



**USAGE DE LA PHOTOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE ET SOUS-MARINE POUR  
L'ÉTUDE DES PROCESSUS DE FORMATION DE LA GLACE CÔTIÈRE**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ**

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

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

**PAR**

**©BIKO LECLAIR-BRIDEAU**

**septembre 2023**





**Composition du jury :**

**Derek Mueller, examinateur externe, Carleton University**

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

**Dany Dumont, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Cédric Chavanne, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

Dépôt initial le 21 Mai 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.

## ***REMERCIEMENTS***

Je tiens à exprimer mes remerciements à mon directeur Pascal Bernatchez pour la flexibilité qu'il m'a accordée pour mettre en place un projet basé sur mes connaissances en matière de ROV. Un remerciement particulier à mon co-directeur qui m'a apporté motivation et soutien durant toute la durée de mes études de maîtrise. Je suis reconnaissant également à Maryn Mohn Drouet, ma partenaire, pour tous les moyens qu'elle a mis en place pour me soutenir dans ce projet. Je remercie aussi chaleureusement mes amis Elie Dumas-Lefebvre et Éloïse Peltier pour leur inspiration et leurs précieuses aides à la préparation du travail de terrain ainsi qu'à toute l'équipe Bicwin 2021. Je remercie aussi le laboratoire LDGIZC et le CRSNG pour son soutien financier via la subvention individuelle de mon directeur ainsi que l'institution ISMER et l'institution UQAR qui m'ont fourni des moyens nécessaires à la bonne réalisation de mes études.

## RÉSUMÉ

La nature dynamique des environnements de glace côtière entraîne des changements continus dans la croissance et la morphologie de la glace. Les modèles numériques d'élévation (DEM) obtenus par des méthodes de télédétection surfacique sont couramment utilisés pour estimer l'épaisseur de la glace à partir du bilan de masse et de la flottabilité. Étant donné que ce type de mesure repose sur l'hypothèse d'un système en équilibre isostatique uniforme, les caractéristiques submergées à petite échelle peuvent souvent être négligées. La nature complexe de la formation de la glace côtière nécessite une étude approfondie de sa surface submergée pour mieux comprendre sa morphologie et confirmer les rapports de distribution d'épaisseur utilisés pour les élévations. Un DEM de la surface submergée fournit un moyen de reconnaître les changements à petite échelle dans la croissance de la glace. La comparaison de la surface sous glacielle avec la surface supra glacielle peut permettre d'obtenir un modèle d'épaisseur plus précis et de haute résolution. Cette approche est démontrée à l'aide de techniques photogrammétriques sous-marines à partir d'images obtenues par un ROV, un type de véhicule sous-marin autonome (*underwater unmanned vehicle* ou UUV), équipé d'une caméra GoPro Hero 7. Les DEM du dessus et du dessous de la glace sont reliés entre eux à l'aide de marqueurs spécialisés qui servent de géoréférencement pour la surface numérique. Dans ce cas, la géorectification pour les deux modèles repose uniquement sur la méthode de géoréférence directe à partir des métadonnées géographiques de l'image de surface créée avec un aéronef télépiloté (*unmanned aerial vehicle* ou UAV). Étant donné la nature dynamique de la glace côtière, la géorectification par point de contrôle (*ground control points* ou GCP) reste peu fiable. La photogrammétrie sous-glace couplée à une méthode de géorectification indirecte, peut générer un DEM correctement aligné avec le DEM du dessus de la glace. Le modèle de distribution d'épaisseur résultant est ensuite comparé à d'autres techniques de mesure telles que les mesures électromagnétiques et de forage. Une analyse plus approfondie peut être réalisée en appliquant cette méthodologie au même site à un intervalle de temps défini pour calculer le taux de croissance. Cette tentative agit comme une preuve de concept pour la construction d'un DEM utilisant des techniques photogrammétriques sous-marines. Ces tests servent à définir l'utilisation des techniques photogrammétriques sous-marines comme un moyen viable d'interpréter les changements à petite échelle de la morphologie des glaces côtières ainsi que l'échelle à laquelle une telle technique peut être exécutée. L'utilisation combinée des modèles photogrammétriques UUV et UAV est prometteuse pour générer des modèles d'épaisseur haute résolution. Cependant, des modifications supplémentaires du système ROV sont recommandées pour surmonter les limites de portée des futurs modèles. Le développement ultérieur de cette technique pourra bénéficier des modifications suggérées dans ce mémoire.

Mots clés : véhicule sous-marin sans pilote, aéronef télépiloté, sous-marin télécommandé, photogrammétrie, glace côtière, sous-glacielle, épaisseur de glace, submersible, pied de glace

## *ABSTRACT*

The dynamic nature of coastal ice environments causes ongoing ice morphology and growth changes. Digital elevation models (DEM) captured by areal remote sensing methods commonly measure ice thickness based on mass balance and buoyancy. Since this type of measurement builds on the assumption of an evenly distributed balanced system, small-scale submerged features can often be overlooked. The complex nature of coastal ice formation requires an in-depth investigation of its submerged surface to understand its morphology better and confirm thickness distribution ratios for thickness elevations. A DEM of the submerged surface provides a way to recognize small scale changes in ice growth. Comparing the under-ice DEM to the above-ice DEM can generate a high resolution DTM. This approach is demonstrated using underwater photogrammetric techniques from images captured by an ROV, a type of UUV, equipped with a GoPro Hero 7 camera. The above and under-ice DEM are linked using specialized markers, which serve as georeferencing submerges digital surface. In this case, georeferencing for both models relies solely on the direct georeferencing method from the UAV image geographic metadata. Since the dynamic nature of coastal ice renders georectification by GCP unreliable. Using an indirect georeferencing method, the under-ice can generate a DEM correctly aligning with the above ice DEM. The resulting thickness distribution model is then compared to other techniques, such as electromagnetic and drill hole measurements. Further analysis can be achieved by applying this methodology to the same site at a set time interval to calculate the growth rate. This attempt acts as a proof of concept for the thickness model using underwater photogrammetric techniques. These tests define underwater photogrammetric techniques as a viable way to interpret small-scale changes in coastal ice morphology and the scale to which such a technique can be executed. The combined use of UUV and UAV photogrammetric models is a promising technique to generate high-resolution DTM. However, additional modifications to the ROV system are recommended to overcome the range limitations on future models. Further development of this technique will benefit from the modifications suggested in this paper.

Keywords : unmanned underwater vehicles, remotely operated vehicle, unmanned aerial vehicles, photogrammetry, coastal ice, under-ice, ice thickness, underwater, icefoot

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS . . . . .	v
RÉSUMÉ . . . . .	vi
ABSTRACT . . . . .	vii
TABLE DES MATIÈRES . . . . .	viii
LISTE DES FIGURES . . . . .	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS . . . . .	xi
INTRODUCTION GÉNÉRALE . . . . .	1
REVUE DE LITTÉRATURE . . . . .	6
0.1 Le complexe glaciaire côtier . . . . .	6
0.1.1 Le pied de glace . . . . .	6
0.1.2 Banquise côtière ( <i>landfast ice</i> ) . . . . .	7
0.1.3 Modèles de surface de glace . . . . .	8
0.1.4 LiDAR et photogrammétrie . . . . .	8
0.1.5 Plateforme d'étude . . . . .	10
0.1.6 Usage des UUV . . . . .	10
0.1.7 Classification des UUV . . . . .	11
0.1.8 Description du système des ROV . . . . .	11
0.1.9 Navigation dans les zones couvertes de glace . . . . .	13
ARTICLE 1	
USAGE DE LA PHOTOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE ET SOUS-MARINE POUR L'ÉTUDE DES PROCESSUS DE FORMATION DE LA GLACE CÔTIÈRE . . . . .	14
1.1 Résumé en français du premier article . . . . .	14
1.2 Introduction . . . . .	16
1.3 Methods . . . . .	19
1.3.1 Study site . . . . .	22
1.3.2 Fieldwork . . . . .	25
1.3.3 Image collection and processing . . . . .	26

1.4	Results . . . . .	29
1.4.1	Field performance . . . . .	29
1.4.2	Surface analysis . . . . .	32
1.4.3	Thickness distribution . . . . .	35
1.4.4	Evolution and growth . . . . .	38
1.5	Discussion . . . . .	43
1.5.1	Survey Method . . . . .	43
1.5.2	Model analysis . . . . .	45
1.6	Conclusion . . . . .	46
	CONCLUSION GÉNÉRALE . . . . .	50
	RÉFÉRENCES . . . . .	53
	ANNEXE I	
	PROCESSUS DE PHOTOGRAMMÉTRIE POUR LE DÉVELOPPEMENT DES MODÈLES D'ÉPAISSEUR . . . . .	58

*LISTE DES FIGURES*

Figure 1	Temporary ROV deployment station . . . . .	21
Figure 2	Satellite image of the study site . . . . .	24
Figure 3	Water level time series . . . . .	25
Figure 4	Drone Images from the site . . . . .	26
Figure 5	Dual surface ground control markers . . . . .	27
Figure 6	Generic consolidated pack ice cross section . . . . .	29
Figure 7	Under-ice orthomosaic realised using ROV images . . . . .	31
Figure 8	Intertidal zone site: digital thickness models shown above aerial image	34
Figure 9	Aerial view of the infralittoral zone site . . . . .	36
Figure 10	Thickness model and ITD from intertidal zone site on February 26, 2022	37
Figure 11	Thickness model and ITD from intertidal zone site on March 1, 2022 .	38
Figure 12	Morphological comparison at two day intervals from intertidal zone site.	39
Figure 13	Thickness model and cross section profiles . . . . .	41
Figure 14	Ice thickness ratio model at intertidal zone site on February 28, 2022 .	42
Figure 15	Ice growth at intertidal zone site . . . . .	43
Figure 16	Thickness model production flow chart. . . . .	60



## ***LISTE DES ABRÉVIATIONS***

- AUV** Véhicule sous-marin autonome (*Autonomous Underwater Vehicle*)
- DEM** Modèle d'élévation digitale (*Digital Elevation Model*)
- DSM** Modèle de surface digitale (*Digital Surface Model*)
- DTM** Modèle d'épaisseur digitale (*Digital Thickness Model*)
- EGSL** Estuaire et le golfe du Saint-Laurent
- GCP** Points de contrôle terrestre (*Ground Control Points*)
- GPS** Système de positionnement global (*Global Positioning System*)
- ITD** Distribution d'épaisseur de la glace (*Ice Thickness Distribution*)
- LED** Diode électro-luminescente (*Light Emitting Diode*)
- LiDAR** Détection et télémétrie de la lumière (*Light Detection and Ranging*)
- NIC** Complexe de glace côtier (*Nearshore Ice Complex*)
- PGBE** Pied de glace de bas estran
- PGHE** Pied de glace de haut estran
- ROV** Véhicules télécommandés (*Remotely Operated Vehicles*)
- SONAR** Navigation et télémétrie sonores (*Sound Navigation and Ranging*)
- UAV** Véhicules aériens sans pilote (*Unmanned Aerial Vehicles*)
- UFS** Sonar orienté vers le haut (*Upward Facing Sonar*)
- USBL** (*Ultra Short Baseline*)
- UUV** Véhicules sous-marins sans pilote (*Unmanned Underwater Vehicles*)

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les régions côtières froides sont généralement bordées par le complexe de glace côtière, qui comprend un pied de glace et le *landfast ice* (Seibel et al., 1976; Forbes et al., 2004). La *landfast ice* est définie comme une structure flottante de glace de mer côtière qui entre en contact direct avec la côte ou le fond marin. La couverture de la *landfast ice* peut s'étendre jusque dans la zone infralittorale. Le contact avec le fond marin se situe généralement dans la zone intertidale, et la couverture de glace de rive peut s'étendre jusque dans la zone infralittorale. Le pied de glace de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (EGSL) ou le pied de glace de bas estran (PGBE) est un système de glace côtière dans la zone intertidale, mais il n'est pas nécessairement fixé sur place par une connexion directe au rivage ou au fond marin (Dionne, 1973). La structure alterne entre flotter et reposer sur le fond marin lors des changements de marée. La présence de PGBE a un rôle important dans l'atténuation des vagues (Senneville et al., 2014) et conduit à une réduction de l'érosion côtière (Corriveau et al., 2019). Les études sur la glace côtière s'intéressent à l'analyse de l'évolution de sa couverture afin de mieux comprendre son impact. Dans un contexte écologique, sa couverture sur les eaux côtières agit comme un isolant thermique qui protège certains écosystèmes contre les températures extrêmes (Scrosati et Eckersley, 2007). En raison du changement climatique, une réduction de la couverture de glace dans l'EGSL pourrait réduire les propriétés protectrices du PGBE. Selon une analyse de l'évolution des conditions de glace entre 1981 et 2010, une diminution de la durée de la saison des glaces a été observée dans l'EGSL (Corriveau et al., 2019). Cette réduction affecte à la fois l'étendue et l'épaisseur du PGBE.

Les études de développement de PGBE sont généralement effectuées à partir de la surface au-dessus de la glace. Parmi celles-ci, les méthodes d'étude des glaces côtières incluent généralement l'utilisation d'images satellitaires (Druckenmiller et al., 2009), de radars marins (Druckenmiller et al., 2009; Mahoney et al., 2007) et de séquences d'images issues de caméras fixes (Corriveau et al., 2019; Druckenmiller et al., 2009). Certains instruments sont

capables d'exécuter des modèles de surface et d'élévation des glaces côtières et marines. Ces méthodes incluent la photogrammétrie et l'utilisation du LiDAR. Pour ce qui est des mesures verticales ou de l'épaisseur de la glace, les techniques utilisées sont des mesures manuelles faites à travers des trous forés ou à l'aide de conductivimètres (Mahoney et al., 2007; Druckenmiller et al., 2009). Les informations que ces méthodes révèlent sur la surface sous-glacielle sont limitées.

L'épaisseur et le volume des glaces côtières sont utiles pour comprendre les processus géomorphologiques et physiques côtiers. À partir de mesures d'élévation de la surface supra-glacielle par rapport au niveau de l'eau, il est possible d'estimer l'épaisseur de la glace en assumant un équilibre entre la flottabilité et la force gravitationnelle de la structure glacielle. Un rapport entre la hauteur de la quille et la hauteur de la voile  $h_k/h_s$  de 5 à 9 est aussi utilisé afin d'estimer la taille d'une quille (Mahoney et al., 2007). La voile étant une crête sur la partie supra-glacielle et la quille une pointe submergée localisée sous la voile. Cette approche convient à une analyse à grande échelle; cependant, peu de méthodes de mesure de l'épaisseur de la glace sont actuellement utilisées pour valider ces estimations. Bien que la formation et la dynamique du pied de glace aient été qualifiées en observant la dynamique au-dessus de la surface de la glace, il est beaucoup plus difficile d'interpréter les variations sous-glacielles. La mesure des trous de forage est une méthode intuitive de validation d'épaisseur, qui est couramment intégrée dans les méthodes d'analyse de l'épaisseur (Mahoney et al., 2007; Druckenmiller et al., 2009). Cependant, la résolution des données de forages est assez faible. Le but de ce projet vise à présenter une méthode de sondage capable de capturer les changements d'épaisseur de la glace à une haute résolution. La nouvelle méthode d'observation combine l'usage de l'imagerie UUV avec l'imagerie UAV pour compléter une étude de sa morphologie supérieure et inférieure. En générant des orthomosaïques et des modèles de surface numériques, cet article compare l'épaisseur de la glace de mer observée par rapport aux modèles d'estimation générés à partir de l'élévation au-dessus de la surface de la glace. Cet article étudie également une méthode d'interprétation des stressés internes dans la structure glacielle ainsi que les changements morphologiques.

La modélisation du littoral et des glaces de mer est souvent utilisée pour enregistrer son évolution. Les types de modèles incluent les modèles numériques de surface DSM et les modèles numériques d'élévation DEM. Les estimations de l'épaisseur de la glace peuvent être calculées à partir de DEM (Mahoney et al., 2007). L'usage de techniques photogrammétriques a été validée à la fois sur les surfaces de glace (Chudley et al., 2019) et sur les zones enneigées (Benjamin et al., 2015), deux surfaces couramment rencontrées dans les environnements de glace côtières. Les DEM au-dessus de la glace peuvent être interprétés par eux-mêmes comme une analyse morphologique lors de l'estimation de l'épaisseur et de la rugosité de la glace. La possibilité de comparer des modèles numériques 3D s'est avérée être une méthode fiable pour extraire l'épaisseur de neige lorsque des points fixes sont disponibles (Benjamin et al., 2015). Les techniques de traitement d'images aériennes appliquées aux UAV peuvent générer des modèles orthomosaïques et des modèles numériques 3D tels que les DEM (Li et al., 2019). Les modèles numériques sont couramment utilisés pour enregistrer les changements dans la morphologie de la glace de mer, tels que la croissance horizontale et la dynamique et ce, à des intervalles de temps variables. Lors de la comparaison de modèles numériques, les DEM sont utiles car ils sont liés à un cadre de référence similaire. Les DEM sont couramment utilisés car ils représentent un emplacement fixe réel où chaque pixel représente une valeur d'élévation définie sur un ensemble spécifique de coordonnées. Les UAV tels que les ailes fixes ou les quadricoptères sont utiles pour fournir des images aériennes géoréférencées stables tout en étant relativement portables et facilement déployés dans des environnements glacés.

Les DEM nécessitent l'utilisation du géoréférencement, un aspect important des évaluations morphologiques qui servent à la mise à l'échelle de modèles. Il existe deux types de méthodes de géoréférencement utilisées en photogrammétrie aérienne. L'aérotriangulation classique, ou géoréférencement indirect, nécessite l'utilisation de points de contrôle (GCP) au sol. L'aérotriangulation aéroportée, ou géoréférencement direct, utilise la position géographique du véhicule au moment de la capture d'image (Benjamin et al., 2015). Dans le géoréférencement indirect, les coordonnées géographiques sont ajoutées manuellement lors du traitement de l'image. L'utilisation de GCP est largement utilisée pour le géoréférence-

ment en enregistrant les coordonnées des marqueurs visibles et en ajoutant manuellement les coordonnées XYZ sur le modèle. Dans les environnements de glace de mer, les GCP ne sont pas pratiques en raison de la nature dynamique de la surface de la glace de mer (Kim et al., 2021).

Bien que les modèles numériques de la surface supra-glacielle puissent fournir beaucoup d'informations sur la morphologie de la glace, les modèles actuels manquent encore d'une analyse complète de la structure de la surface sous la glace. En raison de la structure complexe de la glace côtière, cette méthode n'est pas toujours cohérente. En présence de rafting, qui se produit lorsque les blocs de glace se chevauchent, il devient difficile de prévoir les incohérences dans la distribution des glaces. L'estimation de l'épaisseur peut être fiable sur des surfaces de glace homogènes en supposant un équilibre hydrostatique. Des systèmes plus hétérogènes deviennent difficiles à évaluer. L'utilisation de ROV dans les levés sous la glace est une technique courante (Bolsenga et al., 1989). Les techniques de photogrammétrie sous-marine ont été validées et largement utilisées en archéologie marine (Drap et al., 2001). Différents types de modèles peuvent être obtenus à partir de l'imagerie ROV, tels que des reconstructions d'orthomosaïques et des modèles numériques 3D (Kwasnitschka et al., 2013). Son utilisation a été démontrée pour générer avec succès des modèles numériques 3D de la surface immergée de la glace de mer sur une piste de 20 m (Cimoli et al., 2019). Bien que le géoréférencement direct puisse être facilement mis en œuvre dans les levés aériens, il devient plus complexe lors de l'utilisation de véhicules sous-marins. L'incapacité des ondes radio à pénétrer dans l'eau rend impossible le géoréférencement des images à l'aide du GPS de la même manière que la technique aérienne. Les instruments acoustiques tels que les systèmes de positionnement USBL peuvent fournir une approximation de l'emplacement nécessaire à la navigation, mais manque cependant de précision pour le géoréférencement DEM à haute résolution. Le problème de la dynamique de la glace de mer peut également affecter la synchronisation des deux DEM dans le cas où les deux modèles ne sont pas capturés simultanément. Il est donc nécessaire de développer une méthode de géoréférencement adaptée à la mise en relation de la surface supra et sous-glacielle. À l'aide de modèles d'épaisseur

de glace côtière générés à partir de surfaces supra et sous-glaciaires, cet article analyse la distribution d'épaisseur de glace afin de la comparer à celle estimée à partir de l'équilibre hydrostatique. La différence entre les distributions d'épaisseur observées et celles d'un modèle balancé peut permettre d'estimer les contraintes internes qui seront aussi analysés.

Ce projet vise à présenter une méthode de levé capable de capturer les changements de la partie sous-glacielle à une haute résolution qui peut être intégrée aux levés de la surface supra glacielle. La nouvelle méthode d'enquête est développée en intégrant l'imagerie UUV à l'imagerie UAV pour compléter une étude de sa morphologie. Pour assurer une bonne mobilité, cette méthode est développée en considérant l'espace clos de la zone intertidale basse. Pourtant, il peut être appliqué à des structures de glace similaires dans des eaux plus profondes, telles que la zone infralittorale. Utilisant des techniques photogrammétriques aériennes et sous-marines, cette expérience examine de nouvelles méthodes pour aider à comprendre la formation des glaces côtières. En générant des images orthomosaïques et des modèles numériques de surface, ce memoire compare l'épaisseur de la glace de mer observée aux modèles d'estimation développés à partir de l'élévation au-dessus de la surface de la glace.

## *REVUE DE LITTÉRATURE*

### **0.1 Le complexe glacié côtier**

#### **0.1.1 Le pied de glace**

Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (EGSL), l'ensemble du complexe glacié côtier et de la glace de mer sont définis comme des glaces saisonnières qui se forment uniquement pendant la période de gel. L'ensemble du complexe glacié côtier comprend le pied de glace et la banquise côtière (Seibel et al., 1976; Forbes et al., 2002). Il y a plusieurs types de pied de glace, définis par leur morphologie, leur formation ou leur emplacement dans la zone intertidale. Les deux types de pied de glace les plus fréquents dans l'EGSL sont le pied de glace de haut estran (PGHE) et le pied de glace de bas estran (PGBE). Le PGHE est une formation de glace qui est fixée au substrat du littoral tandis que le PGBE recouvre le reste de la zone intertidale (Dionne, 1973). Ce qui différencie le PGBE du PGHE et de la banquise côtière est son interaction avec le substrat à travers l'action des marées. La glace du PGBE repose en bonne partie sur le substrat à marée basse et en est détachée et flotte à marée haute. Le PGBE se forme durant le processus de consolidation d'une agglomération de slush ou de frasil accumulée près de la côte et poussée vers elle par les courants associés à la marée, par les vagues et par le vent (Dionne, 1973). Les glaçons et les floes, eux aussi poussés vers la côte dans certaines conditions, alimentent la formation du PGBE. Plusieurs facteurs peuvent affecter la morphologie du PGBE durant sa formation, tels que la topographie et la nature du substrat, l'apport d'énergie mécanique des vagues ainsi que les variations thermiques de la région pendant la saison de glace (Wiseman et al., 1981).

### 0.1.2 Banquise côtière (*landfast ice*)

Le pied de glace est par définition de la glace qui ne se déplace pas ou très peu par rapport à la cote avec laquelle il est en contact constant (PGHE) ou intermittent (PGBE) (Dionne, 1973). Or, il est tout-à-fait possible que la glace dite *attachée à la côte* s'étende au-delà de la zone intertidale, dans des régions océaniques plus profondes où la banquise n'est jamais en contact avec le fond. On appellera banquise côtière cette étendue de glace qui demeure immobile malgré les forces qui s'exercent sur elle. En anglais, on emploie les termes *landfast ice*, *shorefast ice* ou simplement *fast ice* pour désigner ce type de banquise de celle qui reste mobile. Les plus grandes étendues de banquises côtières se trouvent dans l'Océan Arctique, plus particulièrement au nord du continent Eurasien, sur le plateau sibérien. Cette banquise est maintenue immobile par le fait que la résistance interne de la glace est supérieure aux forces qui s'exercent sur celle-ci. Pour résister aux forces imposées par le vent sur de grandes distances, il doit absolument y avoir des interactions entre la glace et le fond à certains endroits. Ces interactions sont par définition naturellement très importantes sur le pied de glace. Au large en eau plus profonde, la banquise côtière est souvent stabilisée par des points d'ancrage, i.e. des endroits où la glace est plus épaisse et touche le fond. Les icebergs échoués et les *stamukhi* jouent ce rôle dans certaines régions polaires (Mahoney et al., 2007). Les processus qui contrôlent la formation de la banquise côtière sont dans tous les cas liés d'une façon ou d'une autre aux interactions entre la glace, la côte (plage, falaise, etc.) et le fond. La côte représente une frontière où la glace peut converger (s'empiler et s'épaissir) ou diverger (créer une polynie) et subir des cycles d'immersion-émersion lorsque l'oscillation du niveau d'eau causé par la marée est importante.

Durant la saison glacielle, la présence des glaces côtières affecte plusieurs processus géomorphologiques. Le pied de glace de bas estran influence les transports sédimentaires (Barnes et al., 1993). De plus, le PGBE joue un rôle sur l'atténuation des vagues (Senneville et al., 2014) et entraîne une réduction de l'érosion côtière (Corriveau et al., 2019). Les études de la glace côtière s'intéressent à l'analyse de l'évolution de sa couverture afin de mieux com-



prendre son impact. Dans un contexte écologique, sa couverture des eaux côtières agit comme un isolant thermique qui protège certains écosystèmes des températures extrêmes (Scrosati et Eckersley, 2007). En raison du changement climatique, une réduction de la couverture de glace dans l'EGSL pourrait diminuer les propriétés protectrices du PGBE. Selon une analyse de l'évolution des conditions d'englacement entre 1981 et 2010, une diminution de la durée de la saison glacielle a été constatée dans l'EGSL (Corriveau et al., 2019). Cette réduction affecte à la fois l'étendue et l'épaisseur du PGBE.

### **0.1.3 Modèles de surface de glace**

La modélisation de la glace côtière et de mer est une méthode souvent utilisée pour enregistrer son évolution. Parmi les types de modèles, on retrouve les modèles numériques de surface (DSM) et les modèles numérique d'élévation (DEM). Des estimations de l'épaisseur de la glace peuvent être calculées à partir des DEM (Mahoney et al., 2007). Développer des DSM géoréférencés de glace peut présenter plusieurs défis. Les méthodes fréquemment utilisées pour géoréférencer des DSM sont soit avec des cibles de contrôle, soit avec des GPS. Le mouvement constant de la glace de mer rend l'usage de ces deux méthodes difficiles à appliquer (Kim et al., 2021; Divine et al., 2016).

### **0.1.4 LiDAR et photogrammétrie**

Le LiDAR est une méthode de télédétection active qui se sert de la réflexion d'un laser pour calculer la distance entre une surface et le capteur. Cette technique peut produire des données d'élévation avec une haute résolution et précision des zones glacées (Bhardwaj et al., 2016) et recouvertes de neige (Deems et al., 2013).

La photogrammétrie est une méthode pour générer des DSM et des DEM à partir de captures d'images ou de vidéos. Les images sont réarrangées de façon à générer un nuage de points correspondant à une surface 3D ou à des modèles d'orthophotographies en 2D. Son

usage devient de plus en plus courant pour l'étude de la glace de mer. Son utilisation a aussi été validée pour générer des DSM de glace (Chudley et al., 2019), ainsi que dans le cas de zones couvertes de neige (Benjamin et al., 2015). Ces deux caractéristiques, couverture de glace et de neige, sont fréquemment présentes sur le PGBE.

La photogrammétrie sous-marine est souvent utilisée pour modéliser des structures immergées. Toutefois, la capture d'objets de grande échelle est difficile en raison du faible taux de visibilité dû à l'atténuation des ondes visibles dans l'eau. Une solution est de développer des modèles à l'aide d'un grand nombre de photographies de petites surfaces. Cette technique est communément appliquée pour analyser des sites de naufrage en archéologie (Rebikoff, 1972; Drap et al., 2001). Développer des DSM demande l'usage de véhicules spécialisés, équipés de caméra orientée verticalement, et capable de se déplacer en ligne droite à une vitesse et à une altitude constante (Rebikoff, 1966). Divers types de modèles peuvent être obtenus à partir de séquences vidéo de ROV, tels que des reconstructions d'orthomosaïques, des DSM et des DEM (Price et al., 2019). La méthode de photogrammétrie a été validée pour la modélisation sous-glacière à l'aide de caméras orientées verticalement (Cimoli et al., 2019). Cependant, des défis supplémentaires liés aux méthodes de géoréférencement restent présents. L'incapacité des ondes radio à pénétrer l'eau rend l'usage de GPS impossible. L'utilisation de systèmes de positionnement de types USBL, qui sont généralement utilisés pour remplacer les GPS dans les milieux submergés, n'offrent pas suffisamment de précision pour géoréférencer des modèles photogrammétriques. Il est donc nécessaire d'installer des points de contrôle génériques, qui peuvent être validés à la surface. Parmi les méthodes de mesure de l'épaisseur de glace de mer, la mesure par forage est la plus intuitive. Une mesure d'épaisseur de la glace de mer peut être exécutée à travers un trou percé verticalement. Cette méthode est souvent utilisée afin de produire une mesure réelle d'épaisseur comme mode de validation (Mahoney et al., 2007; Druckenmiller et al., 2009; Haas et al., 2006). Les mesures puissent être fiables dans certains contextes mais elles ne sont pas toujours efficaces pour représenter des surfaces hétérogènes, telles que celles du PGBE.

### 0.1.5 Plateforme d'étude

Certains instruments d'analyse des glaces de mer permettent de capturer des données aériennes. Les analyses aériennes permettent de couvrir de plus grandes surfaces d'étude. Des données capturées à l'aide de satellites est une des méthodes utilisées pour enregistrer l'évolution horizontale de la glace de mer (Nolin et Mar, 2018; Landy et al., 2020). Des véhicules aériens habités, tels que des avions (Deems et al., 2013) et hélicoptères (Divine et al., 2016), peuvent aussi servir pour collecter des données sur la glace de mer avec des instruments lourds.

Des méthodes d'analyse de la *landfast ice* peuvent être appliquées au PGBE; cependant, la plateforme actuelle manque d'une méthode cohérente de modélisation et d'identification de la surface sous-glacielle. L'existence d'un tel modèle aiderait la communauté scientifique à identifier les changements saisonniers dans le système de glace côtier. Jusqu'à présent, peu de littérature couvre l'étude de la partie submergée de la glace côtière. Les technologies UUV ne sont pas généralement utilisés pour l'étude de la glace dans les zones côtières.

### 0.1.6 Usage des UUV

Le UUV, comme outil de recherche, offre une plateforme bien adaptée et est communément utilisé dans les environnements sous-glaciels (Lund-Hansen et al., 2018; Moore et Jolly, 1986). La versatilité de ce type de véhicule submersible permet d'exécuter des études multidisciplinaires telles que des analyses géologiques (García et al., 2016), l'identification des écosystèmes glaciels (Rack et al., 2012), pélagiques (Raskoff et al., 2012) et benthiques (Szuta, 2017). Ainsi, l'analyse et l'échantillonnage d'images de surface sous-glacielle sont un usage des UUV dans les régions polaires (Barker et al., 2020; Katlein et al., 2020).

### 0.1.7 Classification des UUV

Les UUV sont des outils utilisés afin d'éliminer le risque à la vie humaine durant les tâches en immersion. Les moyens de communication et de télémétrie pour les UUV sont limités par rapport à ceux utilisés en surface. Les ondes électromagnétiques (EM) sont fortement atténuées par l'eau. De plus, les ondes acoustiques peuvent être utilisées pour communiquer sur de vastes distances. Cependant elles offrent une vitesse de transmission plutôt lente (Zand, 2009). Les méthodes de transmission optiques permettent une vitesse de transmission plus rapide, l'atténuation causée par l'eau limite la portée du signal (Lund-Hansen et al., 2018). Ainsi, les UUV sont divisés en deux catégories : les UUV non-câblés (*untethered*), qui doivent prendre leurs propres décisions de fonctionnement basées sur un algorithme prédéfini, et les UUV câblés (*tethered*), qui communiquent directement avec l'équipe d'opération.

### 0.1.8 Description du système des ROV

Le principal avantage des UUV câblés, autrement connus sous le nom de ROV, est leur ligne de communication directe avec la surface. Ceci favorise la prise de décision rapide par l'équipe d'opération. Le système d'un ROV se divise en 4 composantes principales : la station de contrôle, le système d'alimentation électrique, le câble et le véhicule. La station de contrôle comprend l'interface de contrôle, ainsi qu'une plateforme de visualisation (écran ou lunettes vidéo) pour la sortie vidéo et les données de navigation. Le système d'alimentation électrique des ROV est situé à la surface ce qui rend le véhicule moins volumineux, qui n'est pas limité par la capacité de sa batterie. Dépendamment du milieu d'opération, les systèmes peuvent être connectés à une prise de courant, une génératrice ou un système de batteries. Le câble (*tether*) se compose de fils conducteurs pour l'alimentation électrique et pour la communication. Certains câbles peuvent aussi utiliser des fils de fibres optiques, généralement pour les câbles de plus grande longueur. Parmi les données de communication, le véhicule reçoit les informations de contrôle et transmet le signal vidéo en temps réel, en

plus des données des capteurs et/ou du système de navigation. Le câble est souvent enroulé sur une bobine afin d'en faciliter le déploiement et le rangement. Il existe une sous-classe d'UUV câblés appelés *hybrid teathered vehicles* ou *lightly tethered vehicles* qui sont munis d'un câble dédié uniquement pour la communication ou liaison télémétrique (Barker et al., 2020). Dans ce cas, le véhicule doit assumer le poids d'une batterie interne et limite sa durée d'opération à la capacité de charge électrique. Cette configuration améliore la mobilité du système et simplifie la base d'opération de surface.

Le véhicule est l'élément mobile du système. Il existe différents types physiologiques de véhicule parmi les ROV : les véhicules à coque avec châssis ouvert et les véhicules à coque fermée. Les véhicules à coque avec châssis ouvert (*Open Frame Hull*) sont constitués d'un châssis attaché à un bloc de flottabilité. Les composantes du véhicule (caméra, propulseurs, capsule électronique), sont montées sur le châssis. Ce type de véhicule facilite l'ajout d'instruments supplémentaires. Les véhicules à coque fermée renferment toutes leurs composantes électroniques à l'intérieur de la coque, tandis que les propulseurs sont montés à l'extérieur de celle-ci. Ces véhicules tendent à être plus aérodynamiques. L'ajout d'instruments sur les véhicules à coque fermée peut avoir un impact important sur la force de traînée du véhicule puisqu'ils affectent l'aérodynamique de la coque.

Il existe trois classes principales de ROV qui sont définies par la taille et par la puissance du véhicule. La première classe, les micro ROV, maintenant appelés drones sous-marins (*Underwater Drones*) par les manufacturiers, font partie de la plus petite classe des ROV. Les micro ROV sont définis par une taille inférieure à 50 cm (Hudson et al., 2005) et un poids de quelques kilogrammes (Cazenave et al., 2011). Leur fonction primaire est d'effectuer des inspections visuelles légères, parfois à l'aide d'instruments légers. La deuxième classe est la classe d'observation, autrement connue sous le nom de classe d'inspection ou *Eyeball Class* (Hudson et al., 2005). L'usage principal de la classe d'observation est l'exécution d'observations visuelles d'objets immergés. La charge utile des ROV de la classe d'observation permet de transporter des instruments et des capteurs additionnels (Nicolaus et Katlein, 2013; Hob-

son et al., 2010). La dernière des trois classes, la classe travail (*Work Class*), est la classe de ROV la plus lourde et les ROV de cette catégorie peuvent atteindre plusieurs tonnes (Zand, 2009). La mobilité du véhicule et de sa plateforme d'opération est un facteur important dans la sélection d'un système adéquat pour l'étude de la glace de mer. En plus d'affecter l'effort de transport, la taille du véhicule détermine la taille du trou d'accès que l'équipe d'opération devra découper dans la glace pour le déploiement (Moore et Jolly, 1986). Pour ce type d'opération, les micro ROV semblent être avantageux non seulement en raison de leur taille mais aussi pour leur faible coût financier. Toutefois, un facteur additionnel à considérer durant l'opération dans les mers gelées est la robustesse du véhicule. Les ROV de classe travail offrent la solution la plus robuste, leur taille ainsi que l'infrastructure requise pour les faire fonctionner entraîne un manque de mobilité et de praticabilité pour ce type d'opération. Un équilibre entre la taille et la robustesse est important pour le bon déroulement d'une mission. Dans le cadre de cette étude, la classe d'observation a été déterminée comme l'option la plus adéquate pour les différentes fonctionnalités qu'elle permet d'effectuer.

### **0.1.9 Navigation dans les zones couvertes de glace**

La navigation pour les UUV est particulièrement difficile. Puisque les ondes radio ne peuvent pas voyager dans la colonne d'eau, l'usage des GPS n'est pas une option possible. Durant les opérations en zones couvertes de glace, le véhicule doit revenir à son lieu de déploiement, généralement un trou dans la glace, ce qui nécessite une évaluation juste de sa position. Il existe divers systèmes de positionnement qui fonctionnent dans de telles conditions, dont des systèmes de navigation optique (Lund-Hansen et al., 2018) et des systèmes de navigation acoustique *Short Baseline* et *Ultra Short Baseline* (USBL) (Cazenave et al., 2011).

## ARTICLE 1

### USAGE DE LA PHOTOGRAMMÉTRIE AÉRIENNE ET SOUS-MARINE POUR L'ÉTUDE DES PROCESSUS DE FORMATION DE LA GLACE CÔTIÈRE

#### 1.1 Résumé en français du premier article

La formation du complexe glaciaire côtier est affectée par divers processus dynamiques. La structure du pied de glace de bas estran comprend divers processus de formation glaciaires dont la congélation, l'apparition de glace dérivante, et la consolidation de glace, de frazil et de neige. La structure ainsi que les surfaces supra glaciaire et sous glaciaire du pied de glace de bas estran peuvent être difficile à mesurer. Il existe plusieurs méthodes d'investigation de la glace de mer. La modélisation de la glace de mer est souvent fait à partir de la surface supra glaciaire. Des méthodes de télédétection surfacique pour générer des modèles numériques d'élévation DEMs sont couramment utilisées pour l'étude de la glace côtière. Les (DEM) peuvent ensuite servir à estimer l'épaisseur de la glace à partir de l'équilibre hydrostatique. Ce type d'estimation repose sur l'hypothèse d'un système en équilibre isostatique ainsi qu'une densité de glace uniforme. En présence de chevauchement, qui se produit lorsque les blocs de glace se superposent, il devient difficile de prévoir les incohérences dans la distribution des glaces. L'estimation de l'épaisseur peut être fiable sur des surfaces de glace homogènes en supposant un équilibre hydrostatique. Des systèmes plus hétérogènes deviennent difficiles à évaluer. Afin de reconnaître les changements à petite échelle dans la croissance de la glace, un DEM de la surface submergée doit être considéré. La photogrammétrie sous-marine est une méthode qui permet de modéliser des structures glaciaires. L'utilisation de ROV dans les levés sous la glace est une technique courante. Cette approche est démontrée à l'aide de techniques photogrammétriques sous-marines à partir d'images obtenues par un ROV, un type de véhicule sous-marin autonome (*underwater unmanned vehicle* ou UUV),

équipé d'une caméra GoPro Hero 7. Les DEM nécessitent l'utilisation du géoréférencement, un aspect important des évaluations morphologiques qui servent à la mise à l'échelle de modèles. Il existe deux types de méthodes de géoréférencement utilisées en photogrammétrie aérienne. L'aérotriangulation classique, ou géoréférencement indirect, nécessite l'utilisation de points de contrôle (GCP) au sol. L'aérotriangulation aéroportée, ou géoréférencement direct, utilise la position géographique du véhicule au moment de la capture d'images. Dans le géoréférencement indirect, les coordonnées géographiques sont ajoutées manuellement lors du traitement de l'image. Il est donc nécessaire de développer une méthode de géoréférencement adaptée à la mise en relation de la surface supra et sous-glacielle. À l'aide de modèles d'épaisseur de glace côtière générés à partir de surfaces supra et sous-glacielles, cet article analyse la distribution d'épaisseur de glace afin de la comparer à celle estimée à partir de l'équilibre hydrostatique. La différence entre les distributions d'épaisseur observées et celle estimée par équilibre hydrostatique peut permettre d'estimer les contraintes internes qui seront aussi analysées.



## 1.2 Introduction

Cold coastal regions are generally bordered by the Nearshore Ice Complex (NIC), which includes an ice foot and landfast ice (Seibel et al., 1976; Forbes et al., 2004). Landfast ice is a floating coastal sea ice structure in direct contact with the shore or seafloor. Contact with the sea floor is usually in the intertidal zone, and landfast ice coverage can reach well into the infralittoral zone. The icefoot is a coastal ice system within the intertidal zone. The intertidal icefoot isn't necessarily secured in place by a direct shore or seafloor connection (Dionne, 1973). The structure alternates between floating and resting on the seafloor during tidal changes. The presence of the intertidal icefoot claims a vital role in wave attenuation (Senneville et al., 2014) and reduces coastal erosion (Corriveau et al., 2019). Coastal ice thickness and volume information help to understand coastal geomorphological and physical processes such as sediment transfer and wave attenuation. Its cover over coastal waters is a thermal insulator that protects ecosystems against extreme temperatures (Scrosati and Eckersley, 2007). Due to climate change, a reduction in ice cover in the EGSL could reduce the protective properties of icefoot. According to an analysis of the evolution of coastal ice conditions between 1981 and 2010, a decrease in the ice season duration was observed in the EGSL (Corriveau et al., 2019). This reduction affects the extent and the thickness of the icefoot.

There are several methods of investigation of ice morphology. Methods such as drilling, GPS surveys, thermal drilling, upward-looking sonar ULS, diving, thermistor strings, and electromagnetic induction have provided sea ice morphological information (Strub-Klein and Sudom, 2012). Of those methods, diving and ULS are survey methods performed from below the ice surface. Studies of icefoot development are generally performed from the above-ice surface. Among these methods, methods for studying coastal ice can include the use of satellite images (Druckenmiller et al., 2009), marine radars (Druckenmiller et al., 2009; Mahoney et al., 2007) and sequences of images from fixed cameras (Corriveau et al., 2019; Druckenmiller et al., 2009). Methods include photogrammetry, and LiDAR can yield surface and

elevation models of coastal and sea ice. Thickness measurements can be made using drill-hole measurements (Mahoney et al., 2007; Druckenmiller et al., 2009) and electromagnetic measurements (Haas et al., 2006). These methods reveal information on the ice bottom is limited and low resolution. Electromagnetic induction methods can measure a  $1m^2$  diameter footprint. It is necessary to find methods for properly surveying the ice bottom. Sea ice thickness estimation based on hydrostatic equilibrium may not be effective for modeling ice morphology for several reasons. Density variations due to flooded and refrozen snow can affect ice morphology (Zhang et al., 2020).

Coastal and sea ice modeling is often used to record its evolution. Model types include dense point clouds, 3D surface models DSMs, and georeferenced 3D elevation models DEMs. Ice thickness estimates can be calculated from above ice surface DEMs (Mahoney et al., 2007). The development of georeferenced ice thickness models can present several challenges. Photogrammetric techniques have been validated on both upper and lower ice surfaces (Chudley et al., 2019) and snow-covered areas (Benjamin et al., 2015). Above-ice DEMs can be interpreted in a morphological analysis when estimating ice thickness and roughness. Comparing 3D digital models has proven a reliable method for extracting snow depth when fixed points are available (Benjamin et al., 2015). Digital models can record changes in sea ice morphology, such as horizontal growth and dynamics, at varying time intervals. DEMs are helpful when comparing digital models because they are tied to a similar frame of reference. DEMs are commonly used because they represent an actual fixed location where every pixel represents an elevation value set to a specific coordinate set. Aerial image processing techniques applied to UAVs can generate orthomosaic models and 3D digital models such as DEMs (Li et al., 2019). UAVs such as fixed-wing or quadcopters help provide stable georeferenced aerial imagery while being relatively portable and quickly deployed in ice environments. DEMs require georeferencing, an essential aspect of morphological assessment, which serves as scaling, tracking, and elevation measurements. There are two types of georeferencing methods used in aerial photogrammetry. Conventional aerotriangulation also called indirect georeferencing necessitates using ground control points GCP. Airborne aerotri-

angulation known as direct georeferencing uses the vehicle's geographic location at the time of the image capture (Benjamin et al., 2015). In indirect georeferencing, geographic coordinates are added manually during image processing. GCPs are widely used for georeferencing by recording coordinates of visible markers and manually including  $xyz$  coordinates on the model. In sea ice environments, GCPs are unpractical due to the dynamic nature of the sea ice surface (Kim et al., 2021).

Although above-ice digital models can provide a wide range of information on ice morphology, models still need a comprehensive analysis of under-ice surface structure. Thickness estimation can be reliable on homogeneous ice surfaces by presuming a hydrostatic equilibrium, yet more heterogeneous systems become difficult to evaluate. Due to the complex structure of coastal ice, the reliability of this method is unknown. In the presence of rafting, thickness predictions are not feasible. Completing a proper survey of the under-ice surface becomes necessary to understand thickness distribution and morphology.

Using ROVs in under-ice surveys has been a common technique for qualitative analysis (Bolsenga et al., 1989). Underwater photogrammetric techniques have been validated and widely used in marine archaeology (Drap et al., 2001). Various geospatial data products can be obtained from ROV imagery, such as reconstructions of orthomosaics and 3D digital models (Kwasnitschka et al., 2013). Its use was demonstrated to successfully generate 3D digital models of the submerged surface of landfast ice over a 20 m track (Cimoli et al., 2019). Model georeferencing can be a challenge for the ice bottom. Although direct georeferencing can easily be implemented in aerial surveys, it becomes more complex when using underwater vehicles. The inability of radio waves to penetrate water makes it impossible to georeference images using GPS in the same way as the aerial technique. Acoustic instruments such as USBL positioning systems can provide location approximation, which is necessary for navigation; however, they need more accuracy for high resolution DEM georeferencing. Higher accuracy can be obtained using internal motion sensors and Doppler velocity loggers. There is also the issue of sea ice dynamic, which can affect the synchronization of both DEMs

when both models are not captured simultaneously. It is, therefore, necessary to develop a georeferencing method adapted to linking the supra and sub-ice surfaces.

This project aims to present a survey method capable of capturing changes in the ice bottom at a small scale ( $4 - 6m^2$ ) and high resolution ( $1 - 2cm^2$ ) that can be integrated with extensive ice top surveys as a ground truthing method for calibration. The novel survey method is developed by integrating UUV imagery with UAV imagery to complete a study of its top and bottom morphology. Using coastal ice thickness models generated from supra and subglacial surfaces, this paper develops the ice thickness model to compare it to that estimated from hydrostatic equilibrium using the top surface model. The difference between the observed thickness distributions and those of a balanced model can bring internal stresses, which will also be analyzed. Using aerial and underwater photogrammetric techniques, this experiment looks at new methods to help understand coastal ice formation. By generating orthomosaic images and digital surface models, this article compares the observed sea ice thickness to estimation models developed from above ice surface elevation.

### 1.3 Methods

The development of this ice characterization platform focuses on the combination of UUVs and AUVs as a novel approach to measuring ice thickness distribution in coastal environments. The UUV, a DTX2 by Deep Trekker (Figure 1b), is a hybrid tethered closed-hull inspection class ROV. The hybrid tether (item C in Fig. 1a) only supports data communication such as controls and live video rather than the additional power line supported by traditional ROV. ROV tracking is maintained using the USBL system.

The USBL system comprises three surface components and two submerged components. The surface components include a navigation computer (item E in Fig. 1a), the USBL PSU (item F in Fig. 1a), and a GPS fixed on a vertical mounting pole (Figure 1). The first submerged component is the X150 USBL beacon powered by the USBL power supply unit

and mounted to the same vertical mounting pole as the GPS. The X150 USBL beacon uses acoustic signals to locate the second submerged component, the X010 USBL modem (item 4 in Fig. 1b), mounted on and powered by the ROV. Early attempts at under-ice exploration using the observation class ROV exposed mobility issues in shallow ice-covered waters. The Deep Trekker DTX2 with 4 degrees of mobility lacks heave (vertical) motion. This vehicle uses pitch and surge to correct its vertical position, making it impossible to keep it horizontally stable while adjusting depth. While correcting vehicle depth, the pitch motion affects image quality on the upward-facing camera by introducing blue-green variations caused by light attenuation. To maintain vehicle stability while holding the camera at a constant distance from the under-ice surface, the vehicle buoyancy was trimmed positively, keeping it in contact with the under-ice surface integration of skis (item 1 in Figure 1b) was implemented on the top of the vehicle. Using a pulley system, a similar configuration was used in (Cimoli et al., 2019) to capture under-ice images. While moving forward, the positive drag from the skis automatically orients the ROV upward to keep the vehicle in contact with the under-ice surface. The camera, an upward-facing Hero 7 Black GoPro Camera (item 2 in Fig. 1b), is mounted to an extended shaft along with two upward-facing LED floodlights (item 3 in Fig. 1b), and the X010 USBL modem. This configuration maintains a 50 to 60 cm distance between the camera and the under-ice surface. The USBL positioning system is attached to the extension pole facing down free of obstruction. The ROV deployment was done through a 40cm deep hole that was manually cut by the team (item A in Fig. 1a).

The aerial photogrammetric images were captured using a Mavic 2 Pro, a quad-rotor UAV with a Hasselblad 20MP Camera with a polarising filter. The UAV comes equipped with a GPS capable of georeferencing images individually. The image coordinates are stored in the image metadata if the camera has GPS. The photogrammetry image processing software automatically uses these coordinates to georeference the digital model.

A permanent ROV operation station is not recommended because of the unpredictable nature of coastal ice dynamics. An ice canoe was used to ease instrument transportation

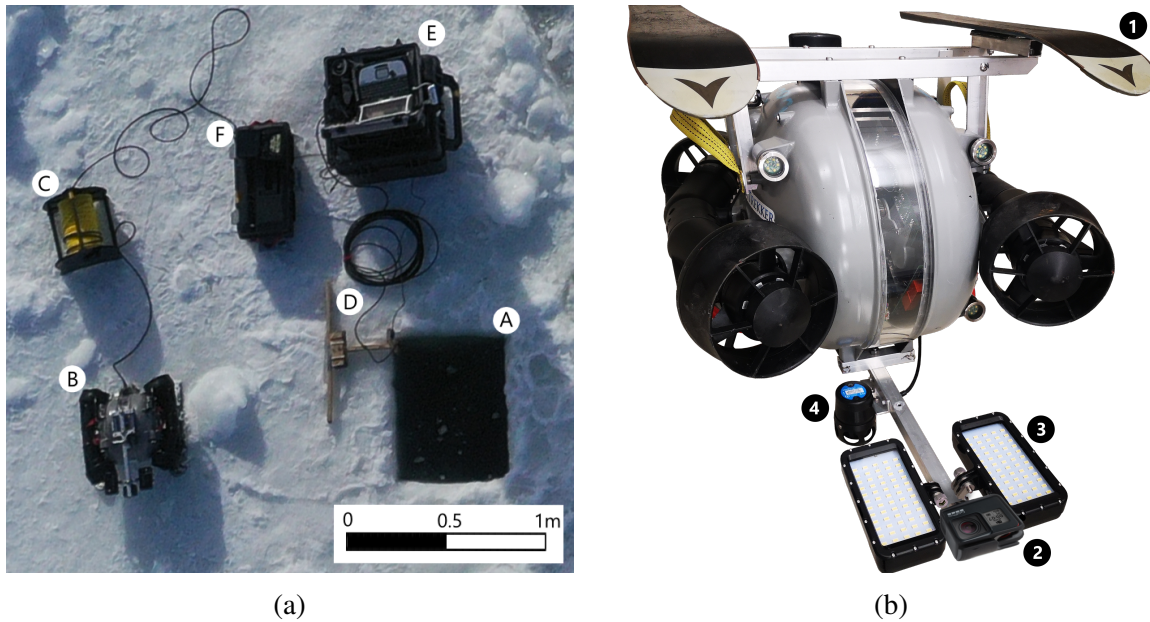


Figure 1 – Temporary ROV deployment station

(a) Aerial view of the ROV deployment station. A: Ice hole. B: ROV. C: ROV Tether. D: Vertical mounting pole supporting the USBL (underwater) and GPS (air). E: Navigation computer. F: USBL power supply. (b) Isometric view of the ROV configuration. 1: The top-mounted ski apparatus. 2: The Hero 7 Black camera. 3: Two upward facing LED flood lights. 4: USBL acoustic positioning system transponder beacon secured on the quick release camera extension contraption

over the rough ice surface. The 2.4 m long ice canoe provides sufficient storage space for the instruments, acts as a stable buoyant platform, as well as a safe method of transportation and evacuation. Typically, the ice canoe is powered by five (5) individuals. Yet, two can maneuver it with all instruments to the deployment sites with relative ease, depending on the type of ice.

### **1.3.1 Study site**

In the EGSL, the entire coastal ice complex and sea ice are seasonal ice formed only during the freezing period. The NIC includes the icefoot and fast ice (Seibel et al., 1976; Forbes et al., 2002). Icefoot formation can take place following the solidification of slush and frazil accumulation, which are concentrated by the tidal inflow, ocean gravity waves, and the wind near the shore, yet can also be formed by an accumulation of drifting ice floes pushed along the coast (Dionne, 1973). Frazil refers to pure ice crystals formed when seawater reaches its freezing point (McDougall et al., 2014), whereas slush is composed of flooded snow (Saenz et al., 2012) or formed from ice floe erosion. Several factors can affect the morphology of the tidal platform ice foot during its formation, such as the underlying topography, the mechanical wave energy input, and the region's thermal variations during the ice season (Wiseman et al., 1981). Wind, waves, and tidal currents can push drifting sea ice toward the shore into a very close pack, resulting in batture floes. Although pack ice and batture floes describe processes for ice floes, they can also occur at a smaller scale. Ice cakes can also aggregate into clusters and consolidate in coastal regions to form landfast ice. Batture floes are called pressure icefoot when forming with small ice cakes in coastal areas. The tidal platform ice foot occurs within the boundaries of the intertidal zone (Dionne, 1973). This phenomenon is expected in the St. Lawrence River and can easily be observed aurally using remote sensing methods at a macro level. There is much to learn about the under-ice processes as battered floes transition into consolidated ice. During this process, a cycle of fractures and consolidation occurs throughout the tidal cycle. The level of healing occurring

in the submerged portion of the ice foot during tides is unknown. How this direct contact affects cake ice distribution, the consolidation process, and vertical growth is still being determined. Ice thickness estimation models often assume a balanced model, yet estimating thickness distribution in heterogeneous ice formations and the occurrence of rafting becomes difficult.

The first field campaigns were carried out in the winter of 2021 to test the behavior of an ROV for surveys under the ice and to assess the adjustments to optimize the ROV for studies under the ice foot. Preliminary tests held in the Rimouski harbor in 2022 allowed the team to identify issues during the exposition to the environmental conditions.

The remaining trials were held at Saint-Fabien Bay in the Bic National Park between 21 February and 5 March 2022 (Figure 2). The study was held at the northern portion of Mercier Cove south of Îlet aux Flacons. L'îlet aux Flacons is a long, narrow islet parallel to the St. Lawrence River and connected to the shore by a tombolo. The intertidal zone at the site extends nearly 400m into the estuary and faces west, almost parallel to St. Lawrence. Tides in the EGSL cause strong currents that change magnitude and direction daily (Figure 3). As the tide retreats, ice drifting along the St. Lawrence Estuary gets trapped in the intertidal zone south of the Ilet aux Flacons. The site was selected due to its sizable intertidal zone and coastal ice dynamics, promoting tidal ice foot formation.

During the first week of data collection, a tidal platform ice foot displacement occurred, exposing much of the intertidal zone (Figure 4). An appearance of drift returned to the test site a day later, forming a pressure ice foot. The study focuses on the evolution of the structure that followed after this sudden formation. The first site, located in the intertidal zone, consists of 2 survey surfaces. Due to the nature of the intertidal zone, ROV deployment was only possible during high tides. Therefore, a second site was chosen in the infralittoral zone near a shear zone just offshore of Îlet aux Flacons to maximize deployment opportunities. This second site includes two different survey surfaces. Both sites were revisited throughout the study.





Figure 2 – Satellite image of the study site

Both study sites are illustrated with circular markers. Intertidal zone site in yellow and infralittoral zone site in orange. The central base is marked by a blue square.

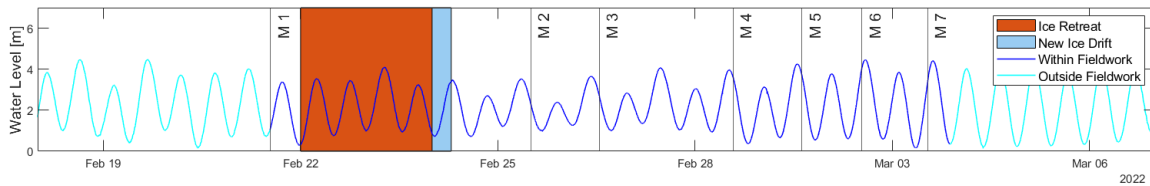


Figure 3 – Water level time series

Water level (blue and cyan lines) and missions (vertical black lines) at the study site during the fieldwork campaign. Mission 1 (M1) was held on February 21, 2022 (Intertidal), M2 on February 26 (Intertidal), M3 on February 28 (Intertidal), M4 on March 1 (Infralittoral), M5 on March 2 (Intertidal), M6 on March 3 (infralittoral) and M7 on March 4 (Intertidal and infralittoral). Blue line shows water level during field work while cyan line shows the water level outside the fieldwork. The ice retreat period is coloured orange and the period during which new ice arrived is coloured light blue.

### 1.3.2 Fieldwork

There were three phases of the intertidal ice foot formation observed during the field campaign: A complete ice retreat, the arrival of drift ice, and the drift ice consolidation. Missions during this campaign were divided into three sets of activities associated with the three stages of the tidal platform ice foot formation.

All activities were executed during a total of 7 missions (M1 to M7) (Figure 3). The ice structure was inspected during the first mission (M1) on 21 February. The first mission was held on the homogeneous section of the tidal platform ice foot at the intersection with the fracture zone. The ice retreat occurred one day after M1, and drifting ice returned on 24 February. A second inspection mission (M2) was held one day after the ice returned. New sites were selected based on accessibility during the second portion of fieldwork (M2 and M3). Two days after the ice reappearance, two sites were selected. One site was located within the intertidal zone (Figure 2 yellow marker), and the second was in the infralittoral



Figure 4 – Drone Images from the site

a) Image captured on February 23 (left) b) Image captured on February 25 (right)

zone (Figure 2 orange marker). The two sites were re-visited every second day during consolidation (M4 to M7). Deployment holes were reused during each visit. A central base was set up in a cottage along the shore to charge batteries and extract data between field missions. Temporary stations (see Fig. 1a) were set up at each study site and taken down at the end of the survey. This was decided due to the unpredictability of coastal ice and since each mission would only last about 2-3 hours which did not necessitate shelter. Once a site was selected, the initial step was to cut a 1×1 m hole for ROV deployment. Before ROV deployment, drill-hole measurements were recorded, followed by marker installation. Markers were installed based on ice thickness. Using the USBL for navigation, the ROV surveyed the area covered by markers.

### 1.3.3 Image collection and processing

Before image collection could be executed, specialized markers were installed (Figure 5a). These markers are used at ground control points for the above and under-ice surface models. Each marker comprises two targets linked together by a rod of predetermined length. The above-ice target consists of either a 15×15 cm or 20×20 cm 2D red and black square



sheet (Figure 5b), whereas the under-ice target is a 3D yellow and black square-based pyramid (Figure 5c). The color selection for each target provides contrast with the surrounding environment as well as reduced color attenuation in the case of the under-ice target. Marker lengths were set at 50, 60, and 70 cm. Their lengths were identified using the pattern on the above-ice target. Each marker has a color identifier on both targets to facilitate marker matching during image processing. Each drill hole measurement was documented during installation to determine the necessary marker length. Markers had to be longer than the ice thickness for good visibility yet less than 10 cm over the ice thickness to avoid the risk of entanglement for the ROV tether. When possible, the same drill holes were used when revisiting the same site.



Figure 5 – Dual surface ground control markers

Markers (top) as viewed from the top (bottom left) and from the waterside (bottom right)

Digital models were produced using the Agisoft Metashape photogrammetric processing software from the UAV and UUV image collections. Agisoft Metashape can perform photogrammetric processing of digital images and generate 3D spatial data with the capacity to apply direct and indirect georeferencing methods. This is ideal for this type of work since the above-ice and under-ice models use georeferencing methods. Since the aerial photo capture includes GPS coordinates, the software can assign geographic coordinates to each marker's position  $xyz$  on the above-ice surface model and do direct georeferencing. Subtracting the above-ice marker elevation value by the length of the marker  $z$  position can be manually modified to solve for the geographic coordinates of the submerged markers. This process can be seen in Appendix 1 as the indirect georeferencing by GCPs for all under-ice photogrammetric models. Coordinate extraction is done following the Marker Adjustment, which identifies each marker directly on aligned images. A dense point cloud can be generated once the under-ice surface model is georeferenced. Each point in the dense point cloud is assigned a confidence value. It is possible to filter and remove points with low confidence values. This filter removes any unwanted points caused by frail, seaweed, tiny organisms, or other obstructions floating in the water column for the under-ice model, allowing for a more accurate DEM model. DEM comparison is then made using the ArcGIS Raster Calculator spatial analysis tool. Thickness models are calculated by subtracting the under-ice from the above-ice DEMs. Histograms can be generated from thickness models to determine thickness distribution. Thickness profiles can be generated similarly to demonstrate growth between models.

The draft height  $h_d$  to freeboard height  $h_f$  ratio is determined by hydrostatic equilibrium. Figure 6 illustrates the cross-section of a generic consolidated ice pack, a commonly occurring structure of the NIC. Ice estimation models often rely on a specific draft-to-freeboard ratio  $R = h_d/h_f$  based on a uniform ice density. The icefoot hydrostatic equilibrium can be affected by the dynamic nature of the coastal area and the icefoot formation process. To illustrate the ratio variations within the ice model, both surfaces are represented concerning the water level to determine the draft and freeboard height at each pixel of the DEM

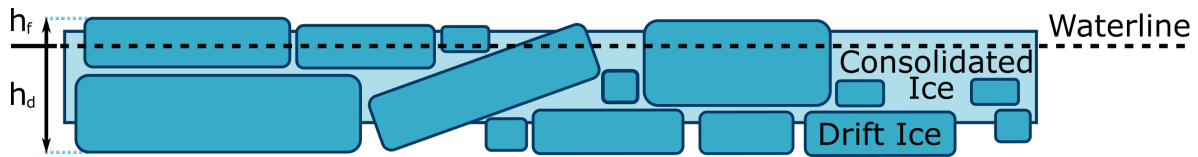


Figure 6 – Generic consolidated pack ice cross section

## 1.4 Results

### 1.4.1 Field performance

The harsh conditions associated with coastal ice environments require an effective study platform. Due to the roughness of coastal ice, mobility and transportation of the equipment and crew is an essential factor to consider. Setting up a control station is among the challenges with under-ice exploration. Developing a research platform for coastal ice research requires portable and straightforward instruments to set up and take down. The need for portable equipment is genuine for most ice research, regardless of transportation methods, since research sites can be remote. Using an ice canoe allows for a safe and efficient method of transport for crew and gear. This responsiveness of the platform allows for quick deployment and platform setup.

Choosing an ROV for this type of environment proved to be a reliable mode of mobility under the icefoot. The hybrid tethered ROV played an essential role in the portability of the ROV system since it did not require an external power supply; however, the use of lithium-ion batteries in sub-zero environments affects the operation time of the vehicle. To avoid unnecessary cold exposure, the ROV was kept in its case until its deployment. Cold-induced battery discharge was an ongoing problem for many of the instruments. In addition, the computer used for the USBL tracking system suffered from exposure to the cold air. The GoPro battery lifetime lasted roughly 10 minutes underwater. These issues were solved by storing laptops and spare batteries in a protective case with a microwavable rice bag compress. ROV deployments were limited to 10-minute trips before swapping camera batteries.

The configuration offered stable image coloration required for photogrammetric image processing. The pitch-based vertical mobility was shown to be unfit for surveying enclosed spaces. Earlier attempts at capturing submerged ice surface images showed variability in image coloration due to attenuation caused by slight depth changes, making photogrammetry image processing difficult. Attempts at using the auto depth feature also showed similar image coloration variations, prompting skis integration after pre-emptive tests.

The ski configuration produced a stable platform for photogrammetric image capture but is optional. Although this modification helps with vehicle stability in this specific application, ROVs with pitch-driven vertical motion using horizontal thrusters can deliver photogrammetric image capture. ROVs with heave motion capability using vertical thrusters can also be helpful in this application.

USBL system performance was remarkable, considering the homogeneity of the ice surface. In some instances, the vehicle position shown on the navigation window jumped. This occurred when the acoustic signal was blocked and reflected off the seafloor. This happened while the vehicle flew behind a prominent keel or a frazil accumulation. Acoustic echo in this enclosed space was one reason behind the hesitation to use underwater acoustic survey equipment such as multibeam imaging. This occurred while the vehicle flew behind a prominent keel or frazil accumulation. The USBL performance could quickly orient the vehicle toward the study site but needed to show more accuracy for georeferencing under-ice images.

Unlike the UAV used during this project, direct georeferencing with the hardware available was impossible. The adapted GCP method successfully aligned the above and below-ice 3D models. Since the under-ice model positioning relies on the marker coordinated, marker positioning was shown to be necessary. While on-site, ice thickness variations made marker installation reliant on the available marker lengths. Markers had to be longer than the ice thickness yet not too long to avoid ROV tether entanglement. A marker's ideal position was determined by trial and error until a tag matched the ice thickness. At least three (3) markers in triangular placement must be identified to align the under-ice model successfully. In

specific models, only two (2) markers were available; in other cases, the 3 markers were in a straight line. These models were dismissed due to their unreliability. Assigning a predefined marker pattern would be recommended in future experiments to avoid these problems.

The style of surveying was also adapted over time. Instead of covering markers from first to last and back, focusing on three tiles at a time was a more effective capturing method. Since underwater images are not georeferenced, processing an entire model simultaneously becomes difficult. Due to the large number of images, smaller models with at least three markers in triangular positions should be surveyed individually. This would allow for larger models with fewer computing requirements.

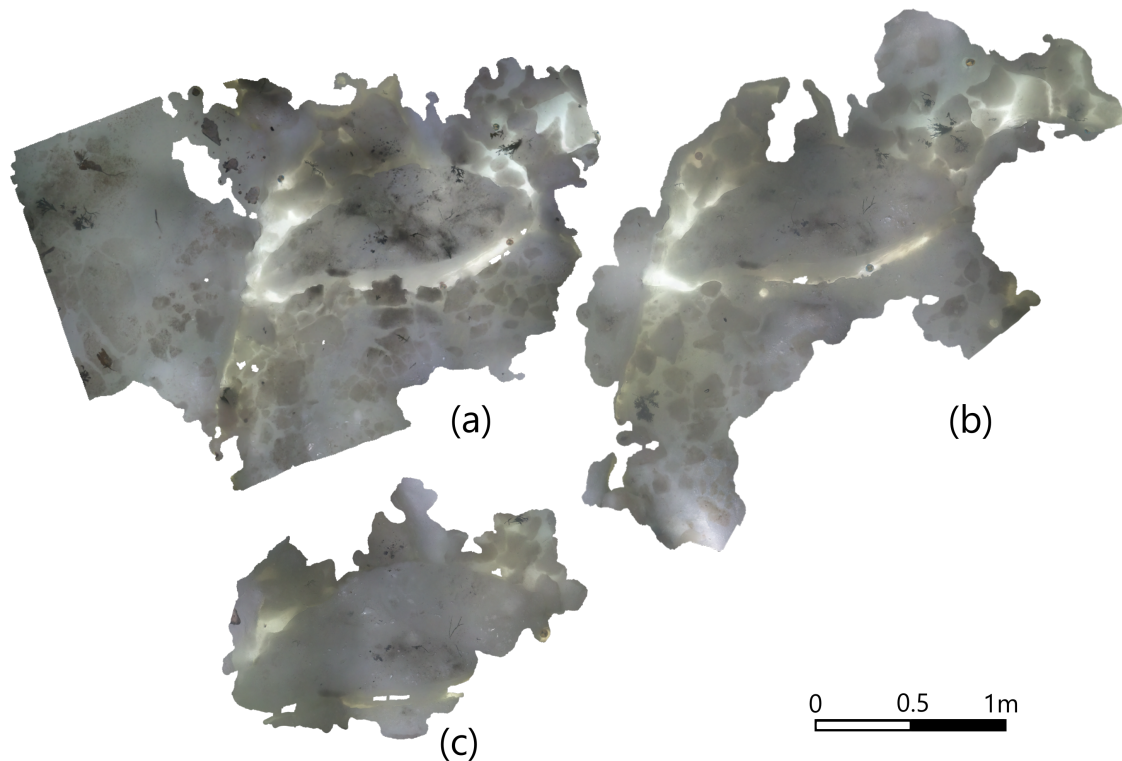


Figure 7 – Under-ice orthomosaic realised using ROV images

a) February 26 b) February 28 and c) March 2

Efforts to expand the model size by increasing the number of images did not produce



the expected results. The first successful model occurred at the intertidal site two days after the tidal platform ice foot reformation. While the UAV-captured images had a 100% success rate, the UUV-captured images were significantly lower. During this initial model, a total of 1781 valuable images were collected, while 1515 images were recognizable by the photogrammetry software and used in the model. This resulted in 85% of the images used to generate 6.25 square meters of surface. Two days later, the same area saw a collection of 1103 images with a 46% This lower number of images collected results from a temperature-related failure in the image capture device. This occurred as the under-ice surface became smoother and more homogeneous. Underwater observations were continued throughout the consolidation process during the next six days. Loose ice packs began to consolidate with the above surface. The crack around the ice cake became the only reference point for the photogrammetric process. As underwater ice growth progressed, the surface color became more homogeneous, and finding standard distinguishable features in the images became difficult. Figure 7 shows the effect on the size of the models as the surface became smoother. This phenomenon commonly occurs when surveying the above-ice surface after fresh snowfall. When this occurs, aerial LiDAR surveys become an excellent method to capture ice morphology. Similarly, in the under-ice case, using acoustic instruments such as multibeam imaging might result in a favorable outcome when dealing with smoother surfaces. Acoustic multibeam SONARs are similar, so LiDAR is active remote sensing. Instead of emitting light pulses, it emits an acoustic pulse adopted for underwater transmission. How the acoustic signals at that frequency might behave in this enclosed space was unclear. Furthermore, instruments necessary for recording vehicle positioning and movements are beyond the payload capacity of the UUV. Photogrammetry becomes unproductive beyond a certain amount of ice growth.

#### **1.4.2 Surface analysis**

Aerial and underwater surveys occurred during the first 8 days of the icefoot formation process. On the first day following drift ice's arrival, surveying was impossible since the bot-

tom surface was not consolidated. Loose ice made surveys difficult, and the photogrammetry process was unsuccessful in the intertidal zone until mission M3.

Morphologies at the intertidal and infralittoral zone sites indicate different ice formation processes. In Figures 8 and 9, under-ice surface models are shown and projected onto the above-ice aerial images. At the site located in the intertidal zone (Figure 8), signs of rafting can be identified. The under-ice surface model (Fig. 8a) shows a small oval ice cake 2 m<sup>2</sup> (Marked in red) in the early process of consolidation. Above and to the right (shown in Fig. 8a marked by arrows) of the feature is a cavity filled with loose ice and frazil. A diagonal crack is located on the left of the ice cake. Based on the features of the crack and the shape of the neighboring ice floe, it is likely that the ice cake originated due to a fracture during the rise and fall of the tide. There is a large gap between Figure 8a and Figure 8b due to an underwater ridge partially visible from the above-ice surface from Figure 8c enclosed in the red polygon. This ridge made navigation difficult, which reduced the number of overlapping images. The area was comprised of overlapping loose ice, which lacked distinguishable features. The loose ice also concealed the markers from the vehicle's sight, which made identifying images difficult in the photogrammetry software. The two converging cracks in Figure 8b provided sufficient detectable features to generate a second site model. The DSMs in Figure 8 a and b compared with the surface image Figure 8 a, show a lack of correlation between the small ice cakes from the bottom and top surfaces. The lack of correlation indicates at least two layers of ice cakes consolidated onto the ice foot structure.

The multiple layers of consolidated ice cakes are not seen at the infralittoral site (Figure 9). Under-ice features can be seen at this site from the above-ice surface image. No evidence of rafting can be identified at this site. In Figure 9a, the model stops at both extremities at the limitation between the consolidated pack ice (middle) and ice floes (at each extreme). This also occurs in the bottom part of Figure 9b, where a small ice floe is visible. Because the under-ice surface of the ice floes is smooth and homogeneous, it lacks distinguishable visible features required for the photogrammetry process. Even when manually

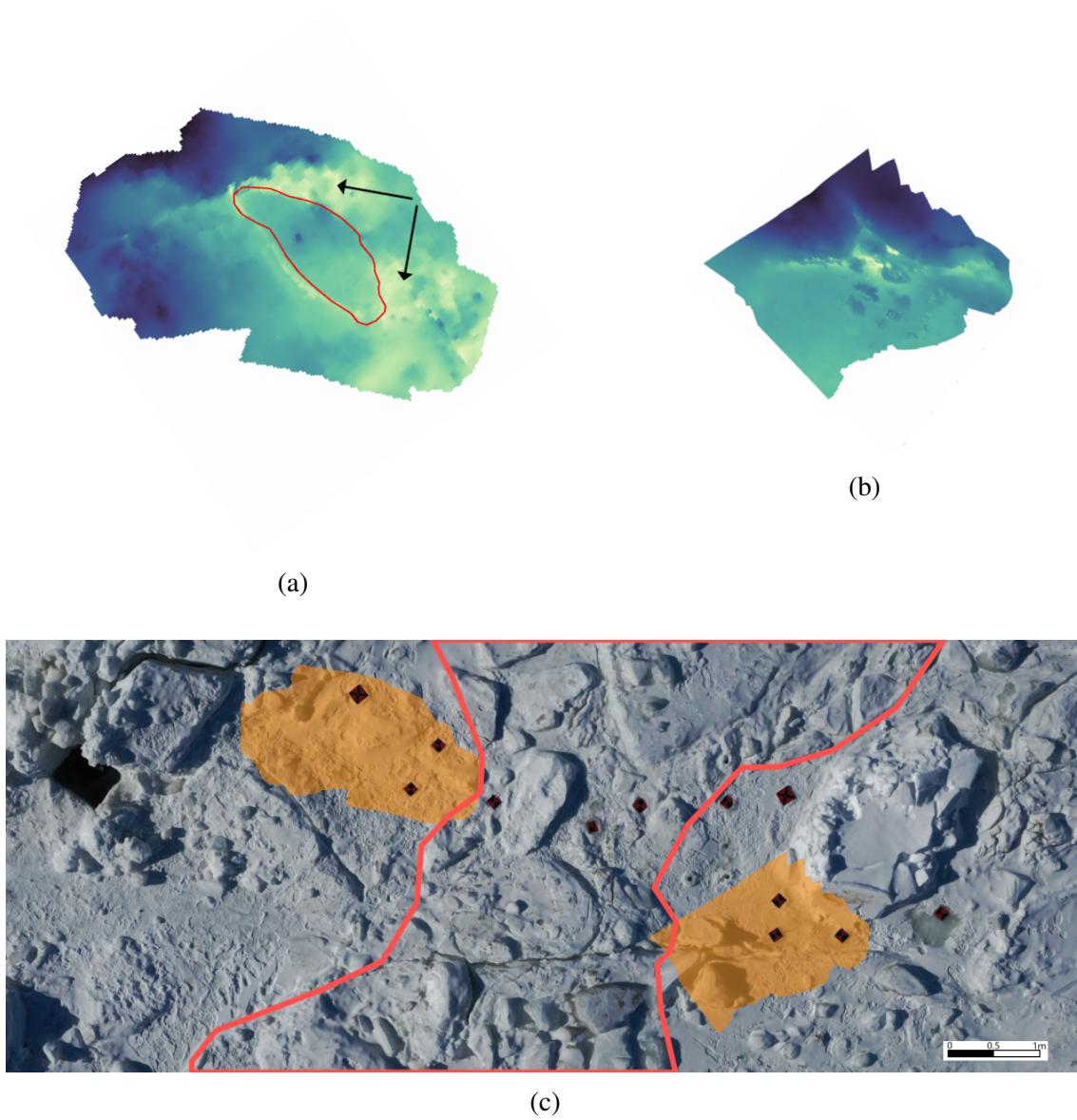


Figure 8 – Intertidal zone site: digital thickness models shown above aerial image

a) Surface A from February 28 (Lighter color represents thinner ice) b) Surface B from March 4 (Lighter color represents thinner ice) c) Aerial image of the intertidal zone site

georeferencing images where either the left or right marker appears, the software could not include them in the model. Fewer images include the markers at each extremity, which also affects the success rate at these markers. This occurred because the ROV spent less time near those markers. As the vehicle went from one end of the survey area to the other, the middle markers were well-imaged twice in two directions. This increased the success rate at these markers concerning the rest of the survey area. There are fewer cavities at this site than at the intertidal zone site. The cavities at the infralittoral site are generally located at the interface between ice cakes and the consolidated frazil.

### **1.4.3 Thickness distribution**

By comparing the difference between the above and under-ice DEMs from the process described in Appendix 1, the thickness models were generated to illustrate thickness distribution at the site. Figure 10 illustrates the thickness model and the corresponding Ice Thickness Distribution ITD histogram. Although it is possible to explore the effects of rafting on thickness distribution, thickness models, and histograms are not viable methods of identifying rafting. The bulk of the thickness distribution of the model in Figure 10 ranges between 0.60 m and 0.85 m. The areas where rafting occurs with the two layers of 40 cm ice cakes can be seen in Figure 10a in the 0.8 to 0.9 m color range. Since the consolidated ice cakes are not perpendicular to the water level, we can see a gradual thickness distribution from 0.85 m to 0.9 m. The 0.6 to 0.5 m color range on Figure 10a illustrates the location of cavities consolidated with small ice packs, frazil, and slush. Both the area where cavities are located and where rafting occurs can also be seen in the orthomosaic model of Figure 7. The dark section to the left of the model shows the location of a floe relatively thicker than the rest of the model. The thickness of this floe is not attributed to rafting. It can also be seen from the above ice image in Figure 8. This thick floe is the origin of the spike at 1.2 m on the histogram of Figure 10b.

The ITD from the infralittoral site (Fig. 11b) shows a more evenly distributed thickness

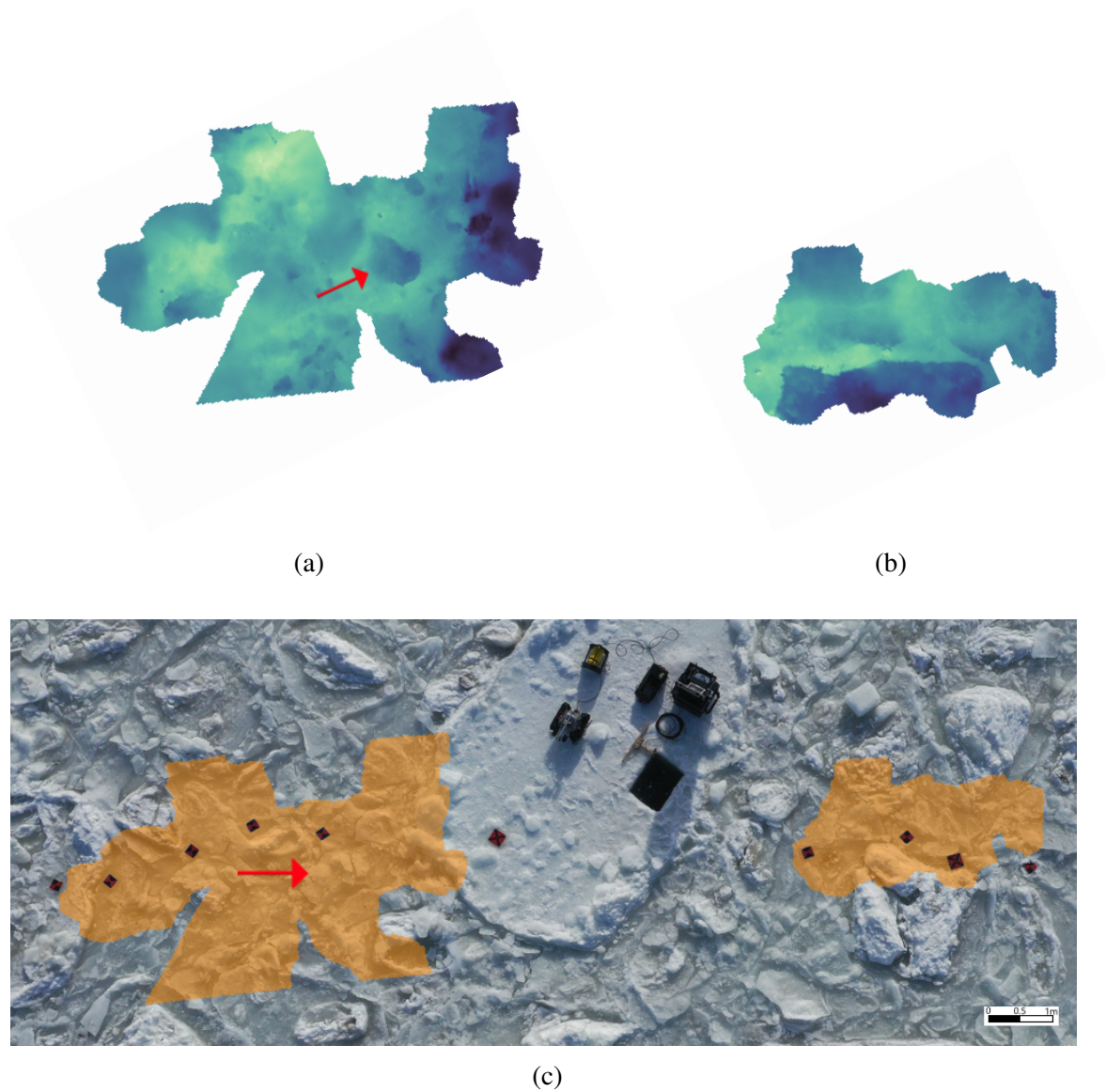


Figure 9 – Aerial view of the infralittoral zone site

Digital thickness models shown above aerial image a) Surface A from March 3 (Lighter color represents thinner ice) b) Surface B from March 3 (Lighter color represents thinner ice) c) Aerial image of the infralittoral zone site

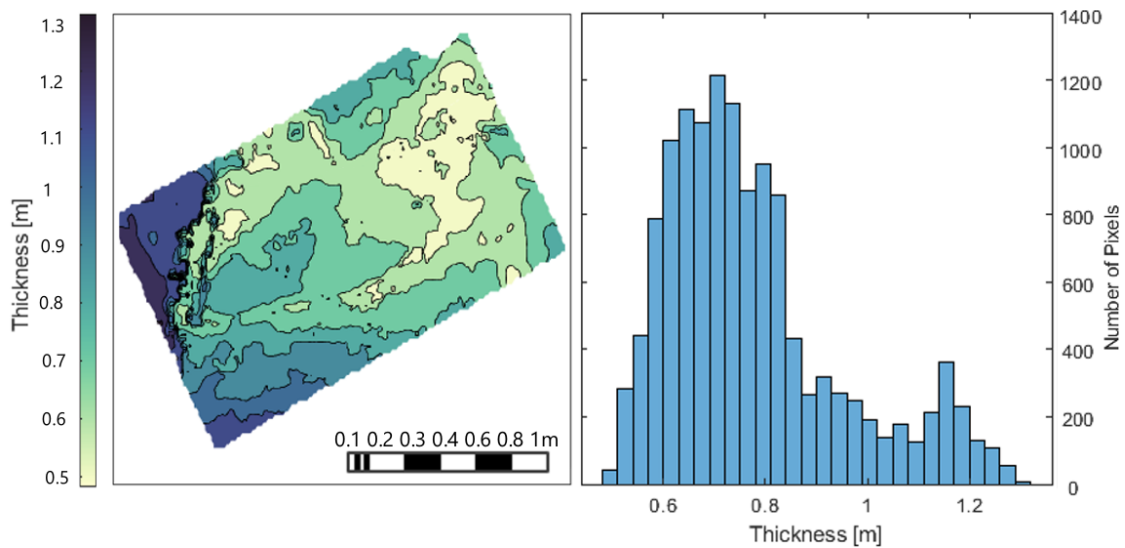


Figure 10 – Thickness model and ITD from intertidal zone site on February 26, 2022

Thickness model (left) and the ice thickness distribution (right)

range. Since rafting does not occur at this site, the thickness distribution varies between the ice cakes and the consolidated frazil. This site's fewer fractures and cavities contribute to the even thickness distribution. It is also important to note that the homogeneous section of the ice floes does not affect the distribution as it is not incorporated in the model. Sites like the one seen at the infralittoral zone seem to have an ice thickness distribution that is easier to predict than the intertidal zone site. Rafting and frequent contact with the seafloor affect the ITD and consolidation process, which makes it harder to interpret from the above-ice surface.

Morphology at the infralittoral site shows a different type of formation process. Since rafting does not occur at this site, ice cakes can be identified in the thickness model and the above-ice image. The most predominant example is the small ice cake marked by the red arrow in Figures 9a, and 11a. Instead of an aggregation of compacted ice cakes, the formation process of the infralittoral site derived from a few ice cakes consolidated by a large amount of frazil. This is seen in the thickness model in Figure 11a in the 0.30 to 0.40 m range. This is also projected onto the above ice surface image from Figure 9b. On the thickness model

of Figure 11, there is a cavity in the upper left corner of the model, which is not detectable in the above-ice surface image of Figure 9. This type of feature is an example of thickness variation that does not correlate with the above-ice surface.

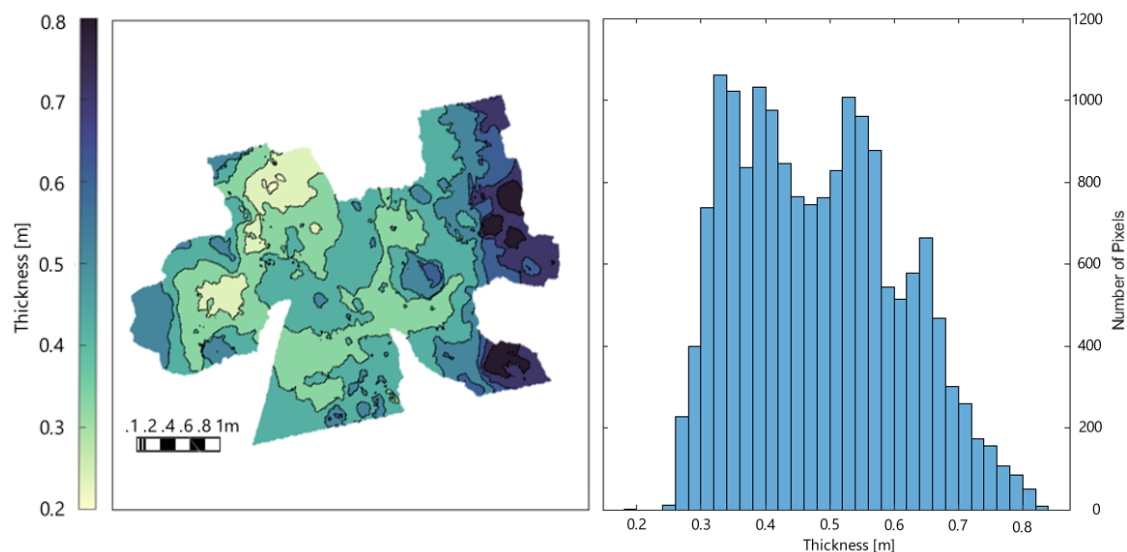


Figure 11 – Thickness model and ITD from intertidal zone site on March 1, 2022

Thickness model (left) and ice thickness distribution (right)

#### 1.4.4 Evolution and growth

Under-ice evolution can be analyzed using different orthomosaic models from other dates. Figure 12 shows a drastic change in a two-day interval. Sediment embedded in the ice cake from previous contact with the seafloor is seen to disappear after the first two days. Additionally, the small ice pack seen below the ice cake in Figure 12 a becomes wholly consolidated into the ice structure Figure 12 b. In addition, the minor fracture is shown to begin to close. Although the fracture is seen to start to fill, it never actually closes completely. The fracture is kept as a hinge, allowing movement in the structure throughout the experiment. The most drastic changes were captured between the first two-day interval. The following



two days show a little continuity in consolidation, but it became difficult to compare models qualitatively.

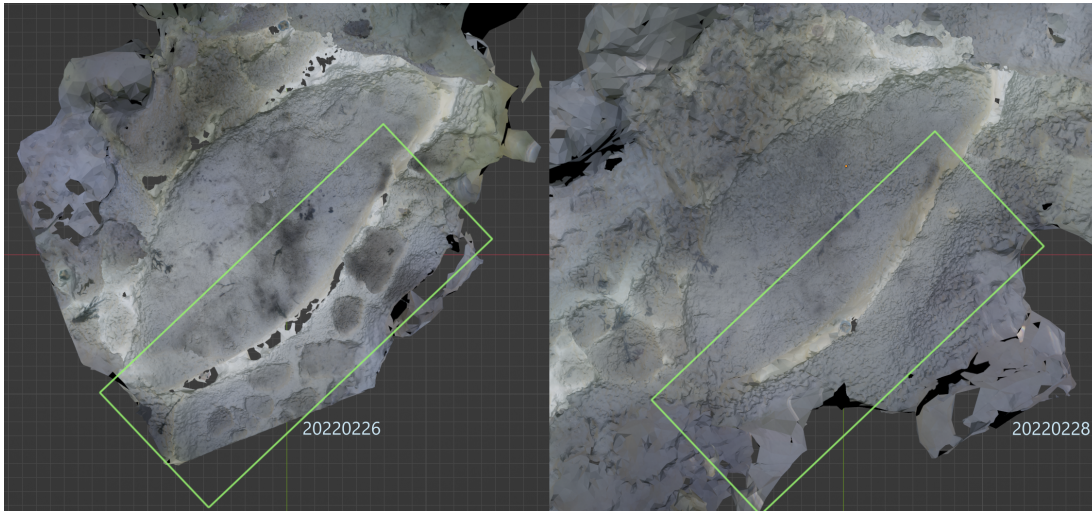


Figure 12 – Morphological comparison at two day intervals from intertidal zone site.

February 26 (Left) February 28 (Right)

Profile lines of the two surfaces show an easier way to observe growth. Due to the shifts in the structure as the tidal platform icefoot lays on the intertidal zone, changes can occur in the morphology. Although these minor changes make it challenging to find good reference points, Figure 13 results from rotating each cross-section until all three line up.

While the orthomosaic images provide a helpful look at the process, thickness models help bring a quantitative analysis of the process. With both surfaces documented, it is possible to analyze the thickness distribution and the correlations between both characters. Comparing the two surfaces allowed for the identification of rafting as the consolidated ice cakes seen in the above ice surface model did not match those seen in the under-ice surface model in the intertidal zone. The opposite was examined in the infralittoral site. Ice cakes and floes could be identified from both surfaces. Thickness to above-ice elevation was evenly distributed at the infralittoral zone site, whereas the intertidal zone site was heterogeneous. In Figure 13,



depressions from the above-ice surface do not directly coincide with cavities in the under-ice surface. Although the system is balanced, finding a direct correlation between the surfaces can be challenging.

In Figure 13, the above-ice surface line (cyan), the below-ice surface line (blue), and the estimated surface line (magenta) are shown as a cross-section view. Due to the dynamic nature of the study site, profiles had to be manually aligned to a standard feature. The common feature can be seen in Figure 13 as the horizontal section on the above ice surface. This provides an excellent perspective to view the effect of rafting on thickness distribution. After tracing a cross-section line between the above and under-ice DEM, a lack of correlation between the estimated surfaces and the observed under-ice surface line is marked.

In Figure 13, the estimated line (magenta) does not correlate with the observed surface line (blue). When the estimated line is above the observed sequence, the buoyancy force at that point is greater than the gravitational force, which results in upward pressure on the structure. In the other case, when the estimated line is below the observed sequence, the offset scale can be quantified with the draft height  $h_d$  to freeboard height  $h_f$  ratio. The  $h_d/h_f$  ratio can be used to interpret the offset between the measured and estimated surface. Figure 14 a) demonstrates the variations of that ratio at each pixel of the model. The balance point of the color scale (white) is at a value of 8, where hydrostatic equilibrium of ice in seawater occurs. This value assumes that the ice density is homogeneous. The red portions of the model indicate that the draft height is greater than the freeboard height by a factor greater than 8, whereas the blue parts show the opposite. The bottom red area highlights an area where an ice floe is located. Figure 14 b) demonstrates the ratio distribution of each pixel in the model. The measured draft height to freeboard height ratio goes up to approximately 20. A peak is seen between 6 and 7, below the hydrostatic balance.

With time, structural changes occur as the ice alternates from resting on the shore during low tides and floating during high tides. This introduces variations in resulting forces as the structure changes from hydrostatic equilibrium to balancing on direct contact with the

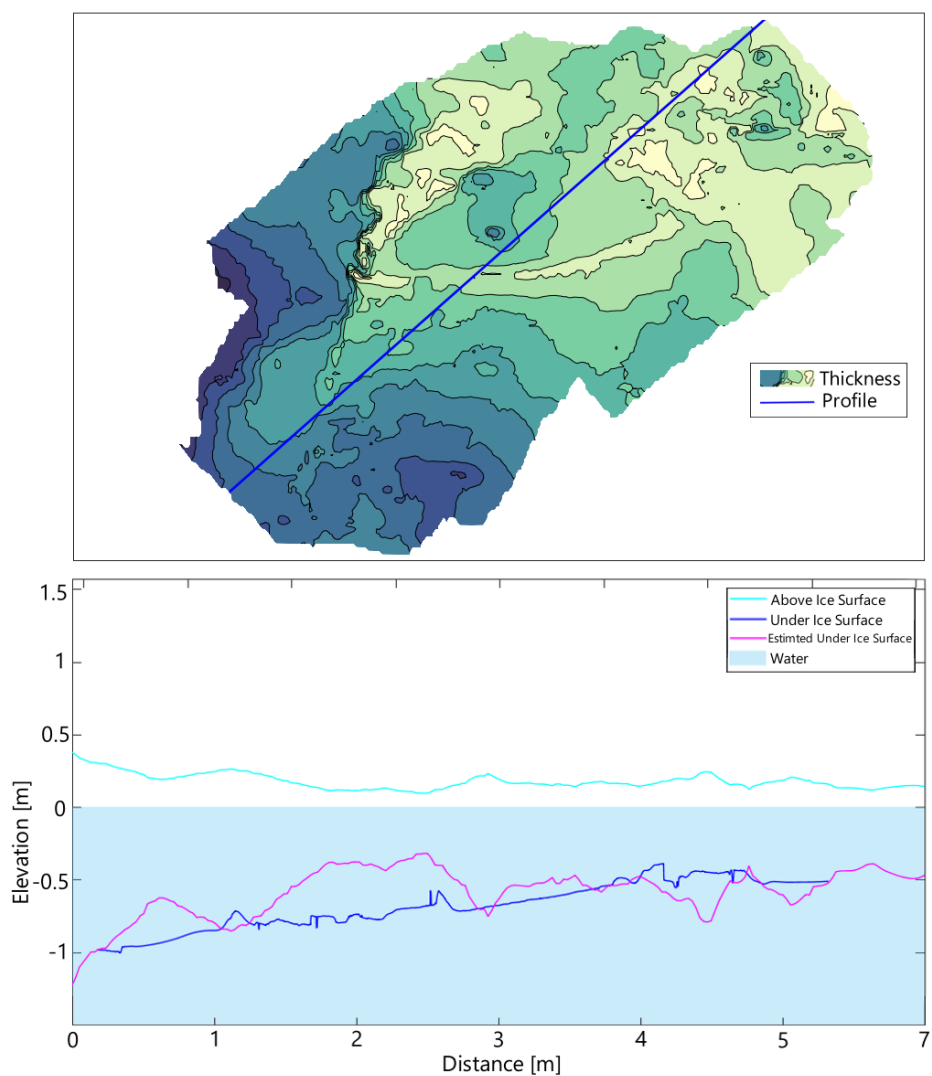


Figure 13 – Thickness model and cross section profiles

Intertidal zone site on February 28 (top) and cross-section profile of the model (bottom) showing the above-ice surface (cyan) under-ice surface (blue) and estimated under-ice profile (magenta)

intertidal zone. Comparison of DTMs from two different days done by subtracting the DTM from day one to the DTM from day three would expect a linear growth throughout the model

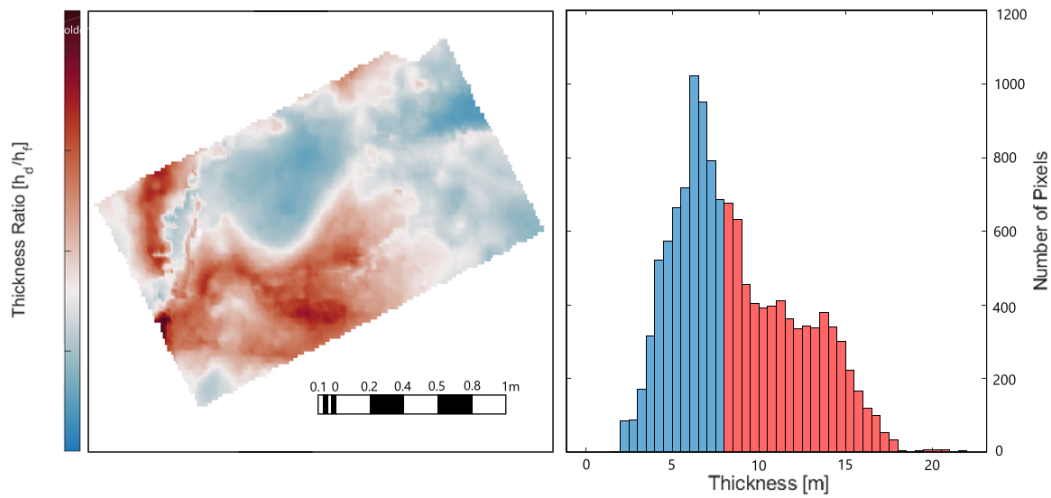


Figure 14 – Ice thickness ratio model at intertidal zone site on February 28, 2022

a) Ice thickness ratio model (Left) b) Ratio distribution (Right)

with variations based on the surface type. In reality, growth varied throughout the model from positive change to a reduction in thickness in some areas, as seen in Figure 15a and b. In some areas, growth is constant between the two models, whereas others change from negative to positive. This is possibly due to internal compression and expansion while the structure rearranges itself when it sits on the seafloor during low tides. Notice an even  $\pm 0.05$  m growth on the middle ice cake from Figure 15a and b, likely attributed to fresh snowfall or snow melt on the above ice surface. This does not imply that the ice cake is compressing and expanding evenly. The healing of fracture left (vertical dark green line on Fig. 15a) of the ice cake is observed between 26 and 28 February, while a new fracture was introduced above the ice cake (diagonal dark red line on the exact figure). Both fractures alternate in the next model as the new fracture begins the healing process while the vertical healed fracture re-opened (dark red vertical line on Fig. 15b) between 28 February and 2 March. This model also illustrates a rotation of the ice floe to the left of the model. The variation in this figure may indicate a fracture between 28 February and 2 March since the area was subjected to significant variation in hydrostatic forces.

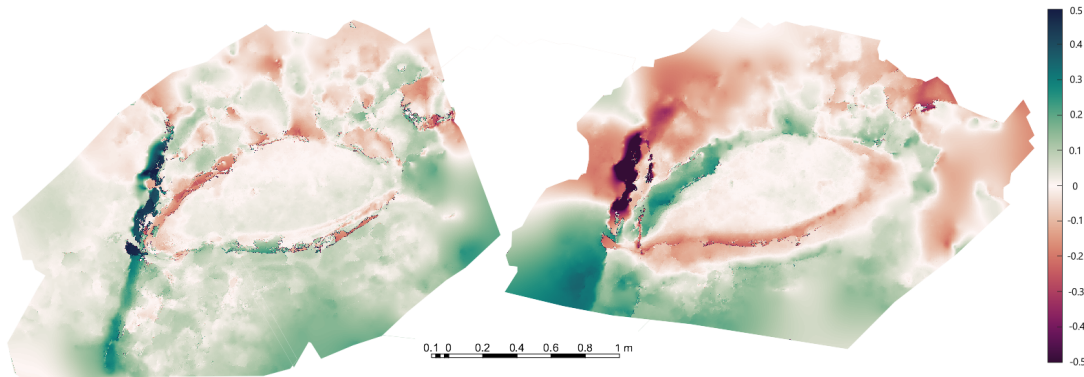


Figure 15 – Ice growth at intertidal zone site

Growth (m) between February 26 and 28(left), and between February 28 and March 2 (right)

## 1.5 Discussion

### 1.5.1 Survey Method

This approach for ice surveying serves as a proof of concept for aerial and underwater photogrammetry. Aerial photogrammetry for above-ice surveys is commonly used on the nearshore ice complex. Under-ice survey methods such as diving of Upward Facing Sonar UFS are already in use (Strub-Klein and Sudom, 2012) as well as underwater photogrammetry of the ice bottom (Cimoli et al., 2019). These methods are not commonly used on the nearshore ice complex since the enclosed space is hostile for divers, and UFS requires a certain distance from the surveying surface to be effective. There is a considerable difference in scale and resolution between DEMs generated by UFS and photogrammetry. The resulting models from close-range images are much smaller in scale and higher resolution than ones generated using UFSs. In addition to DEMs, photogrammetry can generate orthomosaic images (Benjamin et al., 2015). This allows for another analysis layer when comparing the top and bottom ice surfaces.

Throughout the project, many factors affected the success rate of the underwater photogrammetric process. Color attenuation was the first issue assessed during the project. Since long-range images cannot be captured underwater due to light attenuation, underwater photogrammetry has to rely on close-range image capture (Rebikoff, 1966). Distance variations between the image capture device and the surface caused blue-green dominance over the image. This is common in underwater photography yet is enhanced in low-light environments. Variations by as much as 10-20 cm could render the image unrecognizable by the photogrammetry software. The camera extension helped reduce the number of blue-green images but did not prevent the occasional occurrence. Images had to be hand-sorted to save computing power. Further development of this method would require a more stable vehicle, such as an open-hull ROV. The capture method should also be taken into consideration. Relying on the auto-depth feature of the ROV does not offer sufficient accuracy regarding navigation and vehicle stability. Although the ski configuration produced a stable survey platform for photogrammetric image capture, it was not ideal for heterogeneous surfaces at nearshore ice complexes.

In under-ice ROV surveys, a Doppler Velocity Logger DVL should be considered when maintaining the vehicle at a constant distance from a surface. The contact of ski on the surface can affect the survey area (Cimoli et al., 2019). The need for recognizable features on smooth ice was a second factor that affected the success rate. Focusing survey efforts on visually distinguishable features made models easier to generate. A loose ice pack. Small ice floes and large ice cakes were difficult to model as they had one sizable smooth face. However, ice cakes were small enough for images to merge at the center while capturing the distinguishable edges. To cover larger surfaces in underwater photogrammetry, multiple survey session sessions can be done (Drap et al., 2001). Smaller models can be covered individually and stitched together in post-processing. Increasing the image capture rate and keeping a consistent vehicle speed would favor mapping loose ice packs. Although they contain many distinguishable features, their many crevasses and multiple faces make them unrecognizable between images.

### 1.5.2 Model analysis

Visual analysis at the under-ice surface throughout the experiment helped understand the ice foot formation process following the appearance of drift ice in Saint-Fabien Bay on 24 February 2022. The early consolidation process of the loose ice under the ice surface was difficult to measure using photogrammetry but could be monitored visually. During this time, it would be difficult for above-ice thickness evaluation techniques to distinguish between loose ice and the already consolidated structure. It is also possible to determine when the last layer of loose ice begins to consolidate with the main structure. Visual inspections can also help identify variations in ice formation, such as consolidated frazil or an accumulation of loose ice packed inside an ice crack. Such variations can affect density value at these areas, which in turn impact estimation models (Zhang et al., 2020). The under-ice surface orthomosaic models help identify where these variations occur and at what scale. Further insight can be drawn from orthomosaic models when compared to the above ice surface. The comparison of the above and under-ice surfaces at the intertidal zone site confirmed the occurrence of rafting. The same analysis at the infralittoral site demonstrated the opposite, as each under-ice structure could be accounted for from the above-ice surface model. The resulting buoyant force applied by rafting is another factor that can affect the accuracy of thickness estimated from hydrostatic equilibrium using single-point freeboard height. Further geomorphological assessment can be done by comparing above and under-ice DEMs to generate a thickness model. The thickness model provides a 2D thickness graph of the survey area, which can then be interpreted as an ITD histogram. Although useful for morphological assessment, thickness models and ITDs are not viable methods to identify rafting. After comparing the intertidal zone site, where rafting occurred, to the infralittoral site, where rafting did not happen, it was challenging to differentiate rafting from thicker ice floes. Thickness profiles can be drawn by viewing the thickness models' cross-section to compare better the offset between thickness estimation from freeboard height and the measured thickness. To better view the spatial distribution of the offset on the model, the draft height  $h_d$  to freeboard height  $h_f$  ratio can be

plotted for every pixel on the model. Because the above ice surface was relatively flat, rafting significantly offsets how the ratio varies throughout the model. As the consolidation process advanced, there were no significant changes in the under-ice surface. The consolidated blocks were seen to become part of the main icefoot structure slowly. As blocks consolidate with the upper surface, water is trapped between the ice and begins to freeze (Strub-Klein and Sudom, 2012). By looking at the orthomosaic models of the under-ice surface, vertical growth can be estimated between 2 and 3cm between 26 and 28 February 2022. This variation in density, combined with the tide cycle, introduced structural changes in the icefoot structure, which could be evaluated with the growth models. These changes could be observed by comparing thickness models from 26 to 28 February and from 28 February to 2 March 2022 from figure 15. Because of the dynamic nature of the environment and the relatively slow ice growth rate, monitoring vertical growth by comparing thickness models can be complicated. The resulting structural movements from the icefoot resting on the seafloor during low tides show a more significant variation in the models than the effect on freezing. Although growth from freezing can be observed, it is difficult to measure as the structure is constantly deformed during each tide cycle.

## **1.6 Conclusion**

Accessing the submerged surface provides additional morphological information, which would not be available from an above-ice survey. Of the many methods to investigate sea ice morphology, diving and ULS are generally the two that are done under the ice when time and resources are available for geomorphological assessment (Strub-Klein and Sudom, 2012). Although underwater photogrammetry can provide quantitative information on ice growth and formation, a simple ROV exploration can help better understand under-ice morphology. Applying underwater photogrammetric techniques to capture the under-ice surface provides a way to characterize the ice morphology better. The area coverage is, however, considerably smaller than what's possible with aerial photogrammetry, which is widely used for

coastal ice surveys. Nonetheless, underwater photogrammetry can provide high-resolution thickness models that can be used to identify small morphological changes. High-resolution sea ice thickness measurements are necessary not only for understanding sea ice morphology but also to understand thickness distribution growth and to verify the error range in sea ice thickness estimations from aerial DEMs. Since this project serves as a proof of concept, some adjustments are necessary to improve the coverage area for underwater photogrammetric models.

This method highlights recorded coastal ice behavior and how it can help interpret the dynamics, morphology, and evolution. The models shown were collected following a new ice drift, rapidly forming a new tidal platform ice foot on 24 February 2022. The two sites were selected to compare the morphology between the intertidal and infralittoral zones near the shear area. Although photogrammetric results brought quantitative data, they also provided qualitative information, which helped us understand the overall dynamics of the events during this field campaign. In the intertidal zone, under-ice orthomosaic imaging shows the level of interaction with the seafloor with tide changes. Ice surface orthomosaic models provide visual information on ice composition and the type of ice formation. This was demonstrated in Figure 7a, where ice floes that are darker in color can be distinguished from the lighter, freshly formed ice. The consolidation effect can be seen in Figure 7b, where fresh ice is formed in voids between ice floes following the rafting event between Figure 7a and 7b. Ice-substrate interaction is noticeable by impurities such as small rocks, sand, or mud impeded in the underside of the ice foot. As the ice structure lies on the sandy substrate, the contact points become encrusted with sand and small rocks. The correlation between color and thickness can be seen further when comparing the thickness model to the corresponding orthomosaics. The orthomosaic models successfully indicate areas where more sunlight can pass through. Although the vehicle was equipped with an upward-facing light source, it could not conceal the effect of sunlight. In early operations, surveys were held after dark to schedule with the high tide. The absence of sunlight and uneven light distribution from the floodlights made the photogrammetry process unsuccessful. The darker edges of the image



made features challenging to identify by the photogrammetry software. Although sunlight lit up the ice structure, floodlights were necessary to reduce the effect of attenuation, which caused blue-green dominance in the images.

The information from thickness models generated from the dual surface DEMs can be presented as an ITD histogram. ITD histograms can help determine the most common thickness values that are occurring. In the context of coastal ice, it helps determine the thickness of the building blocks of the structure where rafting takes place. When comparing the infralittoral ITD with the thickness model and orthomosaic image, it is possible to estimate the proportion of floes, ice cakes, fractures, and consolidated frazil present in the model, as each feature is associated with a particular thickness. In the presence of rafting, it becomes difficult to associate a thickness with a feature as floes are piled on top of others. Thickness estimation methods rely on a balanced weight and buoyancy with no resultant internal force. Snow, ice rafting, and ice density variation are three significant reasons why single-point freeboard height estimations using hydrostatic principles are unreliable (Zhang et al., 2020). As rafting occurs, the ice formation processes in coastal regions can affect the hydrostatic equilibrium.

The overall structure is balanced, yet some areas present internal stresses. This method explores ways of identifying rafting and understanding the impact on thickness distribution. The information provided by the above and under-ice surface models can be used to estimate the stresses along the structure. It is then possible to compare the internal stress model to other models generated from the photogrammetric process, such as orthomosaics, thickness models, and ITDs, to bring more context to the coastal ice formation processes. By looking at the evolution process through the growth models, changes in morphology can be interpreted as the structure rearranges itself to a better equilibrium. This can be seen and interpreted by looking at the stress models, which can explain the appearance of new fractures and horizontal movements of small ice cakes and floes.

Although using underwater diagrammatic techniques in ice surveys is unsuitable for extensive services, much information can be extracted from these high-resolution models.

Further development of the technique can allow for a better interpretation of the relationship between the draft height  $h_d$  and freeboard height  $h_f$  on coastal ice and their impact on the evolution and formation processes.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Les chercheurs ont développé et déployé plusieurs nouvelles classes de véhicules robotiques sous-marins et de méthodes de navigation spécifiquement pour fournir un accès scientifique sous les plates-formes de glace, les glaces côtières et les glaces flottantes (Barker et al., 2020). Des inspections visuels de la partie sous-glacielle du pied de glace de bas estran à l'aide de ROV peut fournir une meilleure compréhension de la morphologie sous la glace. Cette technique par elle même fournit que des données qualitatives. L'usage de la photogrammétrie permet de générer des modèles numériques de la morphologie sous-marines (Kwasnitschka et al., 2013). L'application de techniques photogrammétriques sous la glace permet de mieux schématiser la surface sous-glacielle (Cimoli et al., 2019). La zone de couverture possible par photogrammétrie sous-marine est considérablement plus petite que les techniques photogrammétriques aériennes qui sont plus largement utilisées pour l'étude des glaces. Cependant, la technique photogrammétrique sous-glacielle peut fournir des modèles d'épaisseur à haute résolution qui peuvent être utilisés pour identifier des changements morphologiques mineurs. Des mesures d'épaisseur de glace de mer à haute résolution peuvent être utilisées non seulement pour comprendre la morphologie de la glace côtière, mais aussi pour comprendre la répartition de l'épaisseur, son évolution. L'investigation de la surface sous-glacielle peut aussi servir à vérifier la plage d'erreur dans les estimations d'épaisseur de glace de mer à partir de l'hypothèse d'équilibre hydrostatique. Puisque ce projet a servi de preuve de concept, certains ajustements sont nécessaires pour améliorer la zone de couverture des modèles photogrammétriques sous-marins. Même avec une méthode optimisée la couverture restera significativement plus petite que celle des modèles aériens.

L'objectif de cette méthode a été de mettre en évidence le comportement des glaces côtières ainsi que la méthode pouvant aider à l'interprétation de la dynamique, de la morphologie et de l'évolution de la glace. Dans la zone intertidale, l'imagerie orthomosaique sous la glace a pu démontrer le niveau d'interaction du fond marin avec les changements de marée.

Comme la structure de glace reposait sur le substrat sablonneux, les points de contact s'incrustaient de sable et de petites roches. Au fur et à mesure que le processus de consolidation progressait, la surface sous la glace devenait plus lisse et plus homogène. Cela a démontré une faiblesse dans la photogrammétrie sous-marine des glaces. Avec une surface plus homogène, il est devenu plus exigeant pour le processus de photogrammétrie de générer un modèle fiable. Cela a entraîné une réduction de la taille des modèles avec le temps. Les résultats ont montré que le type de morphologie et la quantité de marqueurs distinctifs naturels doivent être étudiés afin d'estimer la taille du modèle avant le sondage. Afin d'assurer le succès d'un modèle, il est important de rechercher une structure facile à identifier qui comprend suffisamment de marqueurs naturels visibles.

Lors de l'interprétation des données capturées, les modèles d'épaisseur générés à partir des modèles supra-glaciels et sous-glaciels présentent un modèle de haute résolution de la distribution de l'épaisseur de la glace. De plus, ce type de résultat ne peut pas être généré sans avoir construit le modèle de surface sous-glacière. Bien que la réalisation de ce modèle soit complexe et coûteuse, les données représentées peuvent être interprétées dans différents types de modèles qui présentent divers aspects de la banquise côtière. Parmi ces modèles, il est possible de générer des histogrammes ITD qui peuvent aider à déterminer les valeurs d'épaisseur les plus courantes dans la structure de la glace. Dans le contexte des glaces côtières, ces histogrammes ITD permettent de déterminer l'épaisseur des glaçons qui forment la structure. Dans des structures balancées, l'ITD peut être comparé avec le modèle d'épaisseur et l'image orthomosaique, afin de comprendre la proportion de floes, de glaçons, de fractures et de frasil consolidé présents dans le modèle. Cela est possible puisque dans un modèle balancé, chaque caractéristique est associée à une épaisseur particulière. Par contre, en présence de chevauchement, il devient difficile d'associer une épaisseur à une caractéristique puisque les floes se chevauchent les uns les autres. La présence de chevauchement présente un autre problème sur les modèles d'estimation de l'épaisseur. Les modèles d'estimation d'épaisseur actuels reposent sur une balance entre le poids et la flottabilité. Les variations de la densité de la glace combinées au rafting résultant de la compression structurelle peuvent affecter ces

modèles d'estimation (Zhang et al., 2020). Cette expérience a permis de quantifier les effets du chevauchement sur la distribution d'épaisseur. Les informations fournies par les modèles de surface supra- et sous-glacielle peuvent être utilisées pour mieux comprendre l'incohérence de l'équilibre hydrostatique. En comparant les incohérences aux autres modèles générés à partir du processus photogrammétrique, il est possible d'apporter du contexte additionnel aux processus de formation de glace côtière. En examinant le processus d'évolution à travers les modèles de croissance, les changements de morphologie peuvent être plus facilement interprétés face aux incohérences. Cela peut aider à l'interprétation des données et peut expliquer l'apparition de nouvelles fractures et les mouvements horizontaux de petits floes.

Bien que l'utilisation de techniques schématiques sous-marines dans les levés de glace ne soit pas adaptée aux grandes surfaces, de nombreuses informations peuvent être extraites de ces modèles à haute résolution. Le développement de la technique permettra une meilleure interprétation des stressés causés par les variations hydrostatiques sur la glace côtière, ainsi que son impact sur l'évolution et les processus de formation des glaces côtières.

## RÉFÉRENCES

- Barker, L.D.L., Jakuba, M.V., Bowen, A.D., German, C.R., Maksym, T., Mayer, L., Boetius, A., Dutrieux, P., Whitcomb, L.L., 2020. Scientific Challenges and Present Capabilities in Underwater Robotic Vehicle Design and Navigation for Oceanographic Exploration Under-Ice. *Remote Sensing* 12, 2588. doi:10.3390/rs12162588.
- Barnes, P.W., Kempema, E.W., Reimnitz, E., McCormick, M., Weber, W.S., Hayden, E.C., 1993. Beach Profile Modification and Sediment Transport by Ice: An Overlooked Process on Lake Michigan. *Journal of Coastal Research* 9, 65–86.
- Benjamin, V.J., Arko, L., Luke, W., Darren, T., Michael, D., 2015. Snow Depth Retrieval with UAS Using Photogrammetric Techniques. *Geosciences* 5, 264–285. doi:10.3390/geosciences5030264.
- Bhardwaj, A., Sam, L., Akanksh, Martín-Torres, F.J., Kumar, R., 2016. UAVs as remote sensing platform in glaciology: Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment* 175, 196–204. doi:10.1016/j.rse.2015.12.029.
- Bolsenga, S.J., Gannon, J.E., Kennedy, G., Norton, D.C., Herdendorf, C.E., 1989. ROV dives under Great Lakes ice. *Cold Regions Science and Technology* 16, 89–93.
- Cazenave, F., Zook, R., Carroll, D., Flagg, M., Kim, S., 2011. Development of the ROV SCINI and deployment in McMurdo Sound, Antarctica. *Journal of Ocean Technology* 6, 39–58.
- Chudley, T.R., Christoffersen, P., Doyle, S.H., Abellan, A., Snooke, N., 2019. High accuracy UAV photogrammetry of ice sheet dynamics with no ground control. *The Cryosphere* 13, 955–968. doi:10.5194/tc-13-955-2019.
- Cimoli, E., Meiners, K., Lucieer, A., Lucieer, V., 2019. An under-ice hyperspectral and rgb imaging system to capture fine-scale biophysical properties of sea ice. *Remote Sensing* 11, 2860. doi:10.3390/rs11232860.
- Corriveau, Bernatchez, Belzile, Senneville, 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. Technical Report. Ministère des transports du Québec. URL: <http://www.bv.transports.gouv.qc.ca/mono/1235285.pdf>.
- Deems, J.S., Painter, T.H., Finnegan, D.C., 2013. Lidar measurement of snow depth: a review. *Journal of Glaciology* 59, 467–479. doi:10.3189/2013JoG12J154.
- Dionne, J.C., 1973. La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de géographie du Québec* 17, 221–250. doi:10.7202/021116ar.

- Divine, D.V., Pedersen, C.A., Karlsen, T.I., Aas, H.F., A. Granskog, M., R. Hudson, S., Gerland, S., 2016. Photogrammetric retrieval and analysis of small scale sea ice topography during summer melt. *Cold Regions Science and Technology* 129, 77–84. doi:10.1016/j.coldregions.2016.06.006.
- Drap, P., Long, L., Durand, A., Grussenmeyer, P., 2001. From underwater photogrammetry to a web integrated documentation system: The case of the ‘grand ribaud f’estruscan wreck, in: CIPA 2001 International Symposium, pp. 1–8.
- Druckenmiller, M.L., Eicken, H., Johnson, M.A., Pringle, D.J., Williams, C.C., 2009. Toward an integrated coastal sea-ice observatory: System components and a case study at Barrow, Alaska. *Cold Regions Science and Technology* 56, 61–72. doi:10.1016/j.coldregions.2008.12.003.
- Forbes, D.L., Manson, G.K., Chagnon, R., Solomon, S.M., van der Sanden, J.J., Lynds, T.L., 2002. Nearshore ice and climate change in the southern gulf of st. lawrence, in: *Ice in the environment. Proceedings 16th IAHR International Symposium on Ice*, pp. 344–351.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K., Ketch, L.A., 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology* 210, 169–204. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.009.
- García, M., Dowdeswell, J., Noormets, R., Hogan, K., Evans, J., Ó Cofaigh, C., Larter, R., 2016. Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 153, 122–138. doi:10.1016/j.quascirev.2016.10.014.
- Haas, C., Hendricks, S., Doble, M., 2006. Comparison of the Sea-ice thickness distribution in the Lincoln Sea and adjacent Arctic Ocean in 2004 and 2005. *Annals of Glaciology* 44, 247–252. doi:10.3189/172756406781811781.
- Hobson, B.W., Sherman, A.D., McGill, P.R., 2010. Imaging and sampling beneath free-drifting icebergs with a remotely operated vehicle. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58, 1311–1317. doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.00.
- Hudson, I., Jones, D., Wigham, D., 2005. A review of the uses of work-class ROVs for the benefits of science: Lessons learned from the SERPENT project. *Underwater Technology* 26, 83–88. doi:10.3723/175605405784426637.
- Katlein, C., Mohrholz, V., Sheikin, I., Itkin, P., Divine, D.V., Stroeve, J., Jutila, A., Krampe, D., Shimanchuk, E., Raphael, I., Rabe, B., Kuznetsov, I., Mallet, M., Liu, H., Hoppmann, M., Fang, Y.C., Dumitrascu, A., Arndt, S., Anhaus, P., Nicolaus, M., Matero, I., Oggier, M., Eicken, H., Haas, C., 2020. Platelet ice under arctic pack ice in winter. *Geophysical Research Letters* 47. doi:10.1029/2020GL088898.

- Kim, J.I., Hyun, C.U., Han, H., Kim, H.C., 2021. Digital surface model generation for drifting arctic sea ice with low-textured surfaces based on drone images. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 172, 147–159. doi:10.1016/j.isprsjprs.2020.12.008.
- Kwasnitschka, T., H.Hansteen, T., W.Devey, C., Kutterolf, S., 2013. Doing field work on the sea floor: Photogrammetric techniques to yield 3d visual models from roV video. *Computers & Geosciences* 52, 218–226. doi:10.1016/j.cageo.2012.10.008.
- Landy, J.C., Petty, A.A., Tsamados, M., Stroeve, J.C., 2020. Sea Ice Roughness Overlooked as a Key Source of Uncertainty in CryoSat-2 Ice Freeboard Retrievals. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125. doi:10.1029/2019JC015820.
- Li, T., Zhang, B., Cheng, X., Westoby, M.J., Li, Z., Ma, C., Hui, F., Shokr, M., Liu, Y., Chen, Z., et al., 2019. Resolving fine-scale surface features on polar sea ice: A first assessment of uas photogrammetry without ground control. *Remote Sensing* 11, 784.
- Lund-Hansen, L.C., Juul, T., Eskildsen, T.D., Hawes, I., Sorrell, B., Melvad, C., Hancke, K., 2018. A low-cost remotely operated vehicle (ROV) with 1 an optical positioning system for investigating 2 under-ice irradiance fields in landfast sea ice. *Cold Regions Science and Technology* 151, 148–155. doi:10.1016/j.coldregions.2018.03.017.
- Mahoney, A., Eicken, H., Shapiro, L., 2007. How fast is landfast sea ice? A study of the attachment and detachment of nearshore ice at Barrow, Alaska. *Cold Regions Science and Technology* 47, 233–255. doi:10.1016/j.coldregions.2006.09.005.
- McDougall, T.J., Barker, P.M., Feistel, R., Galton-Fenzi, B.K., 2014. Melting of ice and sea ice into seawater and frazil ice formation. *Journal of Physical Oceanography* 44, 1751–1775.
- Moore, D., Jolly, J., 1986. A Small Lightweight ROV for Studies Under Arctic Ice, in: *ROV'86: Remotely Operated Vehicles*, Springer Netherlands. pp. 360–366. doi:10.1007/978-94-009-4207-3\_30.
- Nicolaus, M., Katlein, C., 2013. Mapping radiation transfer through sea ice using a remotely operated vehicle (ROV). *The Cryosphere* 7, 763–777. doi:10.5194/tc-7-763-2013.
- Nolin, A.W., Mar, E., 2018. Arctic sea ice surface roughness estimated from multi-angular reflectance satellite imagery. *Remote Sensing* 11. doi:10.3390/rs11010050.
- Price, D.M., Robert, K., Callaway, A., Hall, R.A., Huvenne, V.A., et al., 2019. Using 3D photogrammetry from ROV video to quantify cold-water coral reef structural complexity and investigate its influence on biodiversity and community assemblage. *Coral Reefs* 38, 1007–1021.



- Rack, F.R., Zook, R., Levy, R.H., Limeburner, R., Stewart, C., Williams, M.J., Luyendyk, B., 2012. What Lies Beneath? Interdisciplinary Outcomes of the ANDRILL Coulman High Project Site Surveys on the Ross Ice Shelf. *Oceanography* 25, 84–89.
- Raskoff, K., Hopcroft, R., Kosobokova, K., Purcell, J., Youngbluth, M., 2012. Jellies under ice: ROV observations from the Arctic 2005 hiddenocean expedition. *Deep-Sea Research II* 57, 111–126. doi:10.1016/j.dsr2.2009.08.010.
- Rebikoff, D., 1966. Mosaic and strip scanning photogrammetry of large areas underwater regardless of transparency limitations, in: *Underwater photo optics I*, SPIE. pp. 105–115.
- Rebikoff, D., 1972. Precision underwater photomosaic techniques for archaeological mapping Interim experiment on the Bimini “Cyclopean” complex. *International Journal of Nautical Archaeology* 1, 184–186.
- Saenz, B.T., Arrigo, R, K., 2012. Simulation of a sea ice ecosystem using a hybrid model for slush layer desalination. *Journal of Geophysical Research* 117, C05007. doi:10.1029/2011JC007544.
- Scrosati, R., Eckersley, L.K., 2007. Thermal insulation of the intertidal zone by the ice foot. *Journal of Sea Research* 58, 331–334. doi:10.1016/j.seares.2007.08.003.
- Seibel, E., Carlson, C., Maresca Jr, J., 1976. Ice ridge formation: probable control by nearshore bars. *Journal of Great Lakes Research* 2, 384–392.
- Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, M., Belemaalem, Z., Coriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S., Villeneuve, R., 2014. Modélisation des glaces dans l’estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques. Rapport final présenté au ministère des Transports du Québec, ISMER-UQAR, Rimouski .
- Strub-Klein, L., Sudom, D., 2012. A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges. *Cold Regions Science and Technology* 82, 94–109.
- Szuta, D., 2017. Community Structure and Zonation of Antarctic Benthic Invertebrates: Using a Remotely Operated Vehicle under Ice to Define Biological Patterns. Master’s thesis. San Jose State University.
- Wiseman, W.J., Owens, E.H., Kahn, J., 1981. Temporal and Spatial Variability of Ice-Foot Morphology. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 63, 69–80. doi:10.1080/04353676.1981.11880020.
- Zand, J., 2009. Enhanced navigation and tether management of inspection class ROV. Master’s thesis. Department of Mechanical Engineering, University of Victoria. URL: <http://hdl.handle.net/1828/1964>.

Zhang, Q., Li, F., Lei, J., Zhang, S., Ding, Z., Chen, W., Li, W., 2020. Freeboard height and snow depth observed by floating GPS on land-fast sea ice in Nella Fjord, Antarctica. *Annals of Glaciology* 61, 227–239.

## ANNEXE I

### PROCESSUS DE PHOTOGRAMMÉTRIE POUR LE DÉVELOPPEMENT DES MODÈLES D'ÉPAISSEUR

Les modèles numériques ont été produits à l'aide du logiciel de traitement photogrammétrique Agisoft Metashape à partir des collections d'images UAV et UUV. Agisoft Metashape peut effectuer un traitement photogrammétrique d'images numériques et génère des données spatiales 3D avec la capacité d'appliquer des méthodes de géoréférencement direct et indirect. Ceci est idéal pour ce type de travail puisque les modèles au-dessus et sous la glace utilisent des méthodes de géoréférencement. Étant donné que la capture de photos aériennes comprend des coordonnées GPS, le logiciel peut attribuer des coordonnées géographiques à la position  $(x, y, z)$  de chaque marqueur sur le modèle de surface au-dessus de la glace et effectuer un géoréférencement direct. La soustraction de la valeur d'élévation du marqueur au-dessus de la glace par la longueur de la position  $z$  du marqueur peut être modifiée manuellement pour résoudre les coordonnées géographiques des marqueurs submergés. Ce processus peut être vu dans la Figure 16 comme le géoréférencement indirect par GCPs pour tous les modèles photogrammétriques sous la glace. L'extraction des coordonnées se fait après l'ajustement des marqueurs, qui identifie chaque marqueur directement sur les images alignées. Un nuage de points dense peut être généré une fois que le modèle de surface sous la glace est géoréférencé. Chaque point du nuage de points dense se voit attribuer une valeur de confiance. Il est possible de filtrer et de supprimer les points avec des valeurs de confiance faibles. Ce filtre supprime tous les points indésirables causés par le frasil, les algues, les petits organismes ou d'autres obstacles flottant dans la colonne d'eau pour le modèle sous la glace,

permettant un modèle DEM plus précis. La comparaison DEM est ensuite effectuée à l'aide de l'outil d'analyse spatiale ArcGIS Raster Calculator. Les modèles d'épaisseur sont réalisés en soustrayant les DEM sous la glace des DEM au-dessus de la glace.

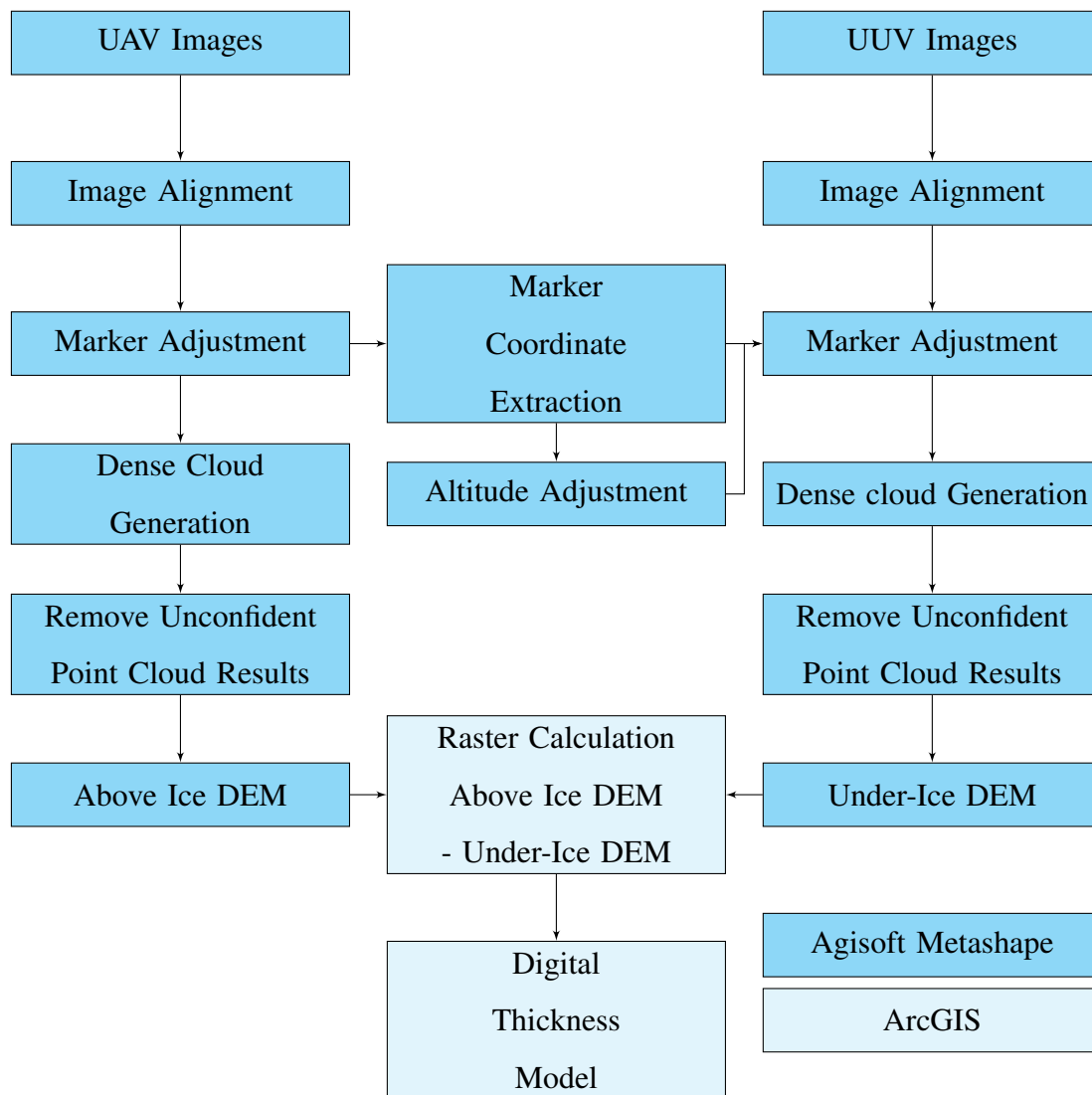


Figure 16 – Thickness model production flow chart.