation and even less when insulated by snow (Sutinen, Hänninen and Venäläinen, 2008). However, for shore ice such as the ice foot, different thermal signatures are visible in the thermal rod data and are influenced by some of the meteorological and marine parameters to which the ice is subjected. For all three thermal rods, the coldest temperatures are recorded at the surface of the icefoot (90 cm) under the influence of air temperature (figure 4. 8). Temperatures recorded inside beach sediment (0 cm) remain around 0 °C indicating the insulating capacity of the icefoot for the beach (figure 4. 8). Thermal signatures also allow the identification of storm and flooding events. Rod 1, located on the upper part of the beach (figure 4. 4), is the only one that remained in place for

the entire ice season until the ice melted completely in place. As shown in figure 4. 8, temperature above 0 °C are observed for rod 1 around April 22nd at 40 cm and at 80 cm. Figure 4. 9 illustrates this dismantling pattern where the icefoot melts from the top and the bottom. Rods 2 and 3 were torn out during the storms of March 31st to April 1st (Rod 2) and March 16th (Rod 3) (figure 4. 8). As shown in figure 4. 8, rods 1 and 2 show a sudden change in temperature around April 1st. This signal indicates a rapid temperature change throughout the ice column generated by the flooding of the icefoot. Water temperature being colder (about -1.8 °C) than the ice (around 0 °C) leads to a rapid decrease of temperatures along thermal rods. Waves can therefore not only affect the icefoot mechanically, but also thermally, as water flows through the ice interstices as demonstrated by the thermal signals of the rods. In addition to thermal signals indicating major events affecting the icefoot, several cycles emerged from the spectral analysis. The intensity of the different cycles varies with the thickness of the ice above the beach and with the distance of the rods from the influence of hydrodynamic processes.

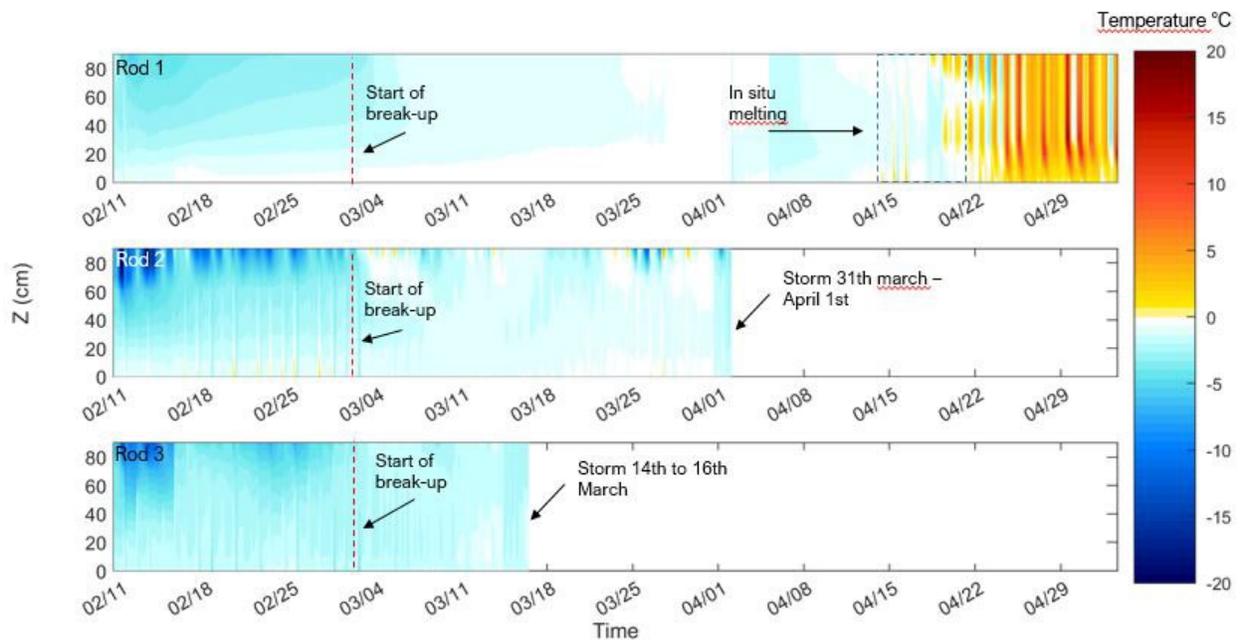


Figure 4. 8 Thermal variability of the icefoot. Temperatures recorded by thermal rods in the ice.

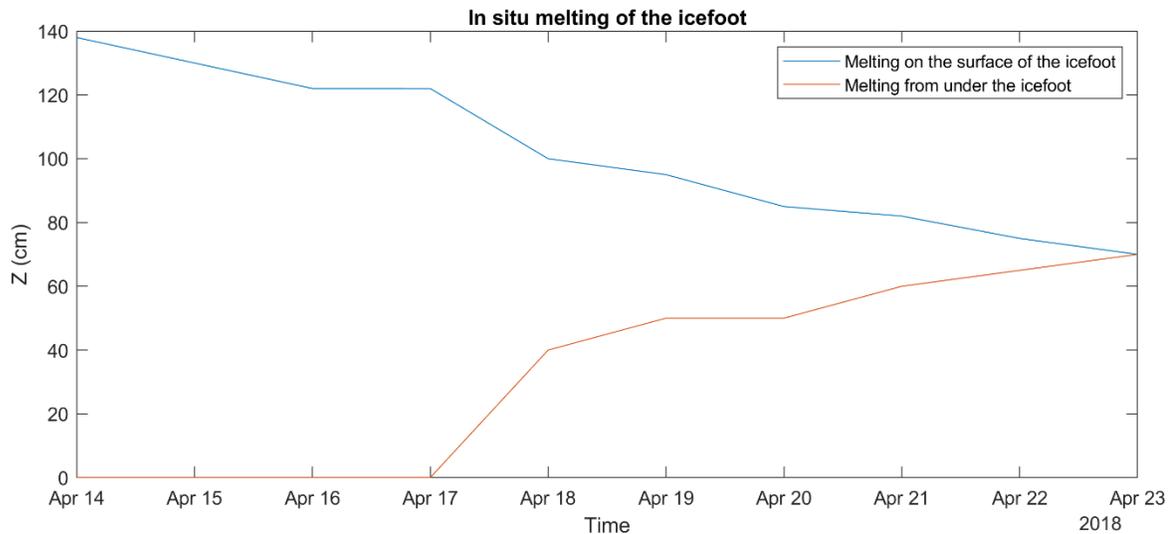


Figure 4. 9 In situ melting of icefoot between April 14th and April 23rd

Rod 3

Rod 3 is the one closest to the icefoot edge at the time of the maximum ice season and therefore the first to be pulled out (figure 4. 8). It is located 15 m away from rod 2 and 10 m from the icefoot edge position during the installation (figure 4. 4). When the rod was inserted in the ice, all thermocouples were inside the icefoot except the 10th, which was located at the limit of ice and air. The first thermocouple (0 cm) was also implemented in the first 1 cm layer of beach sediments. Like the other rods, rod 3 thermal variability is influenced by more than one cycle at a time. Thermocouple 1 (the one implemented inside beach sediment) is influenced by diurnal cycle, followed by a 14-day cycle and a semi-diurnal cycle. These three cycles have the same intensity (figure 4. 10). For the second thermocouple (10 cm), it is rather the influence of a 30-day cycle, followed by the 14-day cycle and the diurnal cycle that dominates. The diurnal and semi-diurnal cycles are still present at thermocouple 3 (20 cm). Thereafter, the 14-day cycle dominates from thermocouple 4 (30 cm) to the surface. The last thermocouple (90 cm), on the other hand, is mostly influenced by the diurnal cycle. Rod 3 was swept away on March 16, following waves that reached 4 meters in height

offshore. Icefoot edge is then fragmented into several pieces of ice that will cement into an ice pack on the remaining icefoot.

Rod 2

Rod 2 is located on the upper foreshore 20 meters from rod 1 towards the sea (figure 4. 4). The last two thermocouples (80 and 90 cm) were out of the ice during installation. The surface temperatures shown in figure 4. 8 are therefore associated with air temperature until early March, when there was enough snow accumulation to cover the entire rod. The 14-day cycle, followed by the diurnal cycle is present from thermocouples 1 to 4 (0 to 30 centimetres (figure 4. 8; figure 4. 10). However, the signal variability of thermocouples 1 and 2 (0 to 10 centimetres), is associated primarily with the semi-diurnal cycle and then the signal strength decreases for thermocouples 3 and 4 (20 to 30 centimetres). From installation on February 10, 2018, through the first week of March, thermal variations in the beach (0 to 10 centimetres) are visible in figure 4. 8 by peaks of warmer temperatures followed by cooler temperatures. The warmer temperatures are consistent with solar radiation cycles. The signals indicate high temperatures on days with high sunlight and disappear on days with high cloud cover. Cooler thermal signals in the beach are consistent with the presence of high tide. The thermal rod was torn off during the night of March 31st to April 1st during a storm when the waves reached more than 5 meters offshore.

Rod 1

Rod 1 is located at the upper limit of the foreshore and backshore (figure 4. 4). This rod is the one most influenced by the diurnal cycle (figure 4. 10). The intensity of the diurnal cycle decreases with ice depth and then changes to the predominance of the semi-diurnal cycle corresponding to tidal cycles. It is important to note that although present, the semi-diurnal cycle is very weak and corresponds to only a small portion of total variability of the signal. Thermal variability in the beach is instead influenced by a 14-day cycle (figure 4. 10) which corresponds with spring tides cycle. Nevertheless, rod 1 does not show a large peak temperature variation in the beach like those observed in rods 2 and 3 (figure 4. 8). This may be explained by the fact that the tidal cycle is less present due to the position of the rod at a

higher altitude on the beach profile. From the first week of March, the thermal gradient decreases within the icefoot. The ice becomes isothermal all along rod 1. Between April 14 and 16, a thermal signal indicates temperatures above 0 °C on the beach. Cameras indicate that the beach is ice-free in front of the icefoot edge. At this time, mean tide water levels are not high enough to reach the icefoot edge, so it is the solar radiation that causes warming by heat transfer in the sediments on the ice-free beach. As of April 18, melting begins at the ice surface, releasing the two thermocouples closest to the ice surface (80 and 90 centimetres figure 4. 8). The decrease in ice volume also occurs from below as shown in figure 4. 8 and figure 4. 9. Complete melting of the icefoot ends on April 24, 2018.

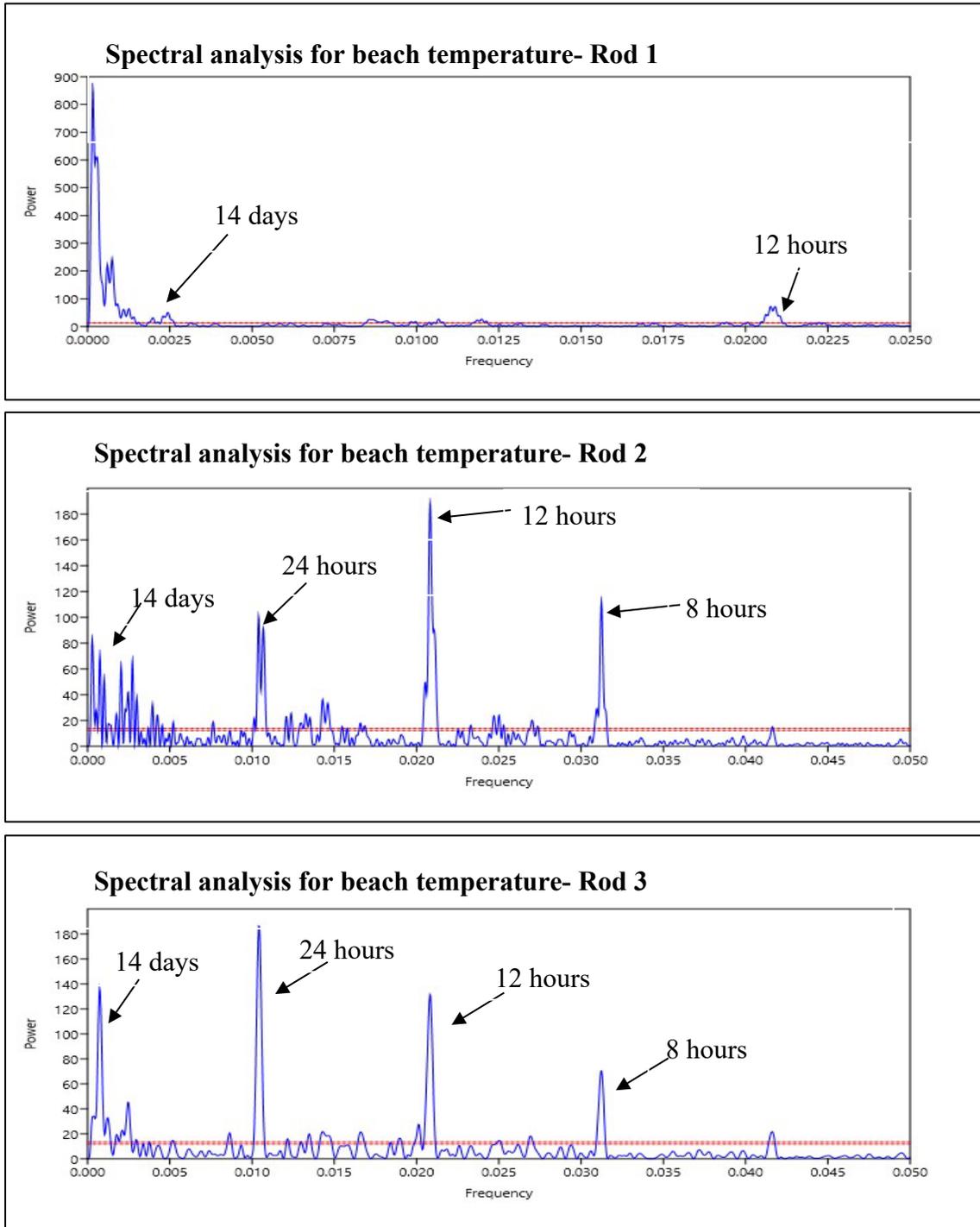


Figure 4. 10 Spectral analysis: Power spectrum of thermal variability of thermocouples located in the beach for Rod 1, 2 and 3

HYDROMETEOROLOGICAL PARAMETERS INFLUENCES ON THE ICEFOOT

Several icefoot breakup patterns have been addressed in the scientific literature, especially in situ melting and massive and marginal detachment (Dionne, 1973a ; Miner et Powell, 1991). Influencing parameters, like waves, tides and air temperature are essentially known, but their relative contribution has yet to be explored. High resolution instrumentation and monitoring of the icefoot for 2017-2018 season has allowed us to accurately quantify and document what happens during icefoot destruction and melting and to assess the relative contributions of each parameter. Figure 4. 11 illustrates those parameters and their respective effects on the icefoot.

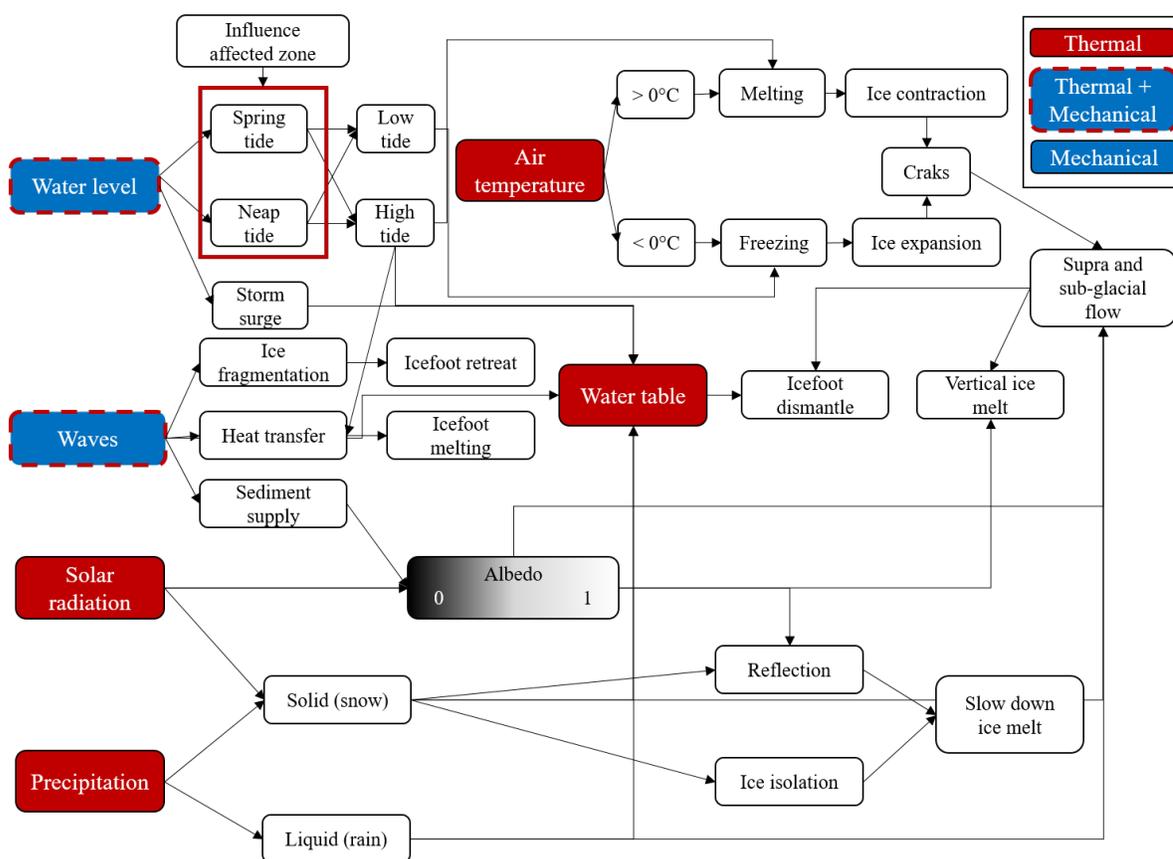


Figure 4. 11 Conceptual representation of weather and marine parameters and their effects on icefoot breakup patterns

Influence of the hydrometeorological parameters will differ depending on the position of the icefoot edge on the beach. Hydrometeorological parameters are responsible for processes that fall into two main effect categories: either thermal, mechanical or both (Wiseman, Owens and Kahn, 1981). According to the observations, ice breakup begins with a predominance of mechanical processes followed by a predominance of thermal processes as the icefoot edge moves away from maximum water level on the beach, after which it becomes less influenced by hydrodynamic processes. It is important to mention that certain parameters such as tide and waves exert both a mechanical and thermal influence on the icefoot. Although the icefoot will break up under the mechanical action of the waves, a thermal effect of the water will still act during winter. The effects of the variables are multiple and differ according to their interactions with each other.

Tide and water table

Tides play an important role in icefoot formation (Dionne, 1973a; Wiseman, Owens and Kahn, 1981). Icefoot width will vary with the reached elevation of the water on the beach. Instrumentation and thermal monitoring of the icefoot showed that the influence of the tidal wave was present throughout the winter. At freeze-up, tidal variations will influence the area of the icefoot that will be affected by hydrodynamic processes. During winter, cameras showed that the mean tides had direct contact with icefoot edge, but that sometimes the edge could be crossed and submerged during large tides and thus favoured a vertical accretion of the icefoot by freezing of the water of the crossing sheet. However, as the results indicate, thermal rods revealed a tidal influence in beach temperatures, even during neap tide periods. Tide's contribution is then also indirect since at high tide, the water table increases by hydrostatic pressure since it is hydraulically connected to the ocean. The extent and expansion of the coastal water table in the beach are associated with variations in meteorological and oceanic forcings that are balanced between salt water intrusion (SWI) and submarine groundwater discharge (SGD). Unlike meteorological forcing, the amplitude of oceanic forcings are present in a continuously and homogeneous way within the water table due to the influence of the tide (Li and al., 2009; Cartwright and al., 2004; Robinson,

Gibbes, Carey and Li, 2007). The amplitude of the signal can be observed by short period oscillations, related to diurnal and semi-diurnal tidal variations, but also oscillations over a longer period related to spring and neap tidal variations. It is also important to note the potential presence of sudden and punctual oscillations that may last a few days or hours and are associated with storm events and atmospheric pressure variations (Robinson, Gibbes, Carey and Li, 2007; Li and al. 2009).

These three types of oscillations are observed in the thermal signal of the beach at a different intensity depending on their location on the foreshore. Beach temperatures at rod 1 (near the coast) are the only ones influenced mostly by the 14-day cycle that corresponds to the return of spring tides. Since this rod is located on the upper part of the beach, variations in the water table must be greater to reach the beach surface and influence the basal temperature of rod 1 (figure 4. 12). This phenomenon is mainly observed during high spring tides. Beach temperature variations at rod 2 are smaller and mainly influenced by the daily tide which corresponds to the semi-diurnal cycle. Finally, rod 3 is the least influenced by the semi-diurnal cycle, even though its location is closest to the water. This could be explained by the lower elevation of the thermal rod, being consistently near the saturation point of the beach. Water resurgence is observed on the beach at the hinge point that corresponds to mean sea level, reflecting the point at which groundwater discharges (SGD) flow from the continent to the ocean (Lezé, 2012). Thermal variability associated with the tide would therefore be less apparent since variations in the water table are less present.

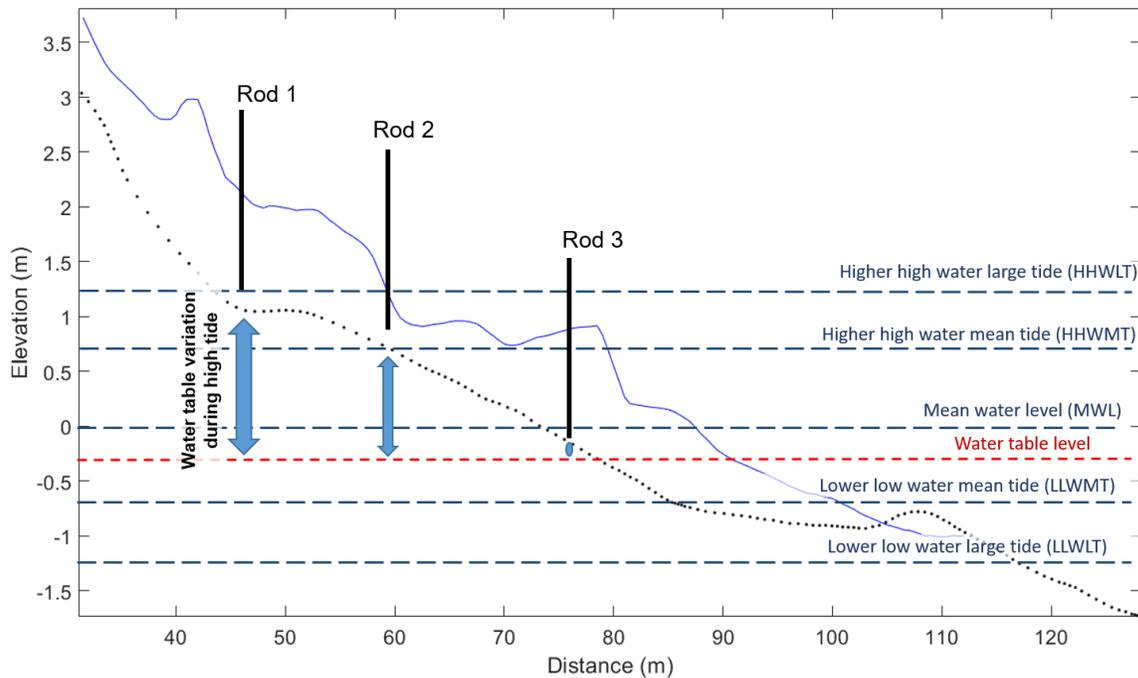


Figure 4. 12 Water level: tide effects on coastal water table on water table in the icefoot and the underlying beach sediments

The thermal influence of the tide is then present throughout the winter on the icefoot. Its mechanical action dislodges ice from the beach and has contributed to the first signs of icefoot retreat for the winter of 2017-2018. During the period of the icefoot's maximum extension, high tides contribute to the vertical expansion of the icefoot as the water freezes on it. In the spring, the icefoot is lifted at high tide and broken into blocks. Massive detachments have often been described in the literature as large masses of ice that detach from the icefoot within a few hours (Dionne, 1973a; Miner and Powell, 1991). As mentioned by Dionne (1973a), the massive detachment of the icefoot occurs during large tides. The large ice masses of early March are consistent with rising air temperatures and high spring tides (figure 4. 6; figure 4. 7).

However, in order for the ice to be lifted by the tide, the icefoot must no longer be anchored to the beach. This mechanism of icefoot destruction must then be preceded by the process of de-anchoring from the beach. To date, this important aspect of icefoot destruction has never

been addressed. During the winter studied, the first signs of icefoot de-anchoring could be observed on the video images and reveal that from one day to the next, the ice eventually lifts at high tide. Large masses of ice are subsequently carried offshore without energetic wave conditions. The process of de-anchoring has yet to be explored, but the combination of an increase of air temperature, with high tides and an enhancement of the water table seems to have generated this process necessary for the massive detachment of the icefoot.



Figure 4. 13 Hanging icefoot on studied site

On the beach, a transition zone allows a balance between the thermal and mechanical processes. When the limit of the icefoot edge is located in the middle part of the high foreshore, the influence of the tide and weather conditions both act to shape the icefoot into a ledge. Warmer temperatures and solar radiation promote the melting of the icefoot and overlying snow, which promotes supra- and subglacial flows and allows both the surface and base of the icefoot to melt. In addition, the daily contact of the water level from high tide with the base of the icefoot promotes notch formation. As the notch deepens and the base of the icefoot melts, the upper part of the icefoot is suspended, giving way to a hanging icefoot

(figure 4. 13). Hanging icefoots are fragile formations that can collapse under the weight of ice by gravity (Senneville and al. 2014).

Waves

The effect of waves on the breakup of the icefoot is primarily mechanical. Depending on the strength of the waves at the coast, the marginal detachment of icefoot edge will be carried out under the pressure of the water masses which will fragment the ice (Dionne 1973; Senneville et al., 2014). Marginal detachment causes a lateral retreat of the icefoot edge. If water levels are high, a residual icefoot will also be formed from a string of ice blocks from the dismantled icefoot edge. During winter, sea ice cover in the Gulf of St. Lawrence attenuates wave energy (figure 4. 14). The surface area for wave development and storm surge formation is then reduced by the ice cover (Forbes and al., 2002; Danard and al. 2003; Senneville and al., 2014). As of the first week of March, the offshore sea ice coverage decreased by 20% compared to the previous week (figure 4. 14). Hydrodynamic conditions were therefore no longer restricted by sea ice. In the spring, the events of strong hydrodynamic conditions all resulted in a retreat of the icefoot edge (figure 4. 8; figure 4. 14). Cameras showed marginal detachments from the icefoot as early as March 9 where waves reached almost 3 meters (figure 4. 14). Two events even tore out the thermal rods on March 16th (rod 3) and April 1st (rod 2).

The flooding of the icefoot edge contributes to the sediment supply on the ice, which reduces the albedo effect of the icefoot (Short and Wiseman, 1974; Miner and Powell, 1991; Barnes and al., 1994). A greater presence of waves during the winter allows for greater incorporation of sediment into the ice that will subsequently affect the melting of the icefoot by solar radiation once spring begins. Offshore sea ice cover therefore also indirectly influences icefoot breakup patterns by decreasing or not wave energy to the coast and by possibly supplying sediment incorporated into the icefoot.

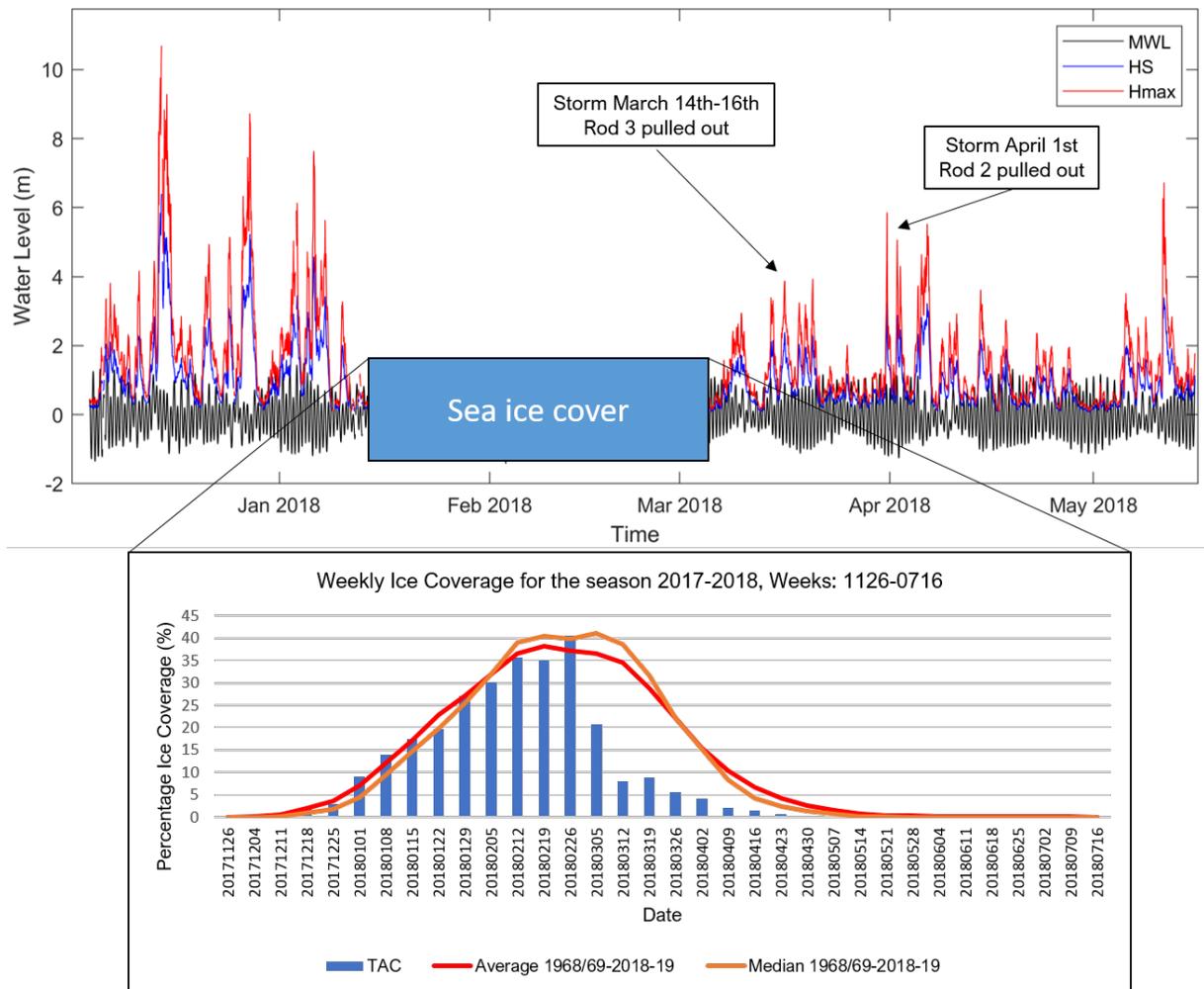


Figure 4. 14 Wave conditions and total weekly sea ice coverage offshore

Air temperature

As the lowering of air temperatures is essential for ice formation, the rise in temperature is equally important for the initiation of ice breakup (Senneville and al., 2014). For the 2017-2018 coastal ice season, the start of breakup is well aligned with the continued rise in air temperatures that began the first week of March (figure 4. 15). From this period, the number of hours of freezing is lower than the number of hours of thawing, indicating a sustained rise in temperatures, even at night. The increase in air temperatures acts directly on ice melting and its effects are multiple. Under warmer conditions, the ice becomes less hard and a loss

of volume is observed with the change of state from ice to water. On the other hand, during temperatures below 0 °C, the volume increases due to the freezing of water, the ice is then harder. Under freeze-thaw conditions, the ice will repeatedly contract and expand, forming gaps and cracks in the ice (Dionne, 1973a; Senneville and al. 2014). Once the melt is well underway, meltwater flows through the ice cracks (Dionne, 1973a; Allard, Michaud, Ruz and Hequette, 1998; Senneville and al., 2014). In addition, the melting of the snow also feeds water sheets on the surface of the icefoot that will also contribute to ice melting. Water flow will eventually be channelled through the cracks. At high tide, water easily penetrates the ice through the cracks. The melt water from the snow and ice thus generates concentrated flows that also form supra-ice channel that cut into the icefoot until they sometimes reach the beach under the ice, and then form sub-ice flows. These subglacial flows result in heat transfer between the ice and the frozen beach. The runoff water homogenizes icefoot temperatures. Indeed, at the beginning of March, rod 1 presents an inversion of the temperature gradient (figure 4. 8). Rising temperatures and increased solar radiation at this time allow water from melting ice to seep into the icefoot. Meltwater flows through the porosity of the ice and seeps down to the interface of the beach and the icefoot. The thawing of the beach surface progressively affects the anchorage point of the icefoot to the beach which will become more mobile during high tide. Rising temperatures are consistent with the massive detachment in early March (figure 4. 6, figure 4. 7, figure 4. 15). This variable was also observed by Miner and Powell in Lake Michigan (Miner and Powell, 1991).

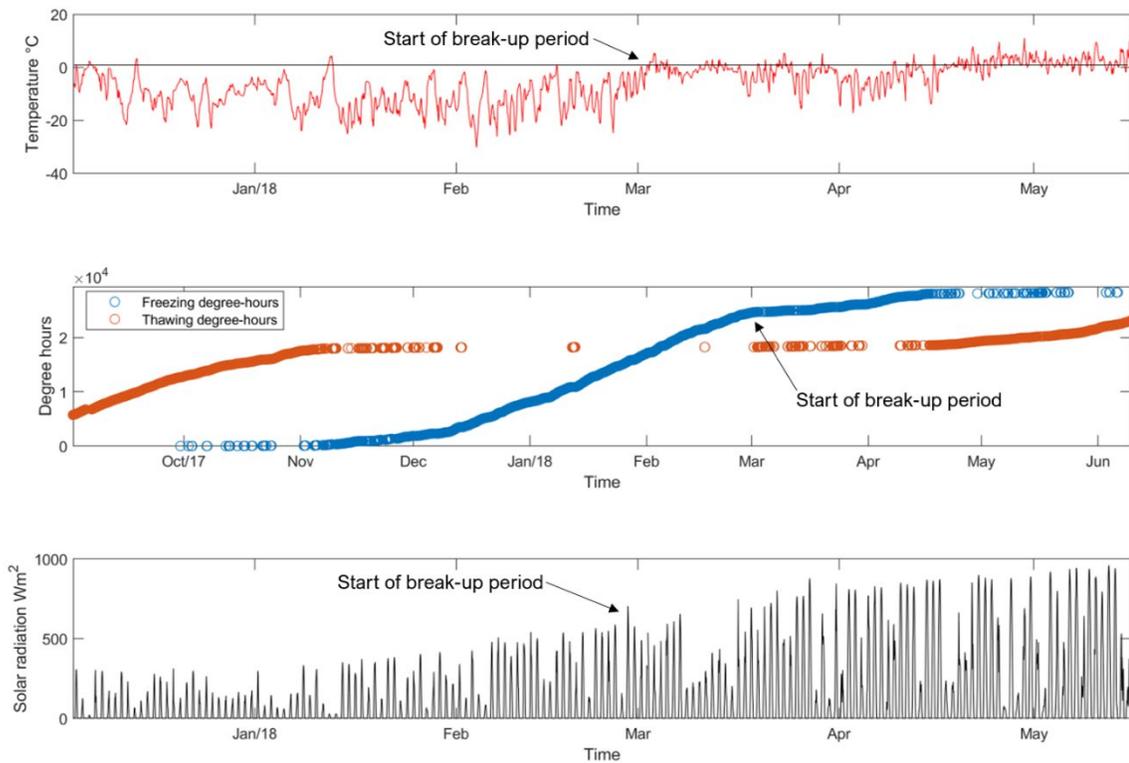


Figure 4. 15 Meteorological conditions for studied season: Air temperature, Freezing-Thawing degree hours and solar radiation.

Solar radiation

With the increase in the number of hours of sunshine in the spring, the intensity of solar radiation becomes a more important variable in icefoot deterioration (Allard, Michaud, Ruz and Hequette, 1998) (figure 4. 15). During the winter, sun rays are reflected back to the atmosphere by the fresh snow cover (Oke, 1987). In spring, melting snow yields a less white cover because of the sediments incorporated by the wind and the waves during the winter. Similar to the appearance of puddles on the ice surface, sediments increase solar heating of the ice (Petrich and al., 2012). The heat flux is then stored in the sediments thus accelerating icefoot melting. As the ice melts, the amount of sediment on the surface of the icefoot

becomes greater and eventually buries the ice completely. Ice melting slows down when sediment thickness is important enough to isolate the ice from solar radiation (figure 4. 16).

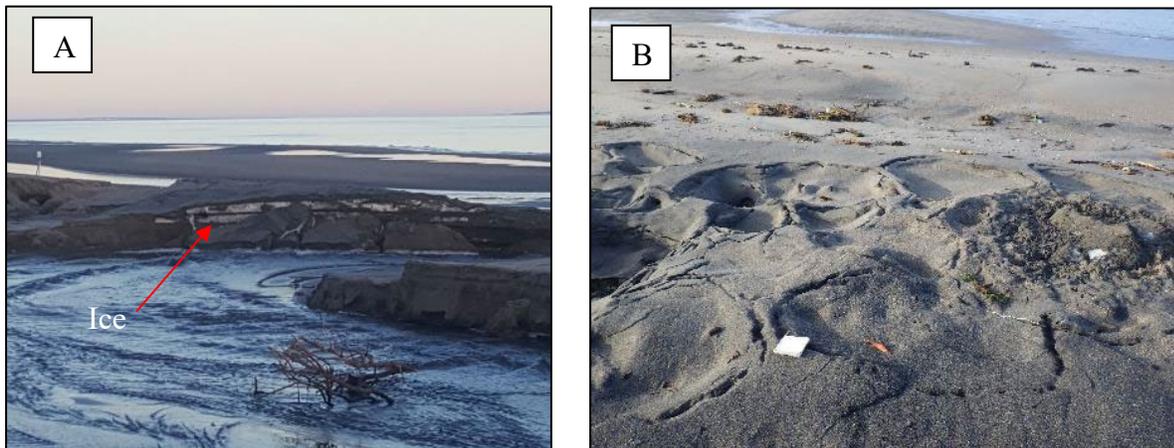


Figure 4. 16 A. Ice buried under a layer of sediment, B. Kettle shapes indicating buried ice

Solar radiation will contribute greatly to the in situ melting of the icefoot. Solar radiation of the sand transfers heat to the coldest point (Oke, 1987), in this case the basal part of the icefoot. When the beach is free of ice in front of the icefoot edge, the sand is heated by solar radiation at low tide and a heat transfer takes place towards the frozen beach and towards the ice in contact with the beach. This phenomenon was observed at the beach at thermal rod 1 (centimetres 0-10) (figure 4. 8; figure 4. 9)).

Precipitations: snow and rain

The contribution of precipitation in icefoot dismantlement is not major, but they still affect the icefoot thermally. The snow that accumulates throughout the winter insulates the ice, but its melting contributes enormously to the water supply and therefore to the surface runoff that develops on the icefoot. The greater the amount of snow, the greater the amount of water in the spring, which will further promote the melting of the icefoot. Liquid precipitation throughout the winter during thawing periods also contributes to runoff water in the ice. Before icefoot formation, if snow amounts are too great, snow can isolate the beach from frost wave (Sutinen and al., 2008). The icefoot could, in this case, be less anchored to the

beach during its development, subsequently affecting the mode of ice breakup by being more easily mobilized by waves or tides.

Beach profile modification

Icefeet from cold temperate regions are more dynamic than those in polar regions, which remain stationary during winter (Miner and Powell, 1991). Marine and weather variables not only affect the icefoot, but also the beach throughout the winter when it is ice free. However, the impact of hydrometeorological parameters on the icefoot also has direct effects on the morphodynamics of the beach. Indeed, scouring of the beach profile at the base of the icefoot occurs when waves break over the icefoot edge (Marsh and Dozier, 1973; Forbes and al., 2004; Forbes and al., 2002; Bernatchez and Dubois, 2004). This phenomenon is especially observable in front of an icefoot edge with a vertical profile, as shown on profile 1 in figure 4. 17. The lowering of the beach profile also results in a change in the water saturation of the beach, because sediment thickness above the water table is thinner. The variations of the water table in the beach are of lesser amplitudes, the beach is then more often saturated in water (figure 4. 18). The water table being closer to the beach regardless of the tidal cycle results in a continuous heat transfer between the beach and the icefoot, leading more easily to the de-anchoring of the icefoot. Throughout the winter, sediment transit allows a sand bar to form and then migrate near a residual icefoot. A lowered profile, created during winter, generates a depression between sandbars and the front of the icefoot where water is maintained after high tide.

Beach morphology will also influence the variability of the icefoot extent. The topographic monitoring data shows that the lateral variability, i.e., the extent of the icefoot, can partly be explained by the initial geomorphology of the beach. Indeed, an initially wider beach will lead to a wider icefoot. This will have an impact on the breakup patterns where mechanical and thermal processes will dominate at first to gradually be replaced by thermal processes only.

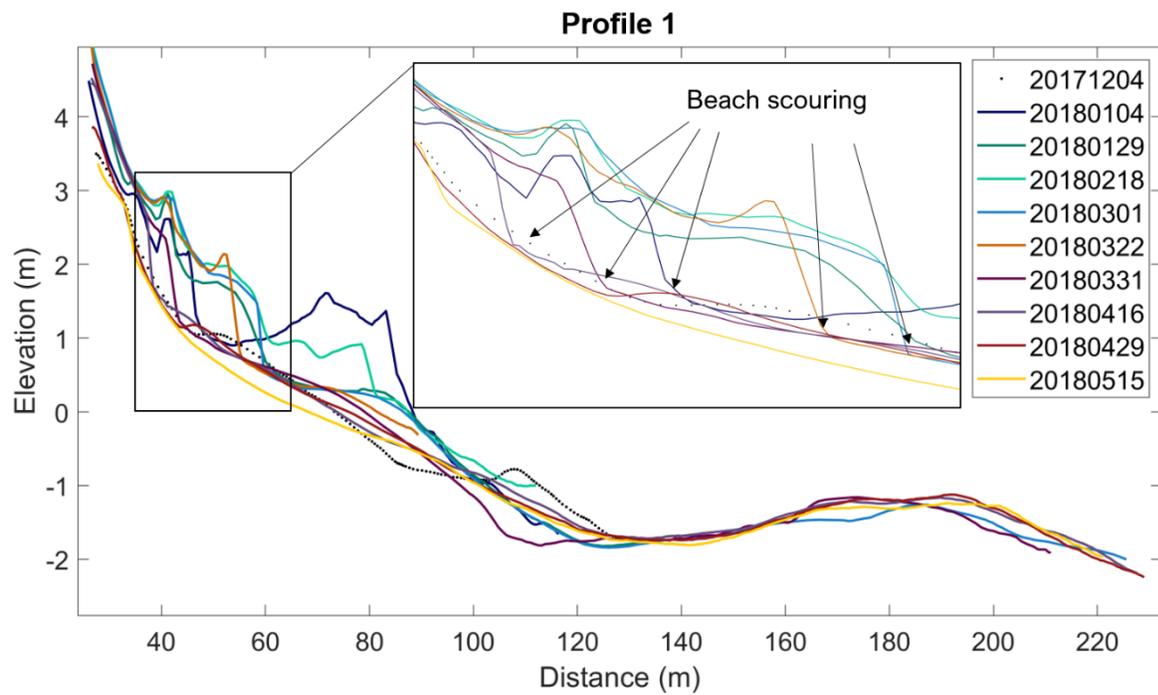


Figure 4. 17 Beach modification during winter 2017-2018 (Profile 1)

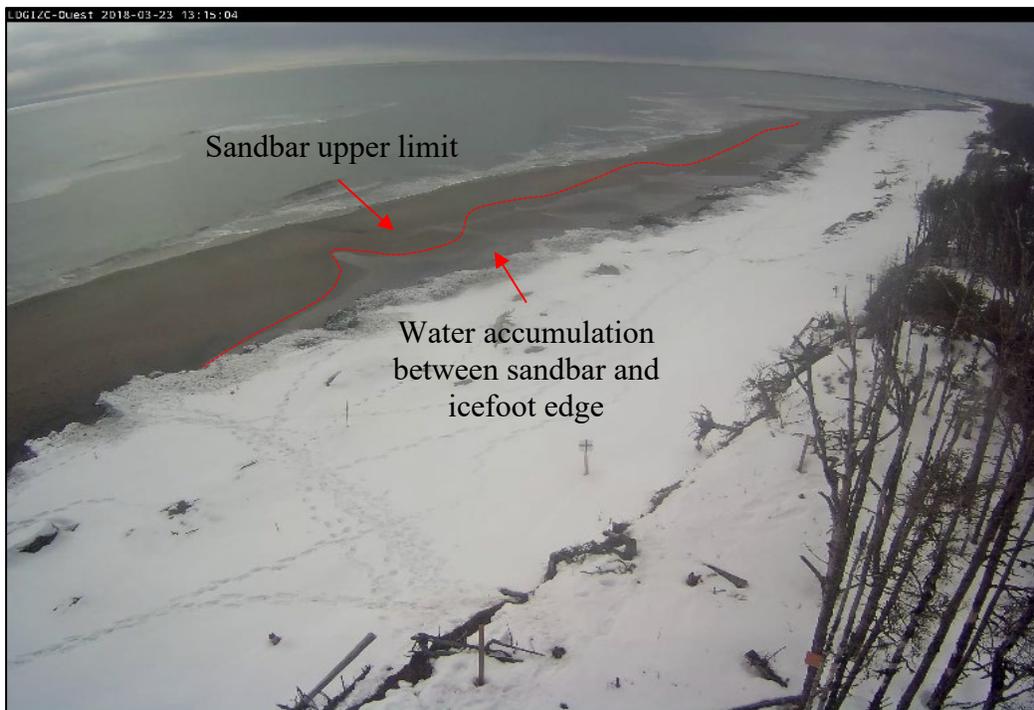


Figure 4. 18 Water accumulation in front of the icefoot edge

CONCLUSION

This study has allowed a better understanding of the icefoot dismantling by looking at the effects of hydrometeorological forcings on the icefoot. The instrumentation, particularly the thermal probes, have shown that the influence of the tide on the icefoot is present throughout the winter. The dynamic tidal wave causes an increase in the height of the coastal water table at high tide, which results in heat transfer to the base of the icefoot. This heat transfer is visible on thermal rods and favours the de-anchoring of the icefoot located on the beach, which makes it more prone to massive dismantling during high water levels. To our knowledge, this process is described for the first time and could explain the rapid rate at which the icefoot can break up. In addition, as the beach profile changes during winter, the distance between the water table and the beach/ice boundary also decreases. High-resolution monitoring of the icefoot reveals the importance of icefoot studies as basic knowledge is yet to be refined. To do so, it is essential to pursue the high-resolution monitoring of hydrometeorological variables and their effects on the icefoot in order to increase knowledge of the icefoot dynamics in cold temperate climates. A temporal dimension should be added to take into account the long-term variability of hydrometeorological parameters. A better understanding of the morphological evolution of the icefoot will allow to better predict its effects on sandy coasts. The interaction between the icefoot and the beach remains to be studied to document the impact each entity has on the other. All this knowledge will increase the effectiveness of coastal evolution projections in a context of climate change.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Grâce aux nombreuses campagnes de terrain ainsi qu'aux multiples instruments développés pour ce projet, l'acquisition de nouvelles données a permis de documenter le démantèlement du pied de glace sur les côtes sableuses. Le suivi haute résolution des paramètres météo-marins en plus des changements morphologiques et thermiques du pied de glace ont permis de mieux comprendre les effets des différentes conditions météo-marines sur le pied de glace durant le déglacement. Bien que certains des impacts soient documentés et connus depuis déjà bien longtemps, le projet a révélé que certains effets des variables météo-marines sur la dynamique du pied de glace étaient encore inconnus. Dans un contexte de changement climatique, ces variables seront de plus en plus changeantes. Leur compréhension est nécessaire pour d'une part mieux déterminer comment le pied de glace évoluera sous les futures conditions climatiques et d'autre part de mieux prévoir les projections d'évolution côtière.

Les variables météo-marines se décomposent en deux grands effets sur le pied de glace, soit thermiques et mécaniques. L'action mécanique des paramètres débute avec le début du démantèlement. Durant le pléni-glacielle, la couverture de glace de mer plus importante et la présence occasionnelle d'une banquise côtière atténuent l'activité hydrodynamique le long des côtes. L'action mécanique est engendrée principalement par l'action des vagues qui démantèle le pied de glace. Une caractérisation du type de vagues responsables de la rupture de la glace serait pertinente pour mieux documenter les détachements marginaux du pied de glace et ainsi mieux comprendre sous quelles conditions précises la glace littorale se fragmente.

L'apport thermique des variables est présent tout au long de l'hiver et sur l'ensemble du pied de glace en raison du rayonnement solaire et des températures de l'air. Toutefois, la marée et les vagues jouent aussi un rôle dans les échanges thermiques dans la glace. Les sondes thermiques ont permis de démontrer que la marée avait une influence sous le pied de glace, à la limite de la surface de la plage. Plus présente dans la partie inférieure du pied de

glace, l'influence de la marée s'étend jusqu'à la partie supérieure durant les marées de vives-eaux. La zone d'influence est, dans ce cas, limitée par le niveau maximal atteint par la marée et les vagues. Ces résultats confirment que le pied de glace est une entité dynamique qui évolue sur les côtes tout au long de l'hiver. En effet, l'influence de la marée est présente même durant le pléni-glacial, et ce, même en présence d'un pied de glace de bas estran et d'une banquise côtière. L'effet thermique de la marée a pu être démontré par des variations de signaux thermiques concordant avec les variations marégraphiques. La marée pénètre dans le pied de glace par la plage ou encore latéralement par les fissures de la glace.

L'observation quotidienne du pied de glace a permis de soulever plusieurs nouvelles hypothèses. D'abord, à l'arrivée de la marée haute sur la plage, les variations de la nappe phréatique permettent une plus grande fréquence de la saturation en eau de la plage dans les zones où l'épaisseur de sédiment est moins importante (Lezé, 2012). L'abaissement du profil de plage devant le pied de glace, engendré par la réflexion des vagues sur celui-ci au cours de l'hiver, permettrait une saturation plus fréquente de la plage. Ceci, combiné avec une hausse des températures de l'air, ne favoriserait pas l'ancrage du pied de glace à la plage. En étant moins souvent ancré à la plage, le pied de glace devient plus facilement mobile lors des marées hautes et des fortes vagues. Le pied de glace peut ainsi se démanteler, peu importe les conditions hydrodynamiques. Un désancrage du pied de glace serait nécessaire pour causer un démantèlement massif tel que celui observé au cours de l'hiver 2017-2018. L'installation de piézomètres pour mesurer la nappe phréatique de la plage dans des études ultérieures permettrait de mieux préciser le mécanisme de désancrage du pied de glace.

Dans le cadre de ce projet, les aspects géomorphologiques de la plage n'ont pas été analysés de manière exhaustive, mais comportent tout de même une importance dans la dynamique glacielle. La morphodynamique des plages n'est pas sans conséquence sur la dynamique glacielle, tout comme le pied de glace l'est sur la morphodynamique des plages. Il serait important de préciser la relation entre la géomorphologie de la plage (largeur et hauteur) immédiatement avant la formation du pied de glace et la géométrie du pied de glace (épaisseur et largeur) sur la dynamique d'évolution de celui-ci. Les cycles glaciels sont-ils

plus nombreux lorsque la plage est étroite ? Existe-t-il une relation entre la stabilité du pied de glace, la durée glacielle et le volume sédimentaire de la plage ? D'autres études devront sans aucun doute poursuivre la compréhension des effets des conditions géomorphologiques et géographiques du secteur sur la dynamique glacielle, pour ensuite améliorer les connaissances de l'impact du pied de glace sur les systèmes côtiers.

Les travaux portant sur le pied de glace ont été peu nombreux depuis la dernière décennie (BaMasoud et Byrne, 2012, Senneville et al., 2014, Corriveau et al., 2016). Toutefois, la compréhension du pied de glace et de son interaction avec les systèmes côtiers devient de plus en plus importante dans un contexte de changement climatique. Les futures études quantitatives et le développement de nouvelles méthodes d'acquisition de données permettront de poursuivre de nouveaux regards sur la dynamique du pied de glace, des bases nécessaires pour améliorer la compréhension des systèmes côtiers des milieux tempérés froids et de leur problématique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLARD, M. et CHAMPAGNE, P. (1980). Dynamique glacielle à la pointe d'Argentay, Île d'Orléans, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 34, 2, 159-174.
- ALLARD, M., MICHAUD, Y., RUZ, M.-H., et HEQUETTE, A. (1998). Icefoot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitousuk Strait, northern Québec, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 9, 965-979.
- BAMASOUD, A. et BYRNE, M.-L. (2012). The impact of low ice cover on shoreline recession: A case study from Western Point Pelee, Canada, *Geomorphology*, 173-174, 141-148.
- BAPTISTA, P. et al. (2008). Monitoring sandy shore morphologies by DGPS – A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models, *Journal of Coastal Research*, 24,6,1516-1528.
- BARNES, P. W. et al. (1993). Beach profile modification and sediment transport by ice: An overlooked process on Lake Michigan, *Journal of Coastal Research*, 9,1,65-86.
- BARNES, P.W., et al. (1994). The influence of ice on Southern Lake Michigan coastal erosion, *Journal of Great Lakes Research*, 20,1,179-195.
- BERNATCHEZ, P. et al. (2008). Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.
- 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 DUBOIS, J.-M. (2008). Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec, *Journal of Coastal Research*, 24, 1A, 169-180.

- BERNATCHEZ, P., et al. (2021). Long-term Evolution and Monitoring at High Temporal Resolution of a Rapidly Retreating Cliff in a Cold Temperate Climate Affected by Cryogenic Processes, North Shore of the St.Lawrence Gulf, Québec (Canada), *Journal of Marine Science and Engineering*, 9 -12, 1418.
- BOUCHARD, J.-D. et HILL, P.R. (1995). Seasonal variation of the beach profile at Miscou Island, N.B.: effet of ice, In *Proceedings of the Canadian Coastal Conference*. Canadian Coastal Science and Engineering Association, Ottawa, Canada, 75-87.
- BOUCHARD, J.-D. (1997). Variations saisonnières des profils d'une plage sur l'île Miscou, Nouveau-Brunswick : Effet de la glace, Mémoire de maîtrise, Rimouski ; Université du Québec à Rimouski, Maîtrise en Océanographie, 169 p.
- BOUCHER-BROSSARD, G. (2012). Rythme et modes de recul des falaises à sommet tourbeux de la Côte-Nord de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent, Mémoire de maîtrise, Rimouski, Université du Québec à Rimouski, maîtrise en Géographie, 197 p.
- BRODEUR, D. et ALLARD, M. (1983). Les plates-formes littorales de l'Île aux Coudres, Moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37, 179-195.
- CARTWRIGHT, N., LI, L., et NIELSEN, P. (2004). Response of the salt-freshwater interface in a coastal aquifer to a wave-induced groundwater pulse: field observation and modelling, *Advance in Water Ressources*, 27, 297-303.
- CORRIVEAU M., FRASER, C., CARON, T., BERNATCHEZ, P., BUFFIN-BÉLANGER, T., VAN-WIERTS, 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, 421p.
- CORRIVEAU, M., BERNATCHEZ, P., BELZILE, M. et SENNEVILLE, S. (2019). 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.
- DANARD, M., MUNRO, A. et MURTY, T. (2003). Storm surge in Canada, *Natural Hazards*, 28, 407-431.
- DIDIER, D. et al. (2017). LiDAR validation of Video-Derived Beachface Topography on Tidal Flat, *Remote Sensing*, 9, 8, 1-22.

- DIONNE, J.-C. (1973a). Aspects morphosédimentologique du glacié, en particulier des côtes du Saint-Laurent, Thèse de Doctorat Tome I, Paris : Université de Paris, 324 p.
- DIONNE, J.-C. (1973b). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent, *Cahiers de Géographie du Québec*, 17,41, 221-250.
- DIONNE, J.-C. (1976). L'action glacielle dans les schorres du littoral de la baie de James, *Cahiers de géographie du Québec*, 20, 303-326.
- DIONNE, J.-C. (1984). An estimate of ice-drifted sediments based on the mud content of the ice cover at Montmagny, Middle St. Lawrence estuary, *Marine Geology*, 57, 149-166.
- DIONNE, J.-C. (1989). An estimate of Shore Ice Action in a *Spartina* Tidal Marsh, St.Lawrence Estuary, Québec, Canada, *Journal of Coastal Research*, 5, 2, 281-293.
- DIONNE, J.-C. (1993). Sediment load of shore ice and rafting potential, *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 801-813.
- DIONNE, J.-C. (1998). Sedimentary structures made by shore ice in muddy tidal-flat deposits, St.Lawrence estuary, Québec, *Sedimentary Geology*, 116,261-274.
- DREJZA, S., FRIESINGER, S., BERNATCHEZ, P. (2014) Vulnérabilité des infrastructures routières de l'Est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques : Caractérisation des côtes, dynamique hydrosédimentaire et exposition des infrastructures routières à l'érosion et à la submersion, Est du Québec, Volume I, Projet X008.1. Annexe 4 – Recueil des fiches d'analyse de la dynamique hydrosédimentaire de l'Est du Québec. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, mars 2014, 363 p.
- DRAPEAU, G. (1992). Dynamique sédimentaire des littoraux de l'estuaire du Saint-Laurent, *Géographie physique et Quaternaire*, 46, 2, 233-242.
- DUBOIS, J.-M.M. (1979). Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier canadien : La moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec, Thèse de doctorat, University of Ottawa, Canada, 754 p.
- DUBOIS, J.-M.M. et LESSARD, G.L. (1984), Évolution littorale multitemporelle d'une côte récemment déglacée du nord du golfe du Saint-Laurent, *Revue de géomorphologie dynamique*, 33 : 81-96.
- DUBOIS, J.-M., PROVENCHER, L. (2010). Évolution de la géomorphologie depuis la fin du XIXe siècle, *Cahiers de géographie du Québec*, 54, 151, 77-116.

- ENVIRONNEMENT CANADA (2019). Données climatiques historiques : Longue-Pointe-de-Mingan (#7044328) [En ligne], https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_stations_f.html?searchType=stnName&timeframe=1&txtStationName=Longue-Pointe-de-Mingan&searchMethod=contains&optLimit=yearRange&StartYear=1840&EndYear=2022&Year=2022&Month=4&Day=19&selRowPerPage=25, (consulté en Janvier 2019)
- FORBES, D. et al. (2002). Nearshore Ice and Climate Change in the Southern Gulf of St. Lawrence, *Ice in the Environment: Proceedings of the 16th International Symposium on Ice*, New Zealand, 2nd-6th December 2002, International Association of Hydraulic Engineering and Research
- FORBES, D. et al. (2004). Storm and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence, *Marine Geology*, 2010, 169-204.
- GUILCHER, A. (1981). Cryoplanation littorale et cordons glaciels de basse mer dans la région de Rimouski, *Géographie physique et Quaternaire*, 35, 2, 133-154.
- HEQUETTE, A. et BARNES, P.W. (1990). Coastal Retreat and Shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea, *Marine Geology*, 91,1-2,113-132.
- HUME, J. et SCHALK, M. (1976). The effects of ice on the beach and near shore, Point Narrow, Arctic Alaska, *Revue géographique de Montréal*, 1-2, 105-114.
- KEMPENA, E.W. et HOLMAN, R.A. (1994). Video Monitoring of Nearshore Ice in Southern Lake Michigan, *Journal of Great Lakes Research*, 20,1,196-205.
- LEZE, J. (2012). Modélisation de l'impact des forçages océaniques sur les nappes côtières, Études de l'Ermitage (Île de la Réunion), Thèse de Doctorat, Université de la Réunion, Sciences de la Terre.
- LI, L., HU, B.X., BURNETT, W.C., SANTOS, I.R. et CHANTON, J.P. (2009). Submarine groundwater discharge driven by tidal pumping in a heterogeneous aquifer, *Ground Water*, p.1-11
- LONG, B. et DRAPEAU, G. (1983). *Évolution du transport sédimentaire par traceurs radioactifs sur la zone infralittorale de la basse Côte-Nord du Saint-Laurent*, In. B.J., Holden, Canadian Coastal Conference, Vancouver, 201-206.
- MAHONEY, A et al. (2007). How fast is landfast ice? A study of the attachment and detachment of nearshore ice at Barrow, Alaska, *Cold Regions Science and Technology*, 47, 233-255.
- MARSH, W.M., MARSH, B.D. et DOZIER, J. (1973). Formation, structure and geomorphic influence of Lake Superior icefoots, *American Journal of Science*, 273,1, 48-64.

- MCCAN, S.B. et TAYLOR, R.B. (1975). Beach freezeup Sequence at Radstock Bay, Devon Island, Arctic Canada, *Arctic & Alpine Research*, 7, 4, 379-386.
- MICHEL, B. et DROUIN, M. (1970). *Guide technique sur la formation et l'identification des couverts de glace*. Préparé pour le Ministère des Transports, Université Laval.
- MINNER, J.J. et POWELL, R.D. (1991). An evaluation of Ice-rafted Erosion caused by an Icefoot Complex, Southwestern Lake Michigan, U.S.A., *Arctic & Alpine Research*, 23, 3, 320-327.
- MOIGN, A., 1976, L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental, *Revue de géographie de Montréal*, vol. 30 (1-2) : 51-64
- MOIGN, Y. (1972). Étude de la dynamique d'une plage subarctique, Sept-Îles, Québec, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale, U.E.R. des Lettres et Sciences Sociales de Brest.
- OKE, TR. (1987). *Boundary Layer Climates*. Routledge : New York, 435 p.
- OWENS, E. (1976). The effects of ice on the littoral zone at Richibucto head eastern New Brunswick, *Revue géographique montréalaise*, 1-2, 95-104.
- PETRICH, C. et al. (2012). Coastal landfast sea ice decay and breakup in northern Alaska: Key processes and seasonal prediction, *Journal of Geophysical Research*, 117, 2, 1-19.
- REIMNITZ, E., BARNES, P.W. et HARPER, J.R. (1990). A review of Beach Nourishment from Ice Transport of Shoreface Materials, Beaufort Sea, Alaska, *Journal of Coastal Research*, 6, 2, 439-469.
- ROBINSON, C., GIBBES, B., CAREY, H. et LI, L. (2007). Salt-freshwater dynamics in a subterranean estuary over a spring-neap tidal cycle, *Journal of Geophysical research*, 112, 15p.
- ROSS, N. et LONG, B. (1989). Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement : un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 3, 377-388.
- SENNEVILLE, S., SAINT-ONGE DROUIN, S., DUMONT, D. et al. (2014). Rapport final : Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques, ISMER-UQAR, Rapport final présenté au ministère des Transports du Québec, 384 p.
- SERVICE CANADIEN DES GLACES, (2021). *Graphes des glaces, CIS EC Golfe du Saint-Laurent*, [En ligne] <https://iceweb1.cis.ec.gc.ca/IceGraph/page2.xhtml>, (page consultée janvier 2020)

- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DU CANADA, (2019). Niveaux marégraphiques des stations : Mingan – 02470 [En ligne] <https://marees.gc.ca/fr/stations/02470>, (page consulté le 20 avril 2022)
- SHORT, A.D. et WISEMAN, Wm.J. Jr. (1974). Freeze-up processes on arctic beaches, *Arctic*, 27, 3, 215-224.
- SMITH, M.W., CARRIVICK, J.L., et QUINCEY, D.J. (2016). Structure from motion photogrammetry in physical geography, *Progress in Physical Geography*, 40, 2, 247-275.
- STUMPF, A. et al. (2016). Photogrammetric discharge monitoring of small tropical mountain rivers: A case study at Rivière des Pluies, Réunion Island, *Water Resour. Res.*, 52, 4550-4570.
- SUTINEN, R., HÄNNINEN, P., VENÄLÄINEN, A. (2008). Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack, *Cold Regions Science and Technology*, 51, 56-67.
- TROUDE, J. et SÉRODES, J. (1988). 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, 3, 348-354.
- USGS. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide, [En ligne], <https://pubs.usgs.gov/of/2018/1179/ofr20181179.pdf>
- WESTOBY, M.J., et al. (2012). Structure-from-Motion photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications, *Geomorphology*, 179, 300-314.
- WISEMAN, J. W., OWENS, Jr. E. H., KAHN, J. (1981). Temporal and Spatial variability of Icefoot morphology, *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 63, 1/2, 69-80.
- ZUMBERGE, J.H., WILSON, J.T. (1953). Effect of Ice on Shore Development, *Coastal Engineering Proceedings*, 1,4,201-20

ANNEXE I

