

Université de Montréal

Estimation du volume de glace et imagerie 3D des cryostructures de pergélisol par
tomodensitométrie

Par

Jonas Darey

Département de géographie, Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade de Maîtrise
en géographie

Janvier 2023

© Jonas Darey, 2023

Université de Montréal

Département de géographie, Faculté des arts et des sciences

Ce mémoire intitulé

**Estimation du volume de glace et imagerie 3D des cryostructures de pergélisol par
tomodensitométrie**

Présenté par

Jonas Darey

A été évalué(e) par un jury composé des personnes suivantes

François Girard

Président-rapporteur

Daniel Fortier

Directeur de recherche

Julie Talbot

Membre du jury

RÉSUMÉ

Ce mémoire a pour objectif de mieux comprendre la tomodynamométrie par rayons-x appliquée à la géocryologie. La majorité des études ayant pour but d'analyser le pergélisol en utilisant la tomodynamométrie sont qualitative. De ce fait, il est principalement question de décrire les cryostructures et la disposition géométrique de la glace dans le pergélisol. Il existe peu d'études quantitatives où le volume de glace est estimé avec la tomodynamométrie. De ce fait les méthodologies quantitatives sont peu développées et leur degré de confiance est mal connu.

Des échantillons de pergélisol ont été scannés puis analysés avec le logiciel de visualisation Dragonfly©. Une méthode d'analyse quantitative a été développée et combinée à des mesures en laboratoire afin de déterminer l'erreur entre la proportion en glace estimée sur les Ct-Scans et celle mesurée sur l'échantillon physique. Ensuite, une équation pour essayer de corriger cette erreur a été appliquée. Celle-ci a été déterminée à partir de comparaisons des estimations des volumes de glace sur les Ct-Scans et leurs valeurs mesurées en laboratoire. Ces comparaisons ont également permis d'estimer la quantité de matière organique présente dans un échantillon.

Les cryostructures du pergélisol ont été modélisées en 3D. Cela a permis de bonifier la classification Nord-Américaine établie par Murton et French en 1994 et de quantifier les volumes respectifs de glace et de sédiments.

Mots-clés : pergélisol, tomodynamométrie, Ct-Scan, cryostructure, cryostratigraphie, volume partiel.

ABSTRACT

This thesis aims to better understand x-ray computed tomography in geosciences and more particularly its use with frozen ground science. Most studies in permafrost science using x-ray computed tomography were qualitative. Therefore, they mainly describe the permafrost cryostructures and the geometric arrangement of the ice in permafrost. There were few quantitative studies where the volumetric ice content of permafrost was estimated with Ct-Scans. As a result, quantitative methodologies are poorly developed, and their degree of confidence is also poorly assessed.

Samples from different locations in the Canadian Arctic were scanned and analyzed using Dragonfly©, a visualization software. A quantitative analysis method has been developed and combined with laboratory measurements to calculate the error between the proportion of ice estimated on the Ct-Scans and the one measured on the physical sample. A correction method was developed and applied to the Ct-scans dataset to reduce the error in volumetric ice content estimations. This equation also allows to give an estimation of the organic matter proportion inside a sample.

The permafrost cryostructures were modeled in 3D. This improved the visualization of the cryostructures of the North American classification established by Murton and French in 1994, and it allowed to quantify their volumetric ice and sediment contents.

Keywords: permafrost, x-ray computed tomography, Ct-Scan, cryostructure, cryostratigraphy, partial volume effect.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	5
ABSTRACT.....	6
TABLE DES MATIÈRES.....	7
LISTE DES TABLEAUX.....	9
LISTE DES FIGURES.....	10
CHAPITRE 1 – INTRODUCTION.....	13
CHAPITRE 2 – REVUE DE LITTÉRATURE.....	17
2.1. Le pergélisol	17
2.1.1. Définition du pergélisol.....	17
2.1.2. Structure du pergélisol.....	21
2.2. La cryostratigraphie	22
2.2.1. Classification de la glace.....	23
2.2.2. Les cryostructures.....	34
CHAPITRE 3 – LA TOMODENSITOMÉTRIE, DONNÉES ET ÉTAT DES CONNAISSANCES.....	37
3.1. Production des données	37
3.2. Sites d'étude	38
3.2.1. Île Bylot, Nunavut.....	38
3.2.2. Beaver Creek.....	42
3.3. Microtomodensitométrie : état des connaissances	44
3.4. Objectifs du projet de recherche	50
CHAPITRE 4 – MÉTHODOLOGIE - ARTICLE.....	52
4.1. ABSTRACT	52
4.2. INTRODUCTION	53
4.3. METHODS	55
4.3.1. Permafrost samples.....	55

4.3.2	3D reconstruction of permafrost cryostructures and volumetric content of ice, sediment, and gases in permafrost.....	55
4.3.3	Laboratory validation and error estimation of volumetric ice and sediment content derived from CT-scans	56
4.4.	RESULTS.....	56
4.4.1.	Evaluation of the density thresholds to estimate the volumetric ice content.....	56
4.4.2.	Validation of the volumetric ice and sediment contents derived from CT-scans	58
4.4.3.	3D modeling	62
4.5.	DISCUSSION	73
4.5.1.	CT-scans analysis.....	73
4.5.2.	3D modeling of permafrost cryostructures.....	74
4.6.	CONCLUSIONS	76
	Acknowledgment	77
	CHAPITRE 5 – DISCUSSION	78
5.1.	La modélisation 3D	78
5.2.	Pergélisol et tomодensitométrie	79
	CHAPITRE 6 – CONCLUSION	81
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	82
	ANNEXES	94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Densité de différents matériaux.....	45
Tableau 2 : Ice threshold values, a compilation of studies, including this study.....	118
Tableau 3: Ice volumes estimated using literature density thresholds	118

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte des différentes classes de pergélisol	15
Figure 2 : Cartes du pergélisol au Canada	16
Figure 3 : Distribution des différentes catégories de pergélisol dans l'Arctique canadien et la position des sites d'étude du projet ADAPT	19
Figure 4 : Mécanisme de formation du pergélisol	20
Figure 5 : Les modèles conceptuels de terrains affectés par du pergélisol	22
Figure 6 : Photographies de glace de porosité.....	25
Figure 7 : Photographie et imageries de veines de glace.....	27
Figure 8 : Photographies de coins de glace	29
Figure 9 : Formation d'un coin de glace selon la théorie du développement des fissures de contraction thermique et vue 3D de polygones à coins de glace	30
Figure 10 : Photographies de glace de ségrégation	31
Figure 11 : Pingo lbyuk, situé au Sud-Ouest de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest.....	33
Figure 12 : Classification des cryostructures nord-américaine	36
Figure 13 : Carte de localisation des sites d'échantillonnage du projet ADAPT à l'Île Bylot	40
Figure 14 : Polygones à coins de glace à centre déprimé humide	41
Figure 15 : Polygones à coins de glace à centre plat.....	42
Figure 16 : Localisation des sites de forage du projet ADAPT à Beaver Creek, Yukon.....	43
Figure 17 : Photographie de la végétation sur les sites d'échantillonnage humides.....	43
Figure 18 : Photographie de la végétation sur les sites d'échantillonnage mésiques	44
Figure 19 : Schéma d'un voxel.....	46
Figure 20 : Exemple de 2 histogrammes de la distribution des valeurs de densité dans un échantillon	47
Figure 21 : Deux méthodes pour sélectionner la zone d'étude	48
Figure 22 : Ice volumes estimated with Ct-Scans between using density thresholds from this study and those published in the literature	57

Figure 23 : Comparison of the error between volumetric ice content measured in the laboratory and calculated from the CT-scans, and the sediment proportion subtracted from the ice proportion	59
Figure 24 : Comparison of the organic matter content measured in the laboratory with the absolute error between the ice content measured in the laboratory and calculated with CT-scans	60
Figure 25 : Classification of absolute volumetric ice content errors. Classification of corrected absolute volumetric ice content error.	61
Figure 26 : Comparison of the averaged laboratory volumetric ice content and the CT-Scan volumetric ice content, classified by cryostructure.	62
Figure 27 : CT-scan and 3D model of a lenticular cryostructure	63
Figure 28 : CT-scan and 3D model of a microlenticular cryostructure.....	63
Figure 29 : CT-scan and 3D model of a layered cryostructure	64
Figure 30 : CT-scans and 3D models of ice veins.....	65
Figure 31 : 'Worm hole' like artifact caused by the partial volume effect	66
Figure 32 : CT-scans and 3D models of a reticulate cryostructure	67
Figure 33 : CT-scans and 3D models of a suspended cryostructure	68
Figure 34 : CT-scans and 3D models of a crustal cryostructure	68
Figure 35 : CT-scan and 3D modeling of a structureless sandy silt matrix with visible pore ice ...	69
Figure 36 : CT-scans and 3D model of massive ice.....	70
Figure 37 : Classification of cryostructures, modified from Murton and French (1994)	72
Figure 38 : Ice volumes comparison between density thresholds used in this study and those published in the literature (sample #1).....	119
Figure 39 : Ice volumes comparison between density thresholds used in this study and those published in the literature (sample #2).....	120

CHAPITRE 1 – INTRODUCTION

Les régions à pergélisol représentent plus de 20% de la surface terrestre (Figure 1) (Zhang et al., 1999). Dans l'hémisphère nord, les régions à pergélisol couvrent $22,79 \times 10^6$ km², soit 23,9% de la surface terrestre de cet hémisphère (French, 2018). Excluant l'Antarctique ($13,5 \times 10^6$ km²), le Canada est le second pays, après la Russie (11×10^6 km²) où la couverture des régions à pergélisol est la plus importante avec une superficie de $5,7 \times 10^6$ km² (Figure 2) (Baranov, 1964 ; French, 2018).

L'augmentation des températures atmosphériques annuelles moyennes entraîne la dégradation du pergélisol. Cela affecte particulièrement l'Arctique dont la hausse des températures est 4 fois plus élevée que dans le reste de l'hémisphère nord (Rantanen et al., 2022). Cette dégradation se traduit par l'épaississement de la couche active dans le pergélisol ainsi qu'une diminution de sa superficie. Elle a des impacts majeurs sur les populations qui vivent dans les régions de pergélisol, notamment la construction et l'entretien d'infrastructures qui peuvent perturber le régime thermique du pergélisol. Leur stabilité repose sur la capacité portante de la glace et lors de cycles de gel dégel ou avec la dégradation du pergélisol, il peut y avoir des soulèvements ou tassement du sol et une modification de la capacité portante du pergélisol. Il est nécessaire de connaître la condition du pergélisol avant d'effectuer tout entretien ou d'évaluer de potentielles mesures de mitigation qui entraînent des coûts élevés. (Chen et al., 2022 ; Gagnon et al., 2022 ; French, 2018 ; Malenfant-Lepage et al., 2012 ; Stéphani et al., 2010 ; Reimchen et al., 2009). De ce fait, il est primordial de mieux connaître les propriétés physiques des sols gelés. Pour cela les ingénieurs et les scientifiques étudiant le pergélisol disposent de plusieurs analyses géotechniques pour déterminer les propriétés du pergélisol. Cependant elles ont le défaut d'être destructives car elles nécessitent le dégel de l'échantillon. L'aspect qualitatif quant à lui est possible en observant l'échantillon à l'œil nu afin de décrire l'organisation structurelle de la glace et des sédiments mais afin de ne pas altérer l'échantillon seule la paroi extérieure de la carotte de pergélisol est analysée.

Ainsi la tomodynamétrie propose une approche non destructive qui utilise l'imagerie par rayons X associés à des algorithmes mathématiques pour observer des sections transversales ou

longitudinales de différents objets (Johns et al., 1993). D'un point de vue qualitatif, elle présente l'avantage de pouvoir observer l'intérieur de l'échantillon mais également les particules non visibles à l'œil nu, si la résolution le permet. Plusieurs auteurs (Calmels et Allard, 2004 ; Calmels et al., 2010 ; Ducharme, 2016 ; Larrivée, 2016 ; Taina et al., 2007) ont étudié de telles images (Ct-Scans) d'un point de vue quantitatif afin d'estimer les teneurs en glace d'échantillons de pergélisol. Il subsiste cependant des incertitudes sur l'estimation des volumes de glace qui sont notamment liés à la résolution des images, à la nature des cryostructures ou encore la présence de matière organique qui engendrent diverses erreurs et artéfacts.

Mon projet de recherche vise à estimer le contenu volumétrique en glace, sédiments et gaz d'échantillons de pergélisol provenant de divers sites d'étude au Canada. L'objectif est ainsi de développer une méthode qui permet d'estimer ces volumes et de les comparer avec les mesures faites en laboratoire afin de réduire l'erreur et comprendre l'évolution de cette dernière en fonction de différents paramètres tels que la résolution ou la quantité de matière organique. Ce projet propose également de modéliser en 3D et d'observer l'ensemble des cryostructures en utilisant la tomodensitométrie sans avoir besoin de détruire l'échantillon pour en décrire la structure interne. Cette recherche permet ainsi de poser les limites des analyses qualitatives et quantitatives d'échantillon de pergélisol en utilisant la tomodensitométrie.

Dans un premier temps, une revue de la littérature a été effectuée afin de faire un état des connaissances actuelles sur le pergélisol et la tomodensitométrie. La seconde partie est rédigée sous forme d'un article scientifique afin de décrire la méthodologie utilisée et présenter l'analyse des résultats. Enfin, une discussion générale du mémoire puis le dernier chapitre pour conclure le travail.

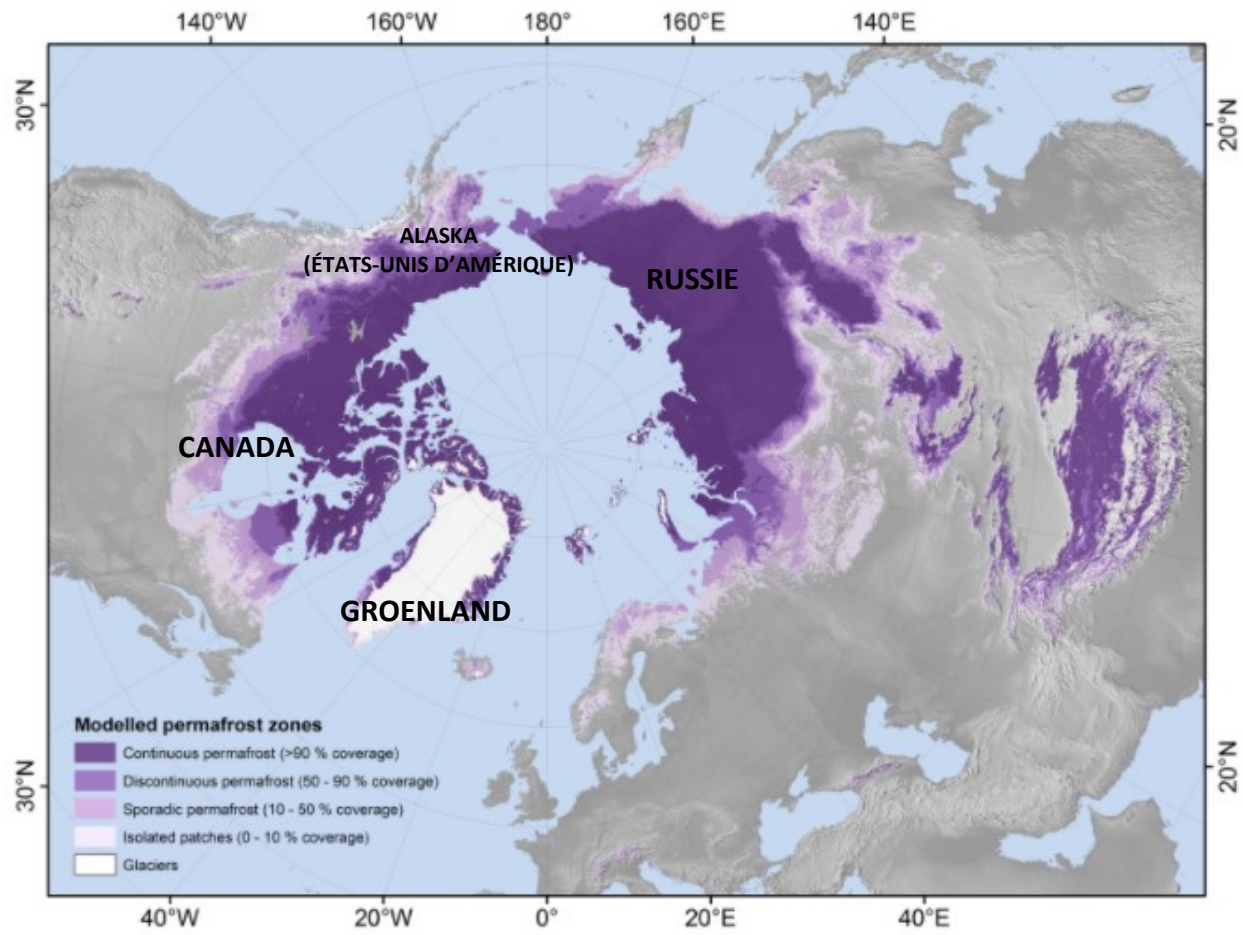


Figure 1. – Carte des différentes classes de pergélisol. (Carte tirée de Obu et al., 2019)

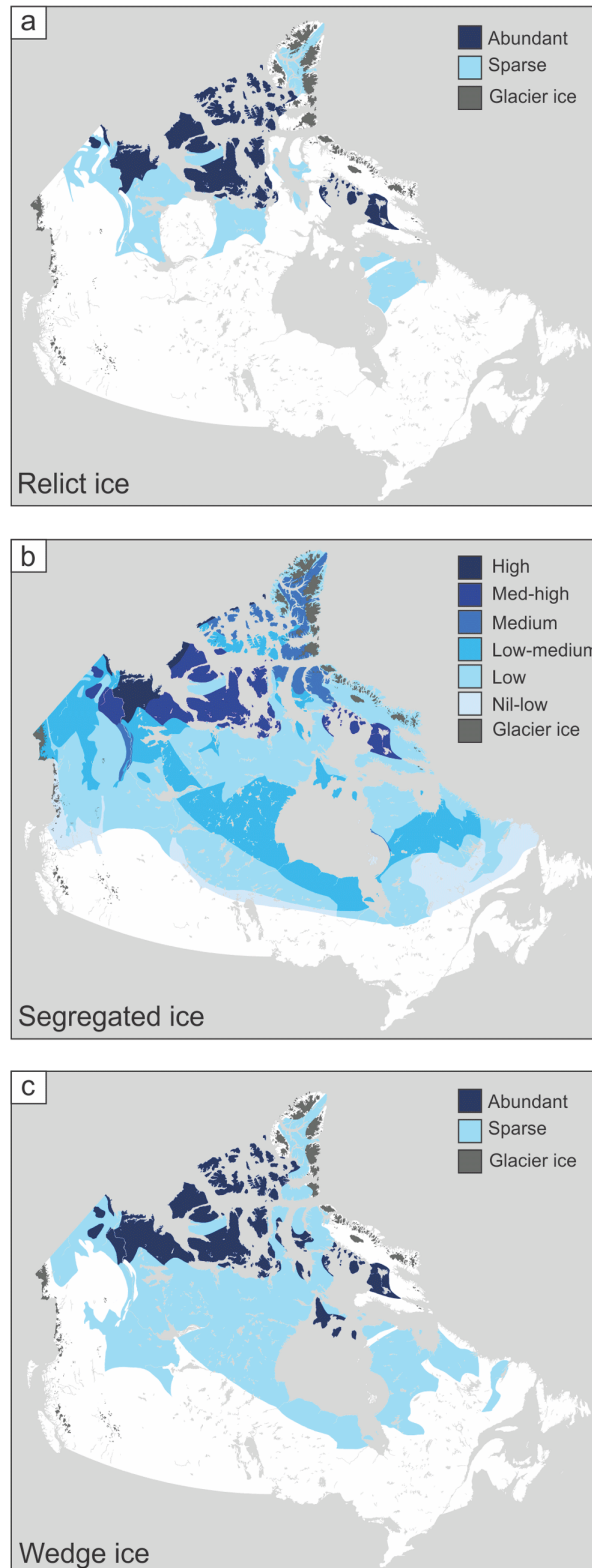


Figure 2. – Cartes du pergélisol au Canada (PMC). a) glace massive. b) glace de ségrégation. c) coins de glace. Tiré de O’Neill et al., 2019.

CHAPITRE 2 – REVUE DE LITTÉRATURE

La revue de littérature a pour but de présenter les connaissances actuelles sur le pergélisol. Dans un premier temps, le pergélisol, les processus liés à sa formation et sa structure seront présentés. Dans un deuxième temps, ce sont tous les concepts liés à la formation de la glace de pergélisol et l'arrangement géométrique de celle-ci, les cryostructures qui seront décrits.

2.1. Le pergélisol

2.1.1. Définition du pergélisol

La géocryologie est la science qui étudie les effets des températures du sol inférieures à 0°C sur les différentes couches de surface de la croûte terrestre. Dans les régions où le sol est gelé en permanence ou saisonnièrement, les processus géomorphologiques diffèrent des zones où le sol reste au-dessus du point de congélation (Harris et al., 2018).

A l'échelle de temps de la Terre, le pergélisol est jeune, il date de la fin du Pléistocène inférieur où son apparition est estimée à environ 1,35 Ma (Murton, 2021). Cependant, certains auteurs estiment qu'il date de la fin du Pliocène (Guertin-Pasquier, 2012). Le pergélisol se forme lorsqu'il y a un déficit annuel en énergie du sol et qu'il perdure durant plusieurs années pour lui permettre d'atteindre une certaine épaisseur (Lunardini, 1995). Le pergélisol est présent dans deux types de régions, celles de hautes altitudes où le pergélisol est dit alpin ainsi que de plateau, et celles de hautes latitudes où il est dit latitudinal (French, 2018).

Le pergélisol correspond à un état thermique du sol, et il est défini comme étant tout sol (incluant les sols et les substrats rocheux) dont la température est inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives (French, 2018). C'est un sol qui est décrit comme étant gelé de manière pérenne et non pas permanente (French, 2018). Un sol dont la température est inférieure à 0°C est dit cryotique à opposer à non cryotique. Ce terme ne caractérise pas la teneur en eau ou en glace au sein du pergélisol. En effet, le pergélisol peut contenir ou non de l'eau sous forme solide (glace) ou liquide. Elle peut être présente sous forme liquide même si la température est

inférieure à 0°C, notamment selon certains facteurs chimiques et/ou physiques tels que la salinité ou la granulométrie du sol (French et Shur, 2010).

Au Canada, environ 70% des terres sont définies comme étant des zones à pergélisol (Zhang et al., 2008). Il peut être classé en plusieurs catégories selon la superficie du territoire affecté par le pergélisol, le pergélisol continu (> 90% du territoire affecté), discontinu (50%-90%), sporadique (10%-50%) et isolé (< 10%) (Vincent et al., 2017) (Figure 3). Au Canada, les limites entre les catégories sont connues pour coïncider plus ou moins avec les isothermes des températures de l'air (Jenness, 1949). L'isotherme 0°C correspond à la limite entre pergélisol discontinu et pergélisol sporadique (Obu et al., 2019) et la limite entre pergélisol continu et discontinu suit approximativement les isothermes de -6°C à -8°C (French et Slaymaker, 1993).

Shur et Jorgenson (2007) ont proposé une nouvelle classification qui met en évidence les interactions entre le climat et les écosystèmes qui affectent la formation du pergélisol et sa stabilité à long-terme. Ils ont déterminé cinq types : (1) Le pergélisol contrôlé par le climat où le climat est l'unique facteur impliqué dans la formation du pergélisol ; (2) Le pergélisol contrôlé par le climat et modifié par l'écosystème qui correspond à la formation d'un pergélisol contrôlé par le climat et le développement de végétation et l'accumulation de matière organique fait diminuer la profondeur de la couche active et sa base sera ainsi incorporée progressivement dans le pergélisol ; (3) Le pergélisol contrôlé par le climat et protégé par l'écosystème est présent lorsque le pergélisol contrôlé par le climat, donc formé dans des conditions favorables, va pouvoir perdurer malgré des conditions climatiques plus chaudes car protégé par les propriétés de l'écosystème (ex : saturation en mousses ou tourbe) ; (4) Le pergélisol contrôlé par l'écosystème qui se forme par les interactions complexes de paramètres biophysiques sur les températures du sol ; (5) Le pergélisol protégé par l'écosystème qui correspond à la formation du pergélisol contrôlé par l'écosystème sous des climat plus froid qui peut persister avec des écosystèmes successifs non perturbés. Cette classification est principalement dédiée au pergélisol localisé sur les collines et les plaines. Quant à French (2008), il classe le pergélisol en trois catégories : (1) Le pergélisol actuel qui est soit en équilibre avec le climat soit en phase de dégradation ou d'aggradation selon son évolution et le climat régional. C'est celui-ci qui est majoritairement présent dans les régions du nord ; (2) Le pergélisol ancien qui s'est formé avec des conditions

climatiques qui n'existent plus et s'est conservé avec celles actuelles ; (3) Le pergélisol passé qui correspond à du pergélisol qui n'existe plus aujourd'hui mais dont des traces, notamment de dégel peuvent être observées dans les sédiments et le roc afin d'attester de son existence.

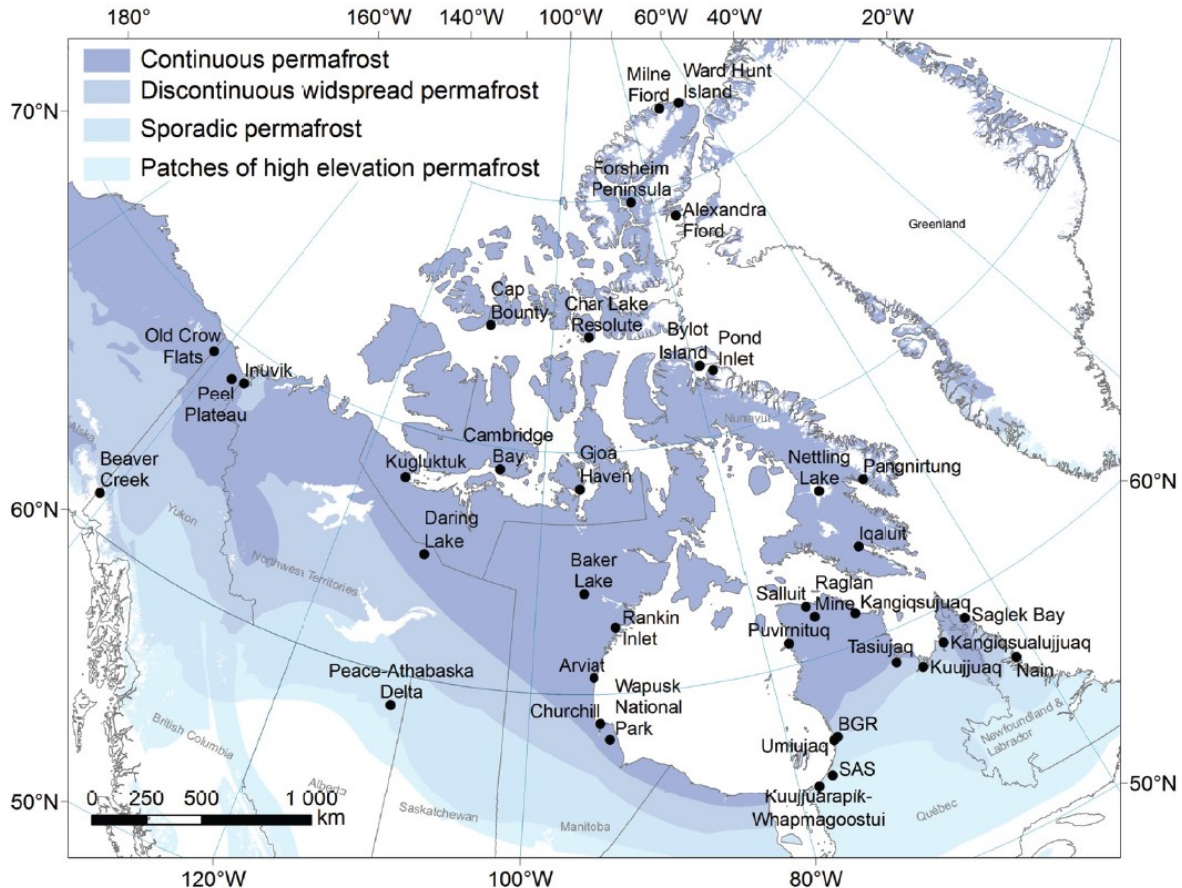


Figure 3. – Distribution des différentes catégories de pergélisol dans l'Arctique canadien et la position des sites d'étude du projet ADAPT (Arctique en Développement et Adaptation au Pergélisol en Transition ; <http://www.cen.ulaval.ca/adapt/>). (Carte tirée de Vincent et al, 2017)

La formation du pergélisol peut s'opérer de quatre manières différentes dont vont dépendre sa composition et sa structure. Lorsque les roches préexistantes ou les dépôts superficiels originellement non gelés le deviennent, on parle de pergélisol épigénétique. Il peut s'écouler plusieurs milliers voire millions d'années entre la sédimentation du dépôt original et la formation

du pergélisol. Dans ce scénario, le pergélisol se développe en direction de la profondeur (vers le bas) et sa proportion en glace est généralement pauvre, sauf dans la partie supérieure du pergélisol. Le pergélisol syngénétique s'aggrave vers le haut en phase avec la sédimentation en surface et l'élévation de la surface et donc du plafond du pergélisol (Figure 4). La surface du sol, de par le dépôt de sédiment se développe vers le haut en même temps que le plafond du pergélisol. La teneur en glace dans un pergélisol syngénétique est toujours élevée.

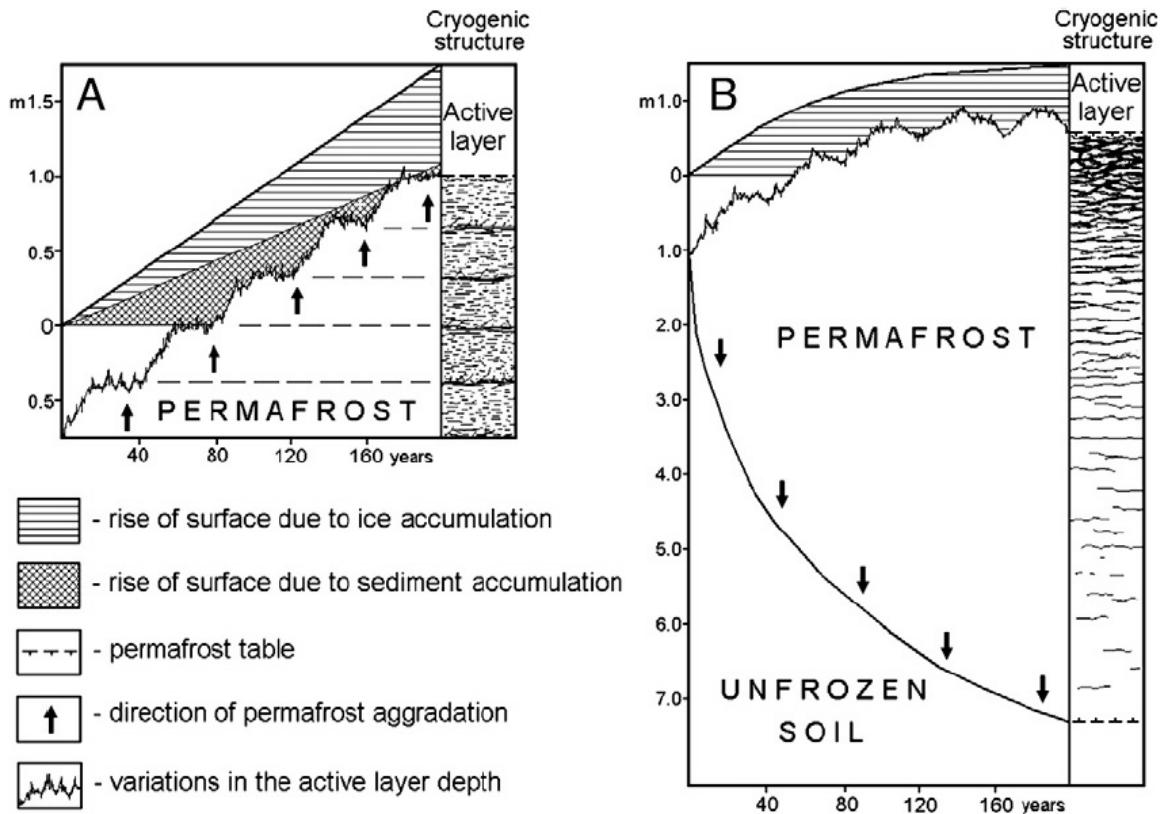


Figure 4. – Mécanisme de formation du pergélisol. (A) Pergélisol syngénétique, aggradation vers le haut. (B) Pergélisol épigénétique, aggradation vers le bas. (Tiré de French et Shur 2010)

Le pergélisol dit polygénétique représente une majorité des entités de pergélisols, c'est une combinaison des deux autres modes de formation, une partie est syngénétique et l'autre épigénétique (French et Shur, 2010 ; Shur et Jorgenson, 1998 ; Vincent et al., 2017). Le pergélisol

antégénétique quant à lui contient de la glace prédatant l'aggradation du pergélisol et qui a été enfouie par les sédiments (Fortier et al., 2011).

2.1.2. Structure du pergélisol

Shur et al. (2005) et Shur (1998) ont déterminé deux modèles conceptuels de la structure de terrains affectés par du pergélisol, l'un constitué de trois couches et l'autre de quatre (Figure 5). La partie supérieure est nommée la couche active, qui est sujette à un cycle de gel et de dégel annuel. Étant à l'interface avec l'atmosphère, elle est le lieu de diverses interactions qui vont influencer les transferts de chaleurs entre l'atmosphère et le pergélisol (Hinkel et al., 2001). Le développement de végétation et le couvert de neige qui vont jouer en tant qu'isolant thermique ou la topographie qui influence notamment le couvert neigeux, sont des facteurs qui vont influencer l'épaisseur de la couche active. Elle varie d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres selon le type de sédiments présents et leur diffusivité thermique. Il s'agit d'une couche qui n'est pas homogène dans son épaisseur, elle varie spatialement et temporellement (Bonnaventure et Lamoureux, 2013 ; Ling et Zhang, 2003 ; French et Shur, 2010). Cependant il est possible d'estimer son épaisseur avec l'équation de Stefan (1). (Vincent et al., 2017)

$$Z = \sqrt{[2Tkt/L]} \quad (1)$$

où T est la température du sol durant le dégel, k la conductivité thermique du sol, t est la durée du dégel et L la chaleur latente volumétrique du sol.

Une zone de transition composée d'une couche transitoire et d'une couche intermédiaire est présente sous la base de la couche active et au-dessus du pergélisol et ses caractéristiques sont influencées par les deux couches qui l'entourent. Elle constitue une zone tampon riche en glace qui influence notamment la stabilité thermique et mécanique du pergélisol. Durant les années les plus chaude elle protège les couches sous-jacentes du dégel en raison de la chaleur latente de

fusion de la glace, la partie inférieure de la zone de transition est donc moins sujette au dégel (Shur et al, 2005). Avec le temps ses propriétés sont amenées à changer avec l'eau interstitielle qui migre vers le front de gel (glace d'aggradation), la fonte de la glace de la couche active (Mackay, 1983) ou l'infiltration d'eau météorique (Hinkel et al., 2001 ; Shur et al., 2005). Lorsque l'eau gèle son volume augmente de 9,05% (French et Shur, 2010). La période où le sol reste gelé est plus importante que celle de la couche active, ici elle est de l'ordre d'une trentaine d'années (French et Shur, 2010).

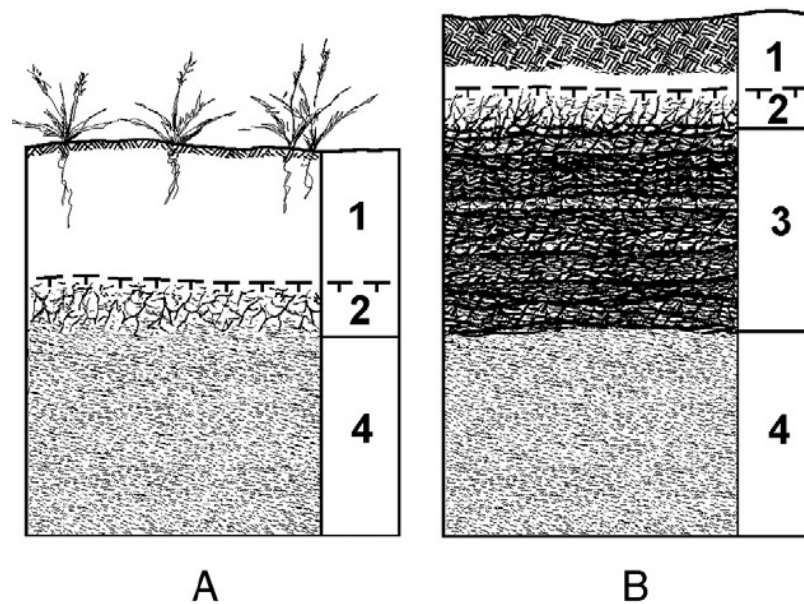


Figure 5. – Les modèles conceptuels de terrains affectés par du pergélisol, (A), modèle à 3 couches (Shur et al., 2005), (B), modèle à 4 couches (Shur, 1998). (1) couche active ; (2) couche de transition ; (3) couche intermédiaire formée à partir de la couche active par le changement de conditions environnementales ; (4) pergélisol. (Image extraite de French et Shur, 2010)

2.2. La cryostratigraphie

La cryostratigraphie est l'étude des proportions en glace, sédiments et roches constituant le pergélisol ainsi que leur organisation latérale et verticale (Gilbert et al., 2016 ; French et Shur,

2010). Il est possible en fonction de la teneur volumétrique en glace et le type de cryostructure de définir des cryofaciès dont les catégories s'échelonnent entre "sédiments pauvres en glace" et "glace pure". Ces notions de faciès pauvres et riches en glace ne tiennent cependant pas compte de la porosité et la saturation des sédiments (Paquette et al., 2020), ce qui est en soit erroné. Ces derniers sont composés d'un assemblage de cryostructures qui sont définies par la distribution géométrique et la forme qu'ont la glace et les sédiments (Murton et French, 1994 ; French, 2018). L'identification de celles-ci permet ainsi de décrire l'environnement thermique, géologique, morphologique et environnemental dans lequel les dépôts se sont effectués. Elle informe donc sur les paléoenvironnements et paléoclimats (Murton et al., 2005) pour en déduire l'histoire des périodes glaciaires/pérglaciaires de la Terre (French et Shur, 2010). La cryostratigraphie est nécessaire dans le domaine de la géotechnique notamment dans les régions où la présence de pergélisol est importante, comme le Canada ou la Russie (Murton et French, 2010) car elle informe sur les propriétés physiques des sols et leur risque de dégel (Stéphani et al., 2014). Elle apporte également des connaissances sur l'environnement et sur l'évolution de la proportion en glace et permet grâce à des modèles de prédire l'évolution des paysages (Kuhry et al., 2013) qui sont difficilement prévisibles à cause de la topographie complexe et des alternances entre les phases de dégradation et d'aggradation du pergélisol. Des modifications topographiques, comme la subsidence, peuvent être induites par la fonte de la glace du pergélisol (Kanevskiy et al., 2014) car elle représente une forte proportion du pergélisol et elle assure la stabilité entre autres des formes géomorphologiques (Verpaelst et al., 2017). Sa dégradation peut donc impacter l'équilibre du géosystème et peut induire la modification de paysage par érosion (Kanevskiy et al., 2016).

2.2.1. Classification de la glace

La glace peut se situer soit dans la roche, soit dans les sédiments non consolidés. Il existe peu d'information concernant la glace contenue dans le substratum rocheux mais il est probable qu'elle se situe au sein des discontinuités comme les failles ou les limites entre les strates (*bedding*). Elle serait liée à la porosité et la perméabilité de la roche. Les sédiments non consolidés à particules fines, peu importe leur origine, contiennent une grande teneur en glace. Les

sédiments plus grossiers peuvent également être riches en glace bien qu'ils soient moins susceptibles d'en contenir (French, 2018 ; Paquette et al., 2020). L'origine de la glace peut être déterminée par plusieurs paramètres comme sa pureté (glace transparente et de couleur blanche), la forme et la taille des cristaux, la présence de bulles de gaz et leur proportion ainsi que leurs tailles et son agencement avec les sédiments (Coulombe et al., 2019).

Au Canada, la glace se retrouve principalement sous forme de glace de porosité, veines de glace, coins de glace et glace de ségrégation.

- La glace de porosité (glace interstitielle) (Figure 6)

La glace de porosité se forme à partir de l'eau présente dans les sédiments qui va migrer par gravité ou par capillarité (suction) dans les pores et geler. On la trouve dans la couche active ainsi que dans les zones de pergélisol situées proches de la surface. Elle constitue la matrice qui lie les particules du sol ensemble. On la différencie de la glace de ségrégation en fonction de la teneur en eau du sol. Lorsqu'un sol est dégelé, s'il y a de l'eau surnageante, cela signifie que le sol gelé était sursaturé (eau en excès de la porosité) et qu'une ou plusieurs lentilles de glace de ségrégation étaient présentes. À l'inverse, lors du dégel, l'eau de fonte de la glace de porosité demeure dans les pores du sol et n'entraîne pas la production d'un surnageant. Il n'y a donc que peu ou pas de tassement au dégel, seulement celui associé au changement de phase (environ 9%). La glace de porosité se forme par le gel in-situ de l'eau dans la porosité du sol lors de la propagation du front de gel dans les sédiments gelés (French, 2018 ; French et Shur, 2010). La quantité de glace dépend de la porosité des sédiments et de l'eau interstitielle qu'ils contiennent au moment du gel (Mackay, 1983).

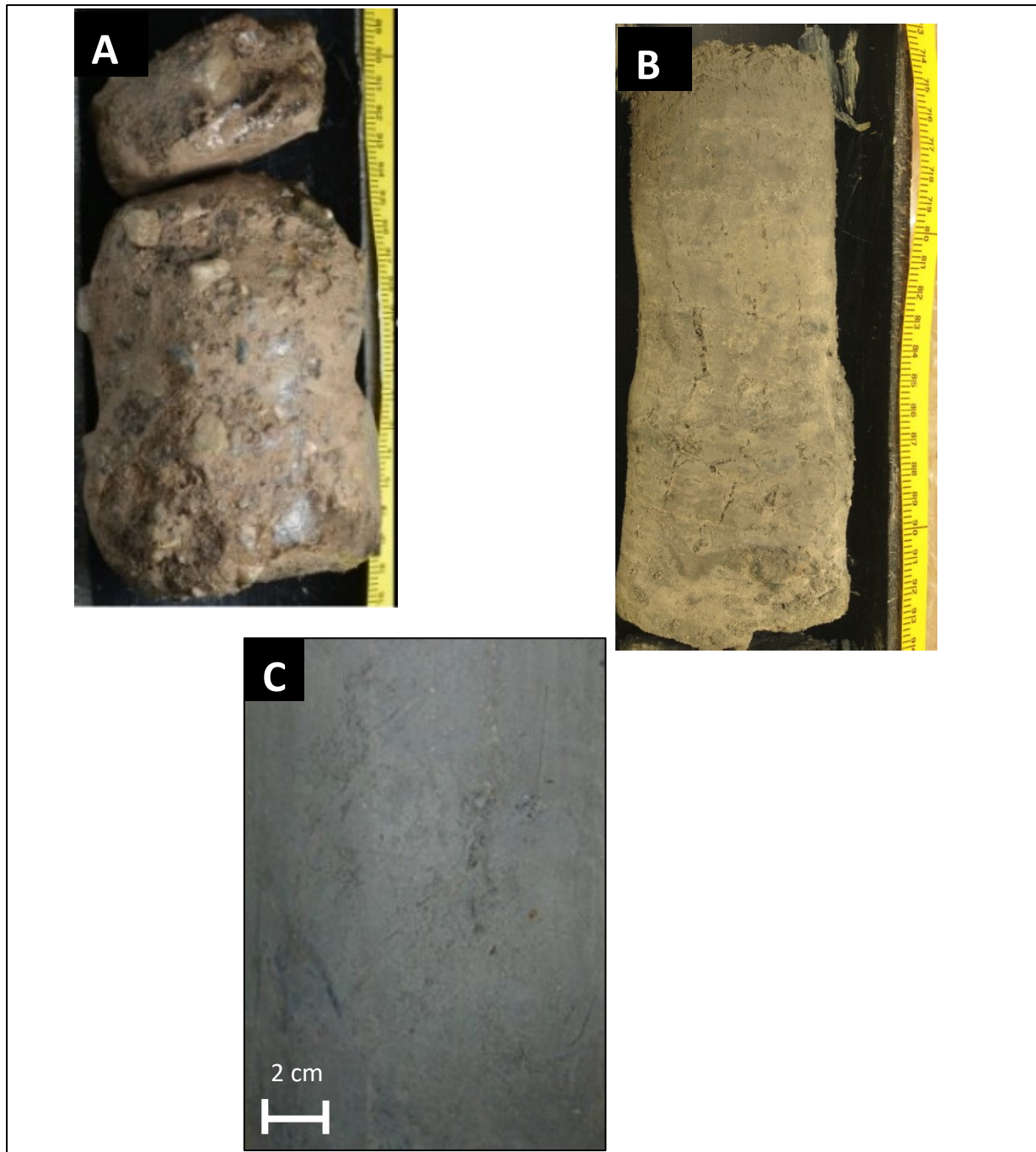


Figure 6. – Photographie de glace de porosité : A) Glace de porosité dans du sable avec graviers (Verpaelst, 2016). B) Glace de porosité non visible dans des alternances de couches de sable moyen et de silt (Larrivée, 2016). C) Glace de porosité non visible dans un silt sableux (Stephani et al., 2010). Étant contenue dans la porosité, la glace de porosité est non visible à l’œil nu.

- Veines de glaces (Figure 7)

Lorsque des fissures se produisent par contraction thermique ou par dessiccation ou tension mécanique, l'eau issue de la fonte de neige, de la neige apportée par les vents, de l'eau de pluie ou de l'eau provenant de la fonte de la glace de la couche active va s'infiltrer par gravité dans les fissures, geler et former des veines de glace. On la distingue des lentilles de glace par leur composante subverticale, leur apparence foliée et la présence occasionnelle de sédiments ou de débris organiques dans la glace (French, 2018 ; French et Shur, 2010 ; Mackay, 1974).

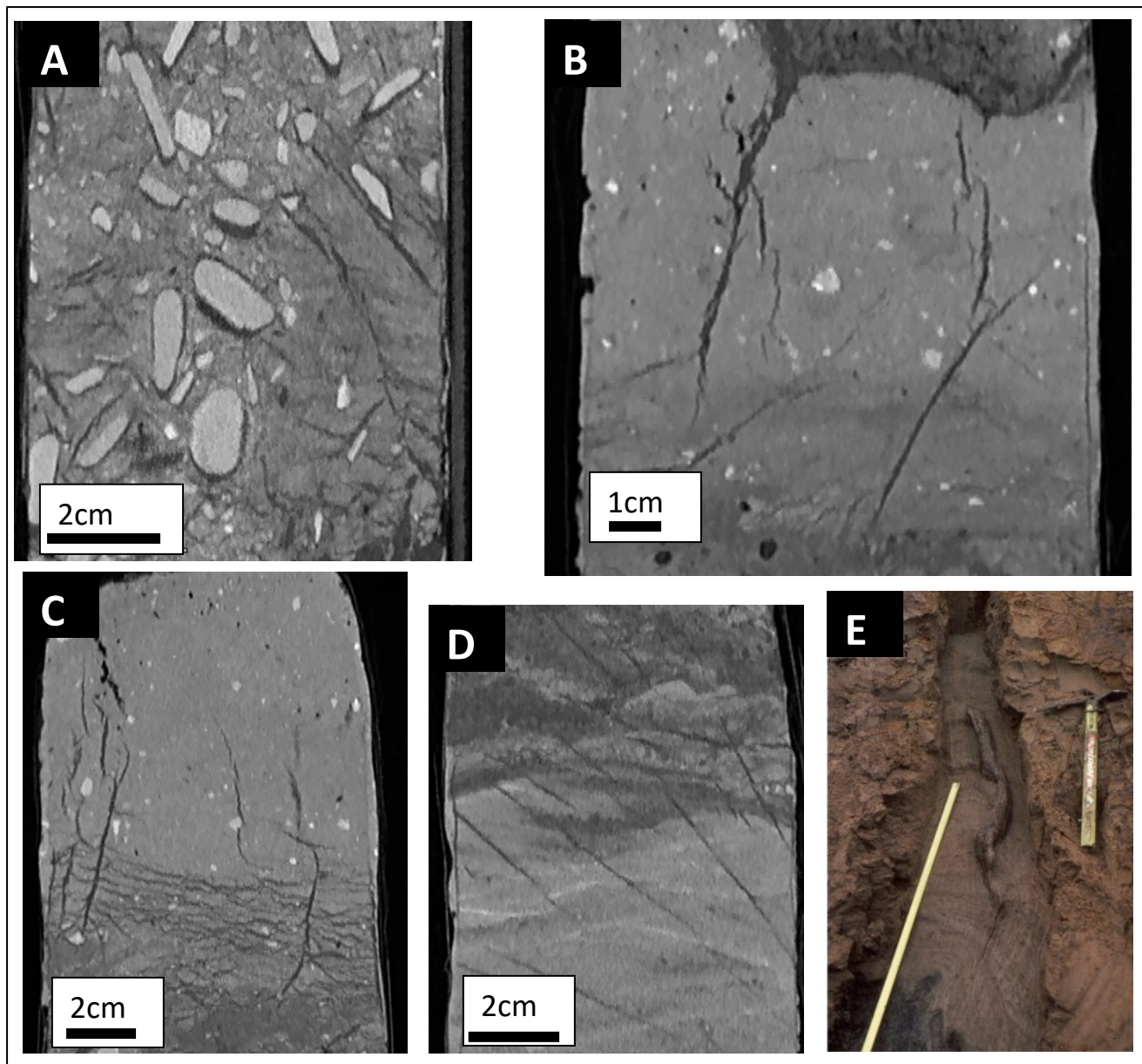


Figure 7. – Photographie et imageries de veines de glace. A) Ct-Scan de veines de glace dans des graviers à matrice sableuse. B) Ct-Scan de veines de glace dans des sédiments sablo-silteux fins avec graviers. C) Ct-Scan de veines de glace dans des sédiments sablo-silteux avec graviers. Les veines de glace connectent avec des lentilles de glace sub-horizontales. D) Ct-Scan de veines de glace dans des sédiments sablo-silteux. La partie supérieure de l'échantillon est composé en partie de matière organique. E) Partie supérieure d'un coin de glace syngénétique issu de l'accumulation de plusieurs veines de glace, rivière Sachs, Banks Island (Tiré de French et Shur, 2010).

- Les coins de glace (Figure 8)

Lorsque plusieurs fissures se forment durant des siècles voire des millénaires, l'accumulation de veines de glace va former des réseaux de coins de glace qui peuvent atteindre plusieurs mètres de large dans leur partie supérieure (Figure 9) (French et Shur, 2010 ; Liljedahl, 2016). Ces fissures se forment lorsque les sols gelés se contractent en hiver (Fortier et Allard, 2005). L'intersection de ces fentes de gel forme en surface des polygones. Au printemps, l'eau de surface s'infiltré dans les fissures et gèle immédiatement puis en été avec l'augmentation des températures un réajustement a lieu qui peut se faire de quatre manière différentes, 1) la fissure se referme à cause de l'expansion thermique des sédiments, 2) aucune déformation n'a lieu car la contrainte est absorbée par les sols dont l'élasticité est suffisante pour l'absorber, 3) Les sols se déforment soit dans son ensemble soit le long des coins de glace (Fortier et Allard, 2004), 4) la glace se déforme. L'hiver suivant une autre fissure se forme au sein de veines préexistantes provoquant la formation d'un coin de glace avec les années (Leffingwell, 1915).

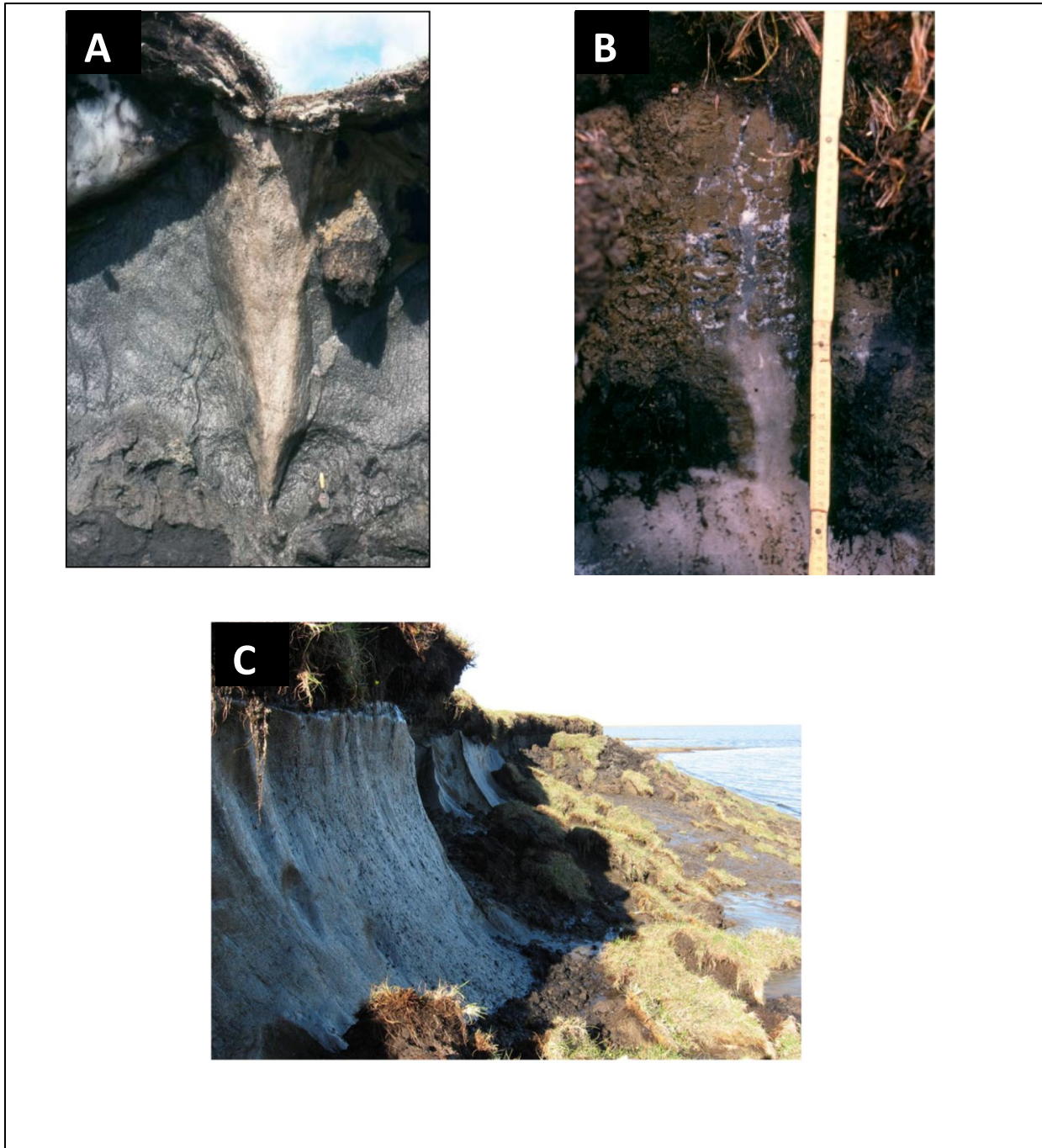


Figure 8. – Photographies de coins de glace. A) Coin de glace sur Banks Island (Worsley, 2016). Une truelle au pied du coin de glace donne l'échelle. B) Coin de glace, Banks Island (French et Shur, 2010). C) Grandes coins de glace dans les silts (Kanevskiy et al., 2013).

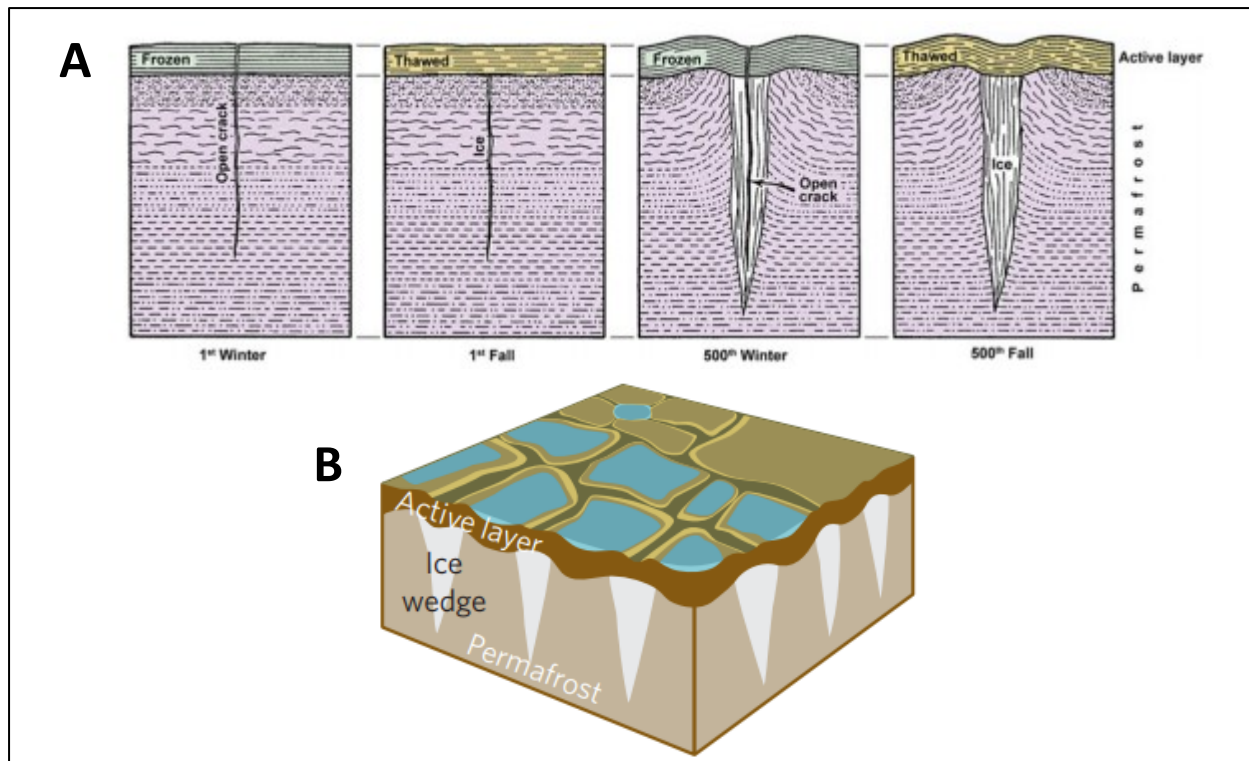


Figure 9. – A) Formation d’un coin de glace selon la théorie du développement des fissures de contraction thermique adapté de Lachenbruch (1962) et Williams et Ferrigno (2012) (Tiré de Hargitai et Soare, 2014). B) Vue 3D de polygones à coins de glace (Tiré de Liljedahl et al., 2016)

- La glace de ségrégation (Figure 10)

La glace de ségrégation peut former des lentilles de glace dont la taille peut atteindre quelques millimètres jusqu’à plusieurs mètres d’épaisseur (elle est alors appelée couche de glace massive). Elles se forment par la migration de l’eau par cryosuccion en direction du front de gel (French et Shur, 2010). Elles sont alignées avec celui-ci qui se propage perpendiculairement à la surface (French, 2018 : Fortier et Allard, 2004) ou perpendiculairement à la zone dégelée souterraine (Fortier et al., 2008). Les lentilles se forment préférentiellement dans un matériel comme les argiles, limons et sables fins où les grains ont un diamètre inférieur à 0,1 mm selon Ozawa et Kinoshita (1989), on en retrouve aussi dans des sédiments plus grossiers.

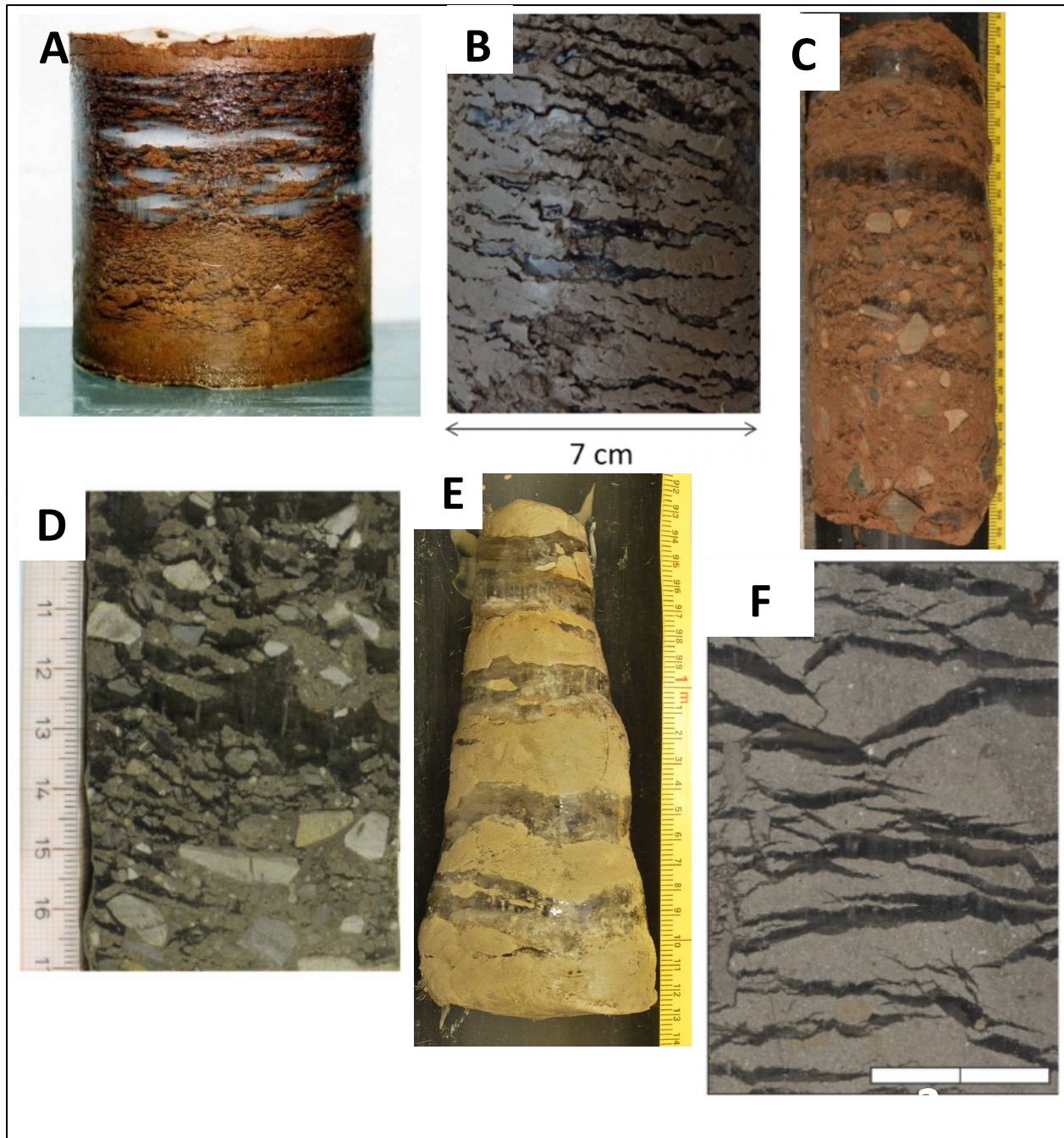


Figure 10. – Photographies de glace de ségrégation. A) Lentilles de glace, aucune échelle (« Lentilles de glace », 2012). B) Cryostructure lenticulaire (Paul et al., 2020). C) Lentilles de glace au sommet de l'échantillon dans du sable et graviers (Verpaelst, 2016). D) Lentilles de glace et présence de cryostructure réticulée à suspendue et crustaliforme (Cable et al., 2018). Lentilles de glace dans du silt sableux (Larrivée, 2016). F) Cryostructure lenticulaire (Gilbert et al., 2018).

- La glace intrusive

La glace intrusive se forme par injection d'eau sous pression dans la zone de gel saisonnier ou pérenne. La glace d'injection se formant dans la zone de gel saisonnier est amenée à fondre lors de la saison chaude alors que celle dans la zone de gel pérenne se maintient durant plusieurs années. Il en existe deux types qui sont les sills et la glace de pingos (Figure 11). La glace des sills se forme dans un matériel confiné où de l'eau sous pression est introduite (French, 2007). Celle-ci gèle en créant une formation tabulaire. Les pingos de pression cryostatique se forment lorsque l'eau contenue dans les pores du sol est expulsée à cause de l'aggradation du pergélisol sous le fond de lacs drainés et se concentre pour former une lentille d'eau et le passage du front de gel dans la lentille d'eau entraîne sa transformation en glace (Mackay, 1973 ; Mackay, 1978). Les pingos de pression hydraulique se forment lorsque de l'eau intra ou sub-pergélisol est soumise à une pression artésienne orientée vers la surface (Müller, 1959). Cette eau s'accumule sous forme de lentille qui gèlera pour former un noyau de glace.

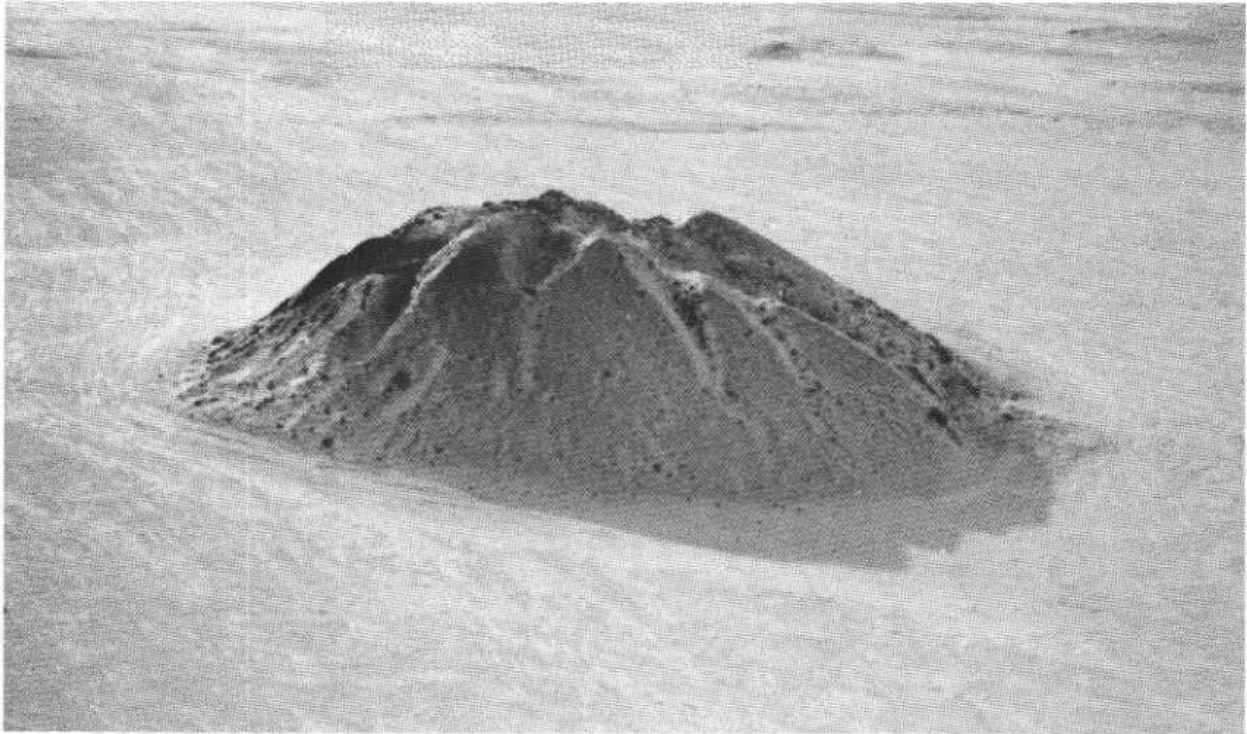


Figure 11. – Pingo Ibyuk, situé au Sud-Ouest de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest. Sa hauteur est de 49 m (Mackay, 1987)

- La glace enfouie

La glace enfouie est présente sous plusieurs formes plus ou moins facilement identifiables. Sa classification se fait selon deux critères principaux, la source d'eau avant le gel et le processus qui déplace l'eau vers le front de gel. Ainsi on peut la classer comme glace de glacier (Coulombe et al., 2019), glace de mer, lac ou rivière, bancs de neige (Lacelle et al., 2009) et glace de rivière (Mackay, 1972).

- "Pool ice" (thermokarst cave ice)

Elle se forme par le gel in-situ (congélation) de l'eau libre présente au sein de cavités formées dans le pergélisol, comme dans des tunnels ou des trous de suffosion formés par érosion thermique le long des coins de glace et dans les sols encaissants (Kanevskyi et al., 2008 ; Douglas et al., 2011). Ce sont des masses de glace quasiment pure ne présentant pas de foliation et pouvant contenir divers fragments organiques et des minéraux dissouts (French, 2018).

- Givre

Le givre se forme par la sublimation de la vapeur d'eau et se dépose au contact de surfaces solides gelées. Il est composé de couches de cristaux de glace plus ou moins dense. Les feuillets les plus denses sont créés par le gel de gouttelettes (Shumskii, 1964). Il peut être présent sur les parois de cavités dans le pergélisol.

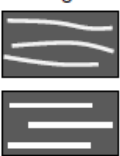
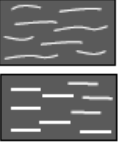


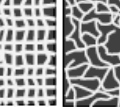
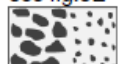

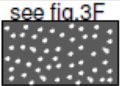
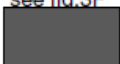
2.2.2. Les cryostructures

Les cryostructures permettent de déterminer les processus et les conditions dans lesquelles le matériel a gelé. Elles sont étroitement liées à la glace de porosité et aux processus de migration de l'eau lors de la phase de gel (French, 2018) mais aussi du type de sol (Stephani et al., 2010 ; Paquette et al., 2020). Selon la nature du sol et du processus de gel, un certain type de cryostructure se forme, une cryostructure spécifique sera observable dans un type de sol donné et donnera des informations sur les conditions dans lesquelles le sol a gelé. Elles influencent les comportements géotechniques des sols et plus particulièrement leurs déformations ainsi que la conductivité thermique et la conductivité hydraulique du pergélisol (Bray, 2012).

Murton et French (1994) proposent une classification nord-américaine des cryostructures en 7 catégories avec les sédiments dans lesquels elles sont susceptibles d'être présentes. Cette classification a été complétée par Stéphani et al. (2010) en 9 catégories (Figure 12). Il est également spécifié comment la glace est distribuée géométriquement dans ces cryostructures.

Les cryostructures informent sur la genèse du pergélisol. Les cryostructures réticulées, suspendues, lenticulaires et microlenticulaires (lentilles d'environ 10 cm de long et d'épaisseur comprise environ entre 0,2 et 10 cm (Bray et al., 2006)) sont typiques d'un sol riche en glace. En revanche, les sédiments pauvres en glace sont caractérisés par des cryostructures de porosité (visible et non visible) et crustaliformes (Stephani et al., 2010). Les cryostructures crustaliformes sont constituées d'un film de glace autour ou sur une face de particules grossières (e.g. graviers, roches, bois). Les cryostructures réticulées correspondent à des lentilles de glace sub-horizontales qui intersectent des veines de glace sub-verticales (Mackay1974 ; Fortier et al., 2008). Quant à la

cryostructure suspendue, la glace forme une matrice autour d'agrégats de sédiments qui forment des blocs suspendus dans la glace (Kanevskiy et al., 2013 ; Fortier et al., 2012).

Cryostructure name	Equivalent in other classifications	Description	Sediment type	Illustration (modified from Murton and French 1994)
Lenticular	Lenticular ¹	<ul style="list-style-type: none"> • Lens-shaped ice in sediment; • Generally continuously shaped; • Generally horizontal (parallel to freezing front); • May be straight, wavy, inclined, interlaced; • May contains ice bubbles; • Thickness: ≥ 1 mm <p><i>Syngenetic permafrost:</i> mm to cm thick <i>Epigenetic permafrost:</i> cm to dm thick</p> <ul style="list-style-type: none"> • Usually ice-rich sediment. 	<ul style="list-style-type: none"> • Silt to fine sand • Silty clay 	<p>see fig.3A</p> 
Microlenticular	Lenticular ^{1,2}	<ul style="list-style-type: none"> • Lens-shaped ice in sediment; • Generally discontinuously shaped; • Generally horizontal (parallel to freezing front); • May be straight, wavy, inclined, interlaced; • Very few ice bubbles; • Thickness: < 1 mm; • Usually ice-rich sediment: <p><i>Syngenetic permafrost:</i> $> 50\%$ volume <i>Epigenetic permafrost:</i> 30-50% volume</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Silt to fine sand • Peat 	<p>see fig.3A</p> 
Layered/belt-like structure	Layered ¹	<ul style="list-style-type: none"> • Assemblage of lenticular cryostructures; • Thickness: centimeter to decimeter; • Usually ice-rich sediment. 	<ul style="list-style-type: none"> • Silt to fine sand • Peat 	<p>see fig.3C</p> 
Ice veins		<ul style="list-style-type: none"> • Ice-filled crack or fissure in sediment; • Thickness variable (millimeter to centimeter) <p><i>Frost crack:</i> 1-5 mm thick <i>Dilation/extension cracks:</i> cm-dm thick</p>	<ul style="list-style-type: none"> • All types 	
Reticulate	Reticulate ^{1,2}	<ul style="list-style-type: none"> • Net-like cryostructure of interconnected sub-horizontal ice lenses and sub-vertical ice veins; • Usually ice-rich to very ice-rich sediment ($\approx 35-95\%$ volume). 	<ul style="list-style-type: none"> • Silt to fine sand 	<p>see fig.3F</p> 
Suspended	Suspended ¹ ; Ataxitic ²	<ul style="list-style-type: none"> • Suspended aggregates in ice; • Usually very ice-rich sediment (up to 90-95% volume); • Common in upper part of permafrost 	<ul style="list-style-type: none"> • Silt to fine sand • Occasionally peat • Silty clay 	<p>see fig.3E</p> 
Crustal	Crustal ^{1,2}	<ul style="list-style-type: none"> • Ice-coating around rock fragments, aggregates or wood fragments; • Usually partial coating, occasionally total; • Common just beneath permafrost table; • Thickness: few millimeters to centimeter thick coating. 	<ul style="list-style-type: none"> • Gravel/rock fragments • Diamicton 	<p>see fig.3D</p> 
Porous visible	Ice cement ¹ ; Massive ²	<ul style="list-style-type: none"> • Pore ice that is visible to the unaided eye; • Usually ice-poor sediment ($< 30\%$ volume). 	<ul style="list-style-type: none"> • Gravel/rock fragments • Diamicton 	<p>see fig.3F</p> 
Porous invisible	Ice cement ¹ ; Massive ²	<ul style="list-style-type: none"> • Pore ice not visible to the unaided eye; • Usually very ice-poor sediment ($< 10-30\%$ volume). 	<ul style="list-style-type: none"> • All types 	<p>see fig.3F</p> 

¹ Murton and French (1994); ² Kudriavtsev (1979)
Legend: Grey = sediment; Dark grey = aggregates or wood fragments; White = ice.

Figure 12. – Classification des cryostructures nord-américaines inspirée de Murton et French (1994).

La glace apparaît en blanc, les sédiments en noir et les agrégats ou fragments de bois en gris clair (Tiré de Stephani et al., 2010).

CHAPITRE 3 – LA TOMODENSITOMÉTRIE, DONNÉES ET ÉTAT DES CONNAISSANCES

3.1. Production des données

La majorité des images numériques mises à disposition pour la réalisation du projet de recherche sont issues du projet ADAPT (ADAPT, 2019) dont un des objectifs était de comprendre quels sont les impacts sur les écosystèmes nordiques des changements de conditions du pergélisol.

Des protocoles d'échantillonnage, de description, d'instrumentation et d'analyse ont été définis afin que chacun des sites soit étudié selon une méthode identique. Ces protocoles sont :

- Échantillonnage de la couche active pour la détermination de C/H/N
- Description de la végétation
- Forage dans le pergélisol avec prélèvement d'échantillons
- Suivi thermique des forages
- Suivi thermique de la couche active
- Échantillonnage de la couche organique pour la détermination de la proportion de carbone 14 (C-14) pour la datation et celle de carbone 13 (C-13) pour déterminer les conditions environnementales passées.
- Suivi de l'abondance des petits mammifères

Pour chacun des sites, les 2 premiers mètres de pergélisol ont été échantillonnés en excluant la couche active. Pour certains sites, seul le premier mètre est prélevé en raison de contraintes logistiques. Quatre forages ont été effectués, deux pour prélever des échantillons dans la couche active et 2 autres pour des échantillons de pergélisol. Parmi les 2 derniers, un forage a été utilisé pour effectuer des analyses physiques en laboratoire alors que le second a permis d'analyser la microbiologie et la composition en carbone.

Les échantillons ont ensuite été gardés gelés et transportés au CEN (Centre d'Études Nordiques) à l'Université Laval. Ils ont été scannés à l'INRS (Institut National de la Recherche Scientifique) à Québec à l'aide d'un scanner médical de type *©Siemens Somatom 64*. La taille des images est de

512 x 512 pixels avec une résolution qui est soit de 0,2344 x 0,2344 x 0,6 mm, soit de 0,2441 x 0,2441 x 0,6 mm ou de 0,291 x 0,291 x 0,6 mm dépendamment de l'échantillon. L'espacement entre 2 sections transversales résulte de l'espacement entre les capteurs (Larrivée, 2016). L'utilisation d'un logiciel pouvant analyser les CT-scans permet de déterminer de manière précise les proportions moyennes de glace, sédiment et air du pergélisol. L'avantage des images numériques provient du fait que c'est une méthode non destructive et les images peuvent être étudiées plusieurs années après l'échantillonnage (Fortier et al., 2012). Les échantillons sont analysés sans avoir été perturbés donc tels qu'ils ont été prélevés (Taina et al., 2007).

D'autres échantillons ont été prélevés durant l'été 2019 à l'Île Bylot et scannés à l'INRS avec une résolution de 0,1758 x 0,1758 x 0,4 mm, soit à une résolution plus fine que les échantillons ADAPT.

3.2. Sites d'étude

Les analyses de Ct-Scan ont été faites sur des échantillons de pergélisol non-perturbés et maintenus gelés. Deux sites ont été sélectionnés afin d'obtenir des sols différents. Le premier site est situé sur l'Île Bylot dans au Nunavut, en conditions arctiques de pergélisol continu. Le deuxième site est situé à Beaver Creek au Yukon en conditions subarctiques de pergélisol discontinu.

La provenance des échantillons n'a pas d'importance pour la présente étude qui est d'ordre méthodologique. Cette étude aurait pu être réalisée sur des échantillons d'autres provenances ou sur des échantillons artificiels (préparés). Néanmoins, une brève description des sites est présentée.

3.2.1. Île Bylot, Nunavut

Les échantillons provenant de l'Île Bylot ont été prélevés lors du projet ADAPT en 2013 puis lors de deux campagnes de terrain en 2016 et 2019.

Selon les données enregistrées par Environnement Canada entre 1981 et 2010, la température moyenne annuelle à la station localisée à l'aéroport de Pond Inlet (72°41'36"N ; 77°57'27"O ; 70 m au-dessus du niveau de la mer), située à environ 85 km au Sud-Est du site d'étude, était de -15,8°C. Les degrés jours de dégel sont de 473 et les degrés jours de gel de 5736. Le cumul annuel

moyen des précipitations est de 189 mm. L'hiver, où les températures journalières moyennes sont continuellement sous 0°C, commence au début du mois de septembre et se termine autour de la mi-juin, représentant une moyenne d'environ 285 jours/an (Environnement Canada dans Fortier et Allard, 2004). Le pergélisol de l'Île Bylot a une épaisseur probablement supérieure à 400 m (Maxwell, 1980).

Les échantillonnages du projet ADAPT ont été réalisés sur deux zones différentes, la première "Humide" (73°9'1,4" N ; 80°0'17" O) et la seconde "Mésique" (73°8'30,4" N ; 79°58'1,2" O) (Figure 13). Les échantillons prélevés lors du projet ADAPT sont présentés en Annexe 1 et ceux lors de la campagne terrain de 2016 en Annexe 2.

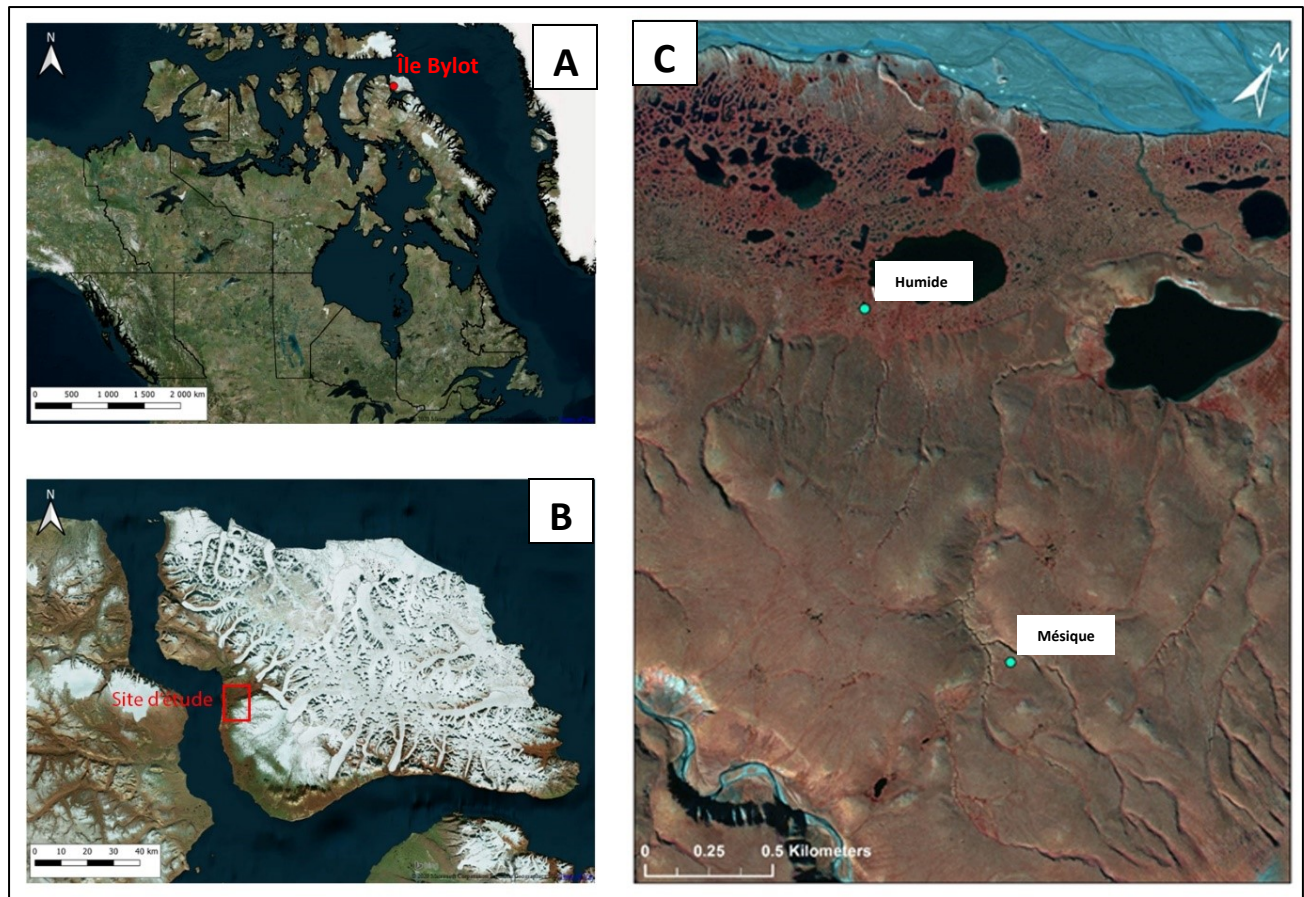


Figure 13. – Carte de localisation des sites d'échantillonnage du projet ADAPT à l'Île Bylot. A) Localisation de l'Île Bylot, Nunavut, Canada (2020) (Image satellite tirée de Google, U.S Geological Survey, Landsat / Copernicus, IBCAO). B) Localisation du site d'étude sur l'Île Bylot (2020) (Image satellite tirée de Google, Landsat / Copernicus, IBCAO). C) Localisation des 2 sites de forage, Humide et Mésique, aucune date n'est disponible pour l'image (Tiré de ADAPT, 2019).

La zone "Humide" est située dans un champ de polygones à coins de glace à centre déprimé sur faible pente. Les bourrelets des polygones entraînent la formation de dépressions au centre des polygones et ces derniers sont les milieux humides à l'étude. Les sols des polygones à coin de glace sont composés de tourbe sablo-silteuse et la végétation de surface est composée de graminoides de milieux humides (Duclos et al., 2006 ; Fortier et Allard, 2004) (Figure 14). La

géologie de surface est composée de grès et de shales peu consolidés de la formation Lancaster datant du Crétacé-Tertiaire (Miall et al., 1980).



Figure 14. – Polygones à coins de glace à centre déprimé humide (ADAPT, 2019). Un câble à thermistance d'une profondeur de 3m est installé au centre du polygone. En guise d'échelle, la boîte de bois servant à protéger l'enregistreur de données du câble à thermistance fait environ 60cm de largeur. Des dépôts glaciaires formant des collines sont observable en arrière-plan et constituent des milieux mésiques. La photographie a été prise le 31 juillet 2013 aux coordonnées suivantes : 73°8'30,4'' N ; 79°58'1,2'' O.

La zone "Mésique" se situe sur une moraine de décrépitude entre la vallée Qarlikturvik et la rivière Oasis (nom non officiel). La topographie est bosselée et la végétation homogène (Figure 15). Le site des forages est situé sur une pente drainée et parsemée de polygones à coins de glace plats qui abrite une végétation de type mésique (Duclos et al., 2006). Les sols de ces polygones à coins

de glace sont composés de dépôts glaciaires remaniés (blocs, sables et graviers) et recouverts d'une fine couche (cm) de matière organique décomposée.



Figure 15. – Polygones à coins de glace à centre plat (ADAPT, 2019). Des dépôts glaciaires bosselés et une végétation de type mésique caractérise le secteur. Photographie du site d'étude "mésique" (ADAPT, 2019). L'échelle est représentée par le matériel présent sur le site d'une largeur d'environ 60 cm (date et nom du photographe non disponible).

3.2.2. Beaver Creek

Les échantillons ont été prélevés de part et d'autre de la route Alaska Highway (Figure 16). La végétation de taïga est principalement composée d'arbres, d'arbustes, d'herbacées et de mousses (Figure 17 et 18). Selon les données d'Environnement Canada à la station Beaver Creek A ($62^{\circ}24'37''N$; $140^{\circ}52'03''O$), entre 1981 et 2010, la température moyenne annuelle était de -

4,9°C. Le cumul des précipitations était de 417 mm dont 117 mm sous forme de neige. La moyenne des degrés-jours de dégel était de 1573 et celle des degrés-jours de gel était de 3321.

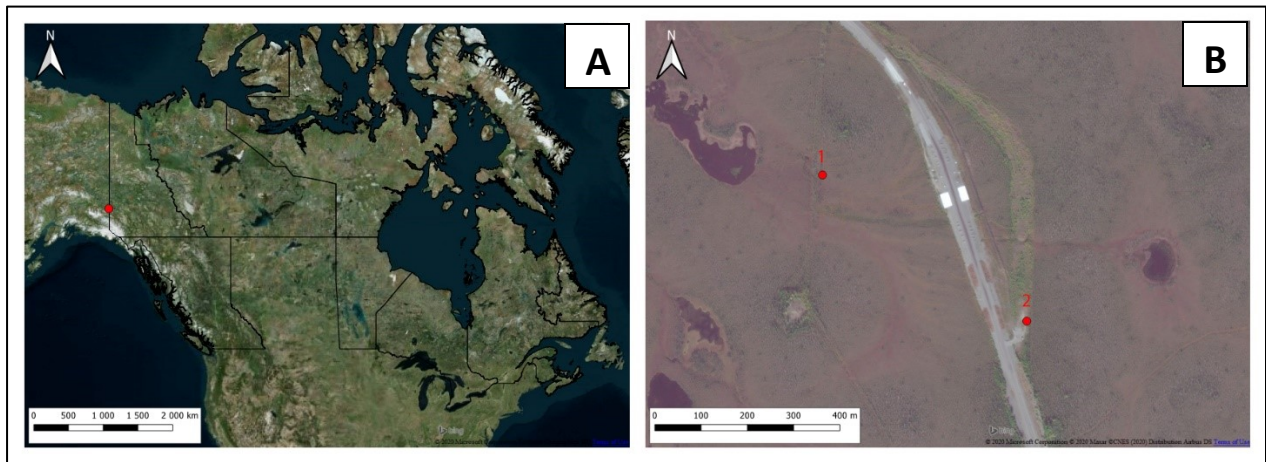


Figure 16. – A) Photographie aérienne localisant le site d'étude au Canada (Image satellite tirée de Google, U.S Geological Survey, Landsat / Copernicus, IBCAO). B) Localisation des sites de forage du projet ADAPT à Beaver Creek, Yukon. 1 : site humide ($62^{\circ}20'21''N$; $140^{\circ}50'27''O$) ; 2 : site mésique ($62^{\circ}20'14''N$; $140^{\circ}49'57''O$) (2020) (Image satellite tirée de Google, CNES / Airbus).



Figure 17. – Photographie de la végétation sur les sites d'échantillonnage "humides" localisés à l'Ouest de la route (ADAPT, 2019). Il s'agit de plantes herbacées et de mousse. Le gant sur la gauche de la zone d'étude représente l'échelle. La photographie a été prise le 18 juillet 2013 aux coordonnées suivantes $62^{\circ}20'21''N$; $140^{\circ}50'27''O$.



Figure 18. – Photographie de la végétation sur les sites d'échantillonnage "mésiques" localisés à l'Est de la route (ADAPT, 2019). La végétation est principalement constituée d'arbustes et arbres à feuilles persistantes. L'épaisseur du cordon qui délimite le site d'étude est d'environ 2 cm et représente l'échelle. La photographie a été prise lors du projet ADAPT, le 18 juillet 2013 aux coordonnées (62°20'14''N ; 140°49'57''O).

3.3. Microtomodensitométrie : état des connaissances

La tomodynamométrie (Ct-scan) permet d'imager les échantillons en 4096 valeurs de densité. Ces valeurs sont exprimées en Unités Hounsfield (HU) et correspondent à l'intensité tomographique qui est calculée par l'équation (2) (Calmels et Allard, 2004) :

$$TI = \left(\frac{\mu}{\mu_w} - 1 \right) \times 1000 \quad (2)$$

où Tl est l'intensité tomographique, μ correspond au coefficient d'absorption de l'échantillon et μ_w celui de l'eau. Dans le cas où le rayon intercepte l'interface perpendiculairement, μ aura une valeur maximum, tous les autres cas où l'alignement est quelconque alors μ aura une valeur inférieure et le calcul de Tl sera donc sous-estimé (Clausnitzer et Hopmans, 2000). L'échelle de Hounsfield créée à partir d'éléments ayant une valeur fixe déterminée arbitrairement comme l'eau distillée (0 HU) et l'air (-1000 HU) s'échelonne donc entre -1024 HU et 3071 HU (Larrivée, 2016). Le tableau 1 montre une estimation des valeurs de densité tomographique pour plusieurs matériaux, dont plusieurs ont des plages de valeurs qui se chevauchent. Les images sont converties en 8 bits avec 256 niveaux de gris où 0 correspond au blanc et aux matériaux les plus denses et 255 au noir pour les matériaux de densité plus faible (Capowiez et al., 1998). Les gaz apparaissent en noir, la glace en gris et les sédiments en gris clair et blanc (Calmels et al., 2008).

Matériel	Densité (g/cm ³)	Densité tomographique (HU)
Air	0,000	-1000
Eau	1 000	0
Glace	0,830 to 0,917	-170 to -83
Sol	0,880 to 2,000	-120 to 1920
Sable	1,442 to 2,082	844 to 2124
Argile	1,073 to 1,826	106 to 1612
Cailloux, humide	2 002	1964
Roche	2 512	2984
Quartz	1,201 to 2,643	362 to 3246
Mica	1,602 to 2,883	1164 to 3726
Tourbe, sèche	0,400	-600
Tourbe, humide	0,817	-183
Tourbe, saturé	1 121	202

Tableau 1. – Densité (g/cm³) de différents matériaux et l'équivalent estimé en HU, selon Clavano et al, 2011 (Tiré de Ducharme, 2016).

Les images scannées sont composées de voxels qui constituent des éléments de volume. Un voxel peut être comparé à un pixel avec une 3^{ème} dimension (Figure 19). Lorsqu'ils contiennent plusieurs matériaux de densités différentes, la valeur en HU est proportionnellement moyennée

parmi toutes celles des matériaux inclus dans le voxel, ce qui est connu comme étant l'effet de volume partiel. C'est-à-dire qu'un pixel dans lequel sont inclus 2 matériaux ou plus dont les densités sont différentes aura une valeur en HU qui sera égale à la moyenne des densités des matériaux inclus dans ce pixel (Clausnitzer et Hopmans, 2000 ; Ketcham et Carlson, 2001 ; Ketcham, 2005). L'intensité tomographique calculée avec l'équation (2) sera le plus souvent sous-estimée. L'effet de volume partiel peut donc entraîner la perte de certains détails important tels que les particules ou éléments les plus petits, ou une estimation erronée des proportions des différents constituants (Ketcham et Carlson, 2001). Cela implique donc que l'objet le plus petit pouvant être détecté doit être au moins 2 fois plus gros que la taille du pixel (Capowiez et al., 1998), l'effet de volume partiel est directement lié à la résolution des images. La résolution des images dépend de l'appareil utilisé pour scanner les échantillons. Il existe des micro-scanners qui permettent d'obtenir une résolution plus élevée (quelques microns à dizaines de microns) mais cela implique de prélever un échantillon de taille plus petite. Ces micro-scanners ont l'avantage d'être transportables et donc utilisables sur les sites d'étude. En revanche les scanners médicaux permettent d'étudier des échantillons de dimension plus importante mais la résolution est plus basse (quelques dizaines à centaines de microns).

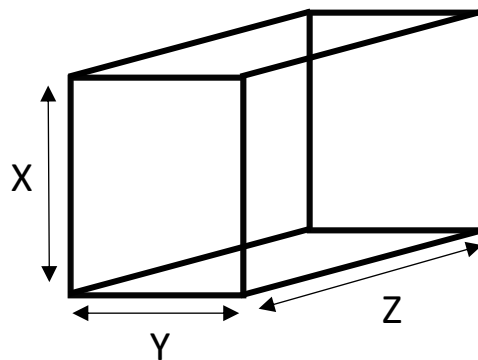


Figure 19. – Schéma d'un voxel. X et Y sont les dimensions d'un pixel sur une image. La dimension Z correspond à l'espacement entre 2 images.

Dans le contexte du pergélisol, l'utilisation de la tomodensitométrie en tant que méthode d'analyse quantitative se focalise sur la mesure des proportions de 3 des composants principaux

du pergélisol, soit les gaz, la glace et les sédiments ainsi que les structures internes qui sont observées à partir des images 2D et 3D (Calmels et Allard, 2004). La matière organique est difficile à isoler compte tenu des plages de densité étendues (due à un état de décomposition variable) et de sa teneur en eau (glace) variable. À partir de l'ensemble des images 2D d'un échantillon, un histogramme des valeurs de densité en HU est réalisé. Sa forme varie en fonction des teneurs de chaque élément présent (Calmels et al., 2010). La figure 20 présente deux histogrammes différents issus de plusieurs échantillons. Les pics montrent les valeurs de densité les plus fréquentes. Cela permet de donner une première indication de la distribution des valeurs de densité (en HU) dans l'échantillon et ainsi d'en déduire les éléments majoritaires.

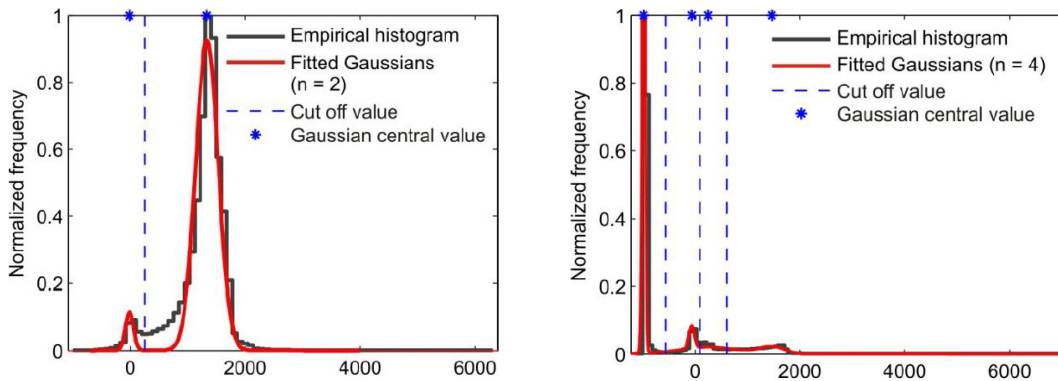


Figure 20. – Exemple de 2 histogrammes avec en abscisse les valeurs de densité en HU relatives à l'eau et en ordonnée la fréquence d'apparition des valeurs de densité dans l'échantillon étudié (Tiré de Calmels et al., 2010). (A) La courbe montre 2 pics autour de 0 HU et 1000 HU, il s'agit d'un échantillon ayant principalement des éléments à densité élevée ainsi que de l'eau ou de la glace ayant une plus faible densité. (B) L'historgramme possède un maximum de valeurs inférieur à -1000 HU indiquant des gaz puis un second pic autour de 0 HU signifiant la présence d'eau ou de glace. Il existe une multitude d'historgrammes possible selon l'échantillon ou sous-échantillon étudié.

Afin de déterminer plus précisément quelles sont les proportions de gaz, glace et sédiments, la méthodologie principalement utilisée consiste à définir les zones de l'images qui seront incluses dans l'historgramme et celles qui en seront exclues. La figure 21 montre deux méthodes pour

s'assurer que la zone d'étude de l'image contient uniquement des voxels appartenant à l'échantillon. Cela nécessite d'être effectué sur toutes les sections transversales et donc d'automatiser le processus.

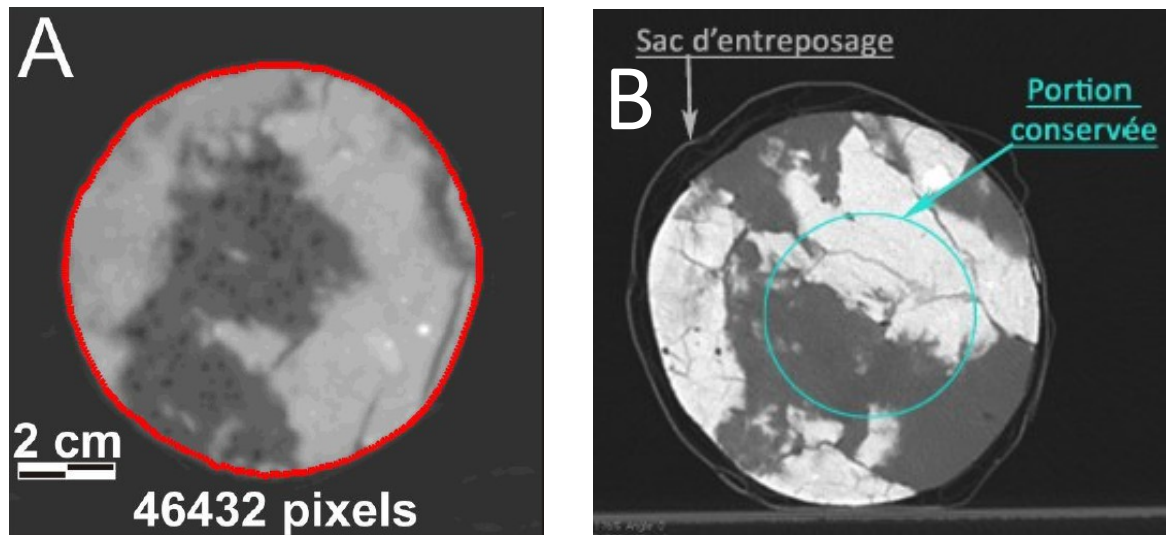


Figure 21. – Deux méthodes pour sélectionner la zone d'étude. (A) Sélection de la limite extérieure de l'échantillon (Tiré de Calmels et al., 2010), l'intérieur du cercle rouge correspond à la zone conservée pour les analyses. (B) Sélection d'un sous échantillon (Tiré de Larrivée, 2016), l'intérieur du cercle bleu clair est la région d'étude identifiée. Dans le cas (A) le contour de l'échantillon est flou et pourrait contenir des voxels ayant une moyenne entre l'air et les matériaux et donc certains d'eux pourraient être inclus alors qu'ils n'appartiennent pas à l'échantillon. Dans la méthode (B) on est assuré de n'avoir que des voxels faisant parti de l'échantillon, en revanche on s'affranchit d'une partie plus ou moins importante de l'échantillon.

Sélectionner l'entièreté de l'échantillon permet de calculer un volume qui pourra être comparé aux mesures en laboratoire (volume, teneur en glace). Dans le cas de la méthode en figure 21.A, la limite entre l'échantillon et l'extérieur est floue à cause de l'effet de volume partiel, donc dans

la zone sélectionnée il peut y avoir 3 types d'erreurs qui dépendront principalement de la méthode utilisée pour créer le contour de l'échantillon :

- Des voxels avec des valeurs moyennées.
- Des voxels de l'extérieur inclus dans l'échantillon.
- Des voxels de l'échantillon exclus.

En revanche ce problème de limite floue n'existe pas avec la seconde technique (Figure 21.B) mais on s'affranchit d'une partie de l'échantillon qui ne sera pas incluse dans les analyses et rend ainsi une comparaison avec des mesures effectuée en laboratoire impraticable.

Les différentes composantes peuvent être séparés les unes des autres par des techniques de segmentation. Celle qui est majoritairement utilisée consiste à déterminer des seuils de valeurs de densité en HU pour chacun des constituants à isoler (Taina et al, 2007). La segmentation impose donc un choix arbitraire de l'utilisateur pour ces seuils, ils peuvent donc varier en fonction de la personne analysant les images et son expérience.

La tomодensitométrie est une méthode efficace pour illustrer les cryostructures et la géométrie du pergélisol. Cependant, la résolution des Ct-Scan limite l'estimation de la teneur volumétrique en glace. Il n'est pas possible de déterminer la teneur en glace interstitielle (la glace dans les pores) pour les sédiments dont la taille des pores est inférieure à la résolution de l'appareil. La densité de la glace interstitielle est alors moyennée avec celles du sédiment (Calmels et al., 2010) ou tout autre élément inclus dans le pixel. Comme les Ct-Scan médicaux ont une résolution supérieure à 100 μm , la teneur en glace interstitielle des sables fins, silts et argiles, est forcément erronée. En revanche, elle est mieux estimée pour des sédiments plus grossiers comme les sables moyens à grossiers et les graviers.

La matière organique constitue une autre source d'erreur. En effet sa densité varie selon son état de décomposition et de plus elle est mélangée à la glace. Elle possède donc des valeurs de densité proche de cette dernière lorsque la matière organique est saturée en eau (glace). Il est donc nécessaire de déterminer la proportion de matière organique à l'aide d'une autre méthode post-scan (Calmels et al., 2010), ce qui signifie qu'il faut que l'échantillon soit encore disponible pour des analyses en laboratoire.

3.4. Objectifs du projet de recherche

La tomodensitométrie en géocryologie est utilisée pour effectuer des analyses qualitatives (Dillon et al., 2008 ; Coulombe et al., 2019 ; Davesne et al., 2021 ; Fortier et al., 2012), principalement la visualisation 2D et 3D du pergélisol et l'analyse de cryostructures. Il existe peu d'études quantitatives basées sur les valeurs de densité des différents matériaux (Calmels et al., 2010 ; Ducharme, 2016 ; Lapalme et al., 2017). La complexité de l'analyse quantitative des composants du pergélisol réside notamment dans le choix des seuils de valeurs de densité de la glace qui diverge selon les auteurs et qui la plupart du temps ne sont pas publiés et basés sur un choix arbitraire. De plus le niveau de précision de la segmentation peut varier si les pixels des images étudiées ont les valeurs de densité en HU (4096 valeurs, plus précis) ou s'ils contiennent uniquement l'information des niveaux de gris (256 valeurs, moins précis). Dillon et al. (2008) ont proposé un modèle MATLAB pour extraire le pourcentage volumétrique de glace d'un échantillon gelé. L'analyse a été réalisée sur des données en ton de gris et les auteurs précisent que le choix des seuils de valeurs pour discriminer quantitativement les composantes de l'échantillon était le paramètre le plus critique et le plus difficile à établir. Cela rend la calibration des seuils plus compliqué car le changement d'une unité peut entraîner une surestimation ou sous-estimation importante car une unité en niveau de gris correspond à 16 valeurs en unités Hounsfield.

Ducharme (2016) a analysé les Ct-Scans d'échantillon de pergélisol avec des pixels contenant la densité en HU. L'objectif premier était de modéliser la conductivité thermique en intégrant à son modèle les teneurs en glace mesurées sur les Ct-Scans. Les teneurs volumétriques en glace dérivées des Ct-Scans n'ont pas été validées par des analyses en laboratoire. L'observation de ses résultats montre qu'en général la différence entre les deux teneurs en glace est inférieure à 5%, la teneur estimée sur les Ct-Scans est soit surestimée soit sous-estimée. Fortier et al. (2012) ont également estimé la teneur volumétrique en glace dans MATLAB en utilisant une technique de délimitation des seuils basée sur la densité des composants de glace basale des glaciers (basal ice) sans toutefois préciser quels sont ces seuils. Ces études récentes mettent en lumière la difficulté des analyses quantitatives associées à la géocryologie et la nécessité d'investiguer plus en détail celles-ci.

Quant aux analyses qualitatives, elles s'appuient parfois sur des modélisations en 3D à partir des Ct-Scans ce qui implique que les artéfacts engendrés par divers facteurs, notamment l'effet de volume partiel présentes sur les Ct-Scans vont se répercuter sur les modèles 3D.

La teneur en glace volumétrique déterminée par Ct-scans comporte une erreur dû à l'effet de volume partiel engendré par la résolution de l'appareil. Notre hypothèse est que cette erreur peut être corrigée à l'aide d'une équation empirique dérivée des valeurs de teneurs volumétriques en glace mesurées en laboratoire.

Les objectifs de ce projet de recherche sont : 1) modéliser en 3D les cryostructures de la classification nord-américaine de Murton et French (1994) et reprise et améliorée dans French et Shur (2010) ; 2) développer une méthode permettant d'estimer les volumes de glace à partir des images Ct-Scans ; 3) quantifier l'erreur entre l'analyse des proportions en glace entre le Ct-Scans et celles mesurées en laboratoire sur l'échantillon physique ; 4) réduire l'erreur entre la teneur en glace mesurée en laboratoire et celle estimée sur les Ct-Scans à l'aide d'un facteur de correction de la glace interstitielle dérivé de mesures en laboratoire.

CHAPITRE 4 – MÉTHODOLOGIE - ARTICLE

Computed tomography in frozen soil science, a comparison of CT-scan estimations and laboratory measures of volumetric ice contents

Darey Jonas¹ and Fortier Daniel^{1,2}

¹ Geography department, University of Montreal

² Center of Northern Studies, Laval University

4.1. ABSTRACT

In permafrost science, computed tomography is useful to quantify the ice content and image permafrost cryostructures. The cryostructures of the North American classification (Murton and French, 1994; French and Shur, 2010) were modeled in 3D to improve cryostructure visualisation. We compared quantitative estimate of ground ice derived from the Ct-scan to laboratory measurements. An equation was then computed from this data and it was tested on another dataset with both laboratory measurements and CT-scan estimations. The ice proportion's error was lowered on this dataset showing that the equation is effective to correct CT-scans' estimations. Estimation of ice volume for organic-rich sample is possible but visualisation can be distorted at the sediment-ice boundary. Organic matter content can hardly be resolved using density threshold segmentation. 3D modeling showed the presence of worm hole shaped artifacts around gas bubbles in structureless non visible interstitial cryostructures. It is caused by the partial volume effect and could be partly removed by scanning at a higher resolution.

KEY WORDS: X-Ray computed tomography; cryostratigraphy; cryostructures; permafrost; volumetric ice content; 3D imaging modelling.

4.2. INTRODUCTION

Permafrost regions cover nearly 50% of the Canadian Territory and the stability of permafrost biogeosystems rests essentially on the integrity of ground ice. Degradation of permafrost in response to climate change triggers active layer deepening and ground ice melting (Biskaborn et al., 2019; Ding et al., 2019). This has severe impacts on infrastructure such as roads and buildings creating significant hazards and risks for the population of northern communities (Nelson et al., 2002; Hjort et al., 2018) and damages caused to infrastructure lead to high maintenance costs (Reimchen et al., 2009). Hazards associated to permafrost degradation essentially arise from the melting of ground ice at depth (Doré et al., 2016; Melvin et al., 2017; Nelson et al., 2003).

Cryostratigraphy is the study of the amount, the geometry and the distribution of ice and sediments in frozen ground. The shapes taken by ice and sediment in the ground are called cryostructures. Cryostructures are useful to characterize permafrost, to estimate the volume of ground ice and used to describe the thermal, geological, and morphological environment in which the sediments were deposited and infer paleoenvironmental and paleoclimatic conditions during permafrost growth and after (Gilbert et al., 2016; French and Shur, 2010). Cryostratigraphy is necessary in geotechnical engineering in areas where permafrost occupies a major part of the territory such as Canada, Russia, and China (Vincent et al., 2010). French and Shur (2010) presented the principles of cryostatigraphy along with a classification of cryostructures (originally developed by Murton and French (1994)) which is now widely used by the permafrost science community.

We revisited this classification using microcomputed tomography to develop high resolution bidimensional (2D) and three-dimensional (3D) models of cryostructures. We propose a method to quantify air, sediment, and ice content of permafrost cryostructures, based on the differential density of these components. Computed tomography allows imaging a sample with 4096 density values and each of them correspond to a variation of 0.1% in density and are expressed in Hounsfield Units (HU) (Calmels and Allard, 2004). The Hounsfield scale was created from elements with a fixed value such as distilled water (0 HU) and air (-1000 HU). The values range from -1024

HU (low density) to 3071 HU (high density). A full CT-scan sample comprises several images called slices and it is made of voxels. Voxels can be viewed like a pixel with a third dimension. These dimensions are the images' pixel size for the x and y dimension and the spacing between two pictures represents the third dimension. The resolution of the CT-scan determines the limit of detection, and some small objects may not be visible. The smallest object that can be detected must thus be at least twice the size of the pixel (Capowiez et al., 1998). When a pixel is occupied by more than one component, it creates the *partial volume effect* (Clausnitzer and Hopmans, 2000). It makes quantitative analysis challenging and inevitably lead to erroneous volume estimations (Ketcham et Carlson, 2001).

CT-scans were used successfully to image and describe qualitatively the cryostructures of permafrost (e.g. Calmels et al. 2008; Sliger et al. 2015; Lapalme et al. 2017; Verpaelst et al., 2017), glacier ice (e.g. Fortier et al. 2012; Coulombe et al. 2019), and frozen remolded soils (e.g. Fourrie et al. 2007; Torrance et al., 2008; Darrow and Lieblappen, 2020). CT-scans were also used quantitatively to estimate the volumes of gas, ice, and sediments of permafrost samples (Calmels and Allard, 2004, 2008; Dillon et al. 2008). A segmentation (Taina et al., 2007) of the CT-scan based on the density threshold values of permafrost components is applied to determine their volumetric content. However, threshold values vary between studies as they were mostly user defined and volumetric contents were not calibrated against laboratory measurements to ensure of their representativity. In the case of permafrost soils, the size of soil pores is generally smaller than the CT-scan resolution which implies that volumetric ice contents are under or over estimated (Calmels et al., 2010). We validated volumetric ice contents of permafrost samples estimated by the segmentation of permafrost Ct-Scans against laboratory measurements. We developed an empirical equation to correct volumetric ice and sediment contents extracted from permafrost CT-scans. We first applied a segmentation to the Ct-Scans images, reconstructed in 3D the cryostructures of permafrost, calculated the volumetric ice content, and developed an empirical equation to reduce the CT-scans volumetric ice content error.

4.3. METHODS

Permafrost samples were scanned using a Siemens SOMATOM sensation 64 CT-scan, hosted at Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) in Quebec City (Canada). We used an image processing software (Dragonfly©, Version 2020.2) to display the images in 2D along each axis and in a 3D view. 3D tools were used to generate 3D meshes and to perform quantitative and qualitative analysis on the images. In permafrost, sediments and rock appear white, gases inclusions and water appear black, and other materials, such as ice and organic matter, can have various shades of grey depending on their density.

4.3.1. Permafrost samples

Permafrost samples, showing different cryostructures and sediment types, collected during several field campaigns on Bylot Island, Nunavut (2015, 2016, 2019) and Beaver Creek, southwestern Yukon (2015) were scanned at INRS. We used a total of 171 permafrost samples. The majority (160 samples) were from Bylot Island, and we added 11 samples from Beaver Creek to cover more cryostructure types. The CT-scan images of the samples along with photographs of the permafrost cores are presented in appendices 1 and 2.

4.3.2 3D reconstruction of permafrost cryostructures and volumetric content of ice, sediment, and gases in permafrost

CT-scan images were processed to isolate the permafrost sample and remove foreign elements such as the CT-scan stage, sampling bags, air, etc (see appendix 4 for technical details on the procedure). A segmentation based on the comparison of published density threshold values and on our experience of CT-scan permafrost analysis was performed on the CT-scan images to isolate the ice (-320 to 560 HU), the sediment (561 to 3071 HU), and the gases (-1024 to -321). Organic matter was not considered due to its variable density which makes it difficult to isolate from ice or sediments. Therefore, organic matter was interpreted either as ice or sediments depending on

its density values and generated errors in the quantitative estimates of permafrost components. We visually identified the cryostructures of the permafrost cores on the 3D CT-scan images according to the classification presented in French and Shur (2010). We created 3D models of permafrost cryostructures and included them to the classification to improve visualisation of the cryostructures.

4.3.3 Laboratory validation and error estimation of volumetric ice and sediment content derived from CT-scans

The volumetric ice and sediment contents estimated from CT-scan was compared to volumetric ice content measured in the laboratory. Samples were cut to include, as much as possible, only one cryostructure. Ice, sediment and organic content were measured using the methods presented in appendix 5. It was not always possible to isolate only one cryostructure as some had a primary and a secondary cryostructure grading into each other. The volumetric ice content was converted to ice percentage for both CT-Scans and laboratory measurements. The volumetric content of gases in permafrost is low, it was considered negligible, and it was not measured in the laboratory. The error ($error_{ice}$) between the volumetric ice content calculated from CT-scan and from laboratory measurement was computed using equation (8) where $\tau_{ice,lab}$ is the proportion of ice measured in the laboratory and $\tau_{ice,scan}$ is the proportion of ice estimated on the CT-scans in percent.

$$error_{ice} = |\tau_{ice,lab} - \tau_{ice,scan}| \quad (8)$$

4.4. RESULTS

4.4.1. Evaluation of the density thresholds to estimate the volumetric ice content

The density thresholds defined for ice volume estimates used in this study (-320 to 560 HU) were qualitatively and quantitatively compared to those published in the literature (Table 2, Appendix 6). Two samples were used for the comparison (Table 3, Appendix 6). Sample #1, from Bylot

Island, has a large density range (from -1024 to 3071 HU) whereas sample #2, from Beaver Creek, has a lower density range (from -1024 to 2847 HU).

Figures 38 and 39 in Appendix 6 show 2D scans with the ice imaged in blue using the thresholds used in different studies. Ice volumes reconstructed using CT-scans with various ice thresholds and by laboratory measurements are shown in Table 3 and figure 22.

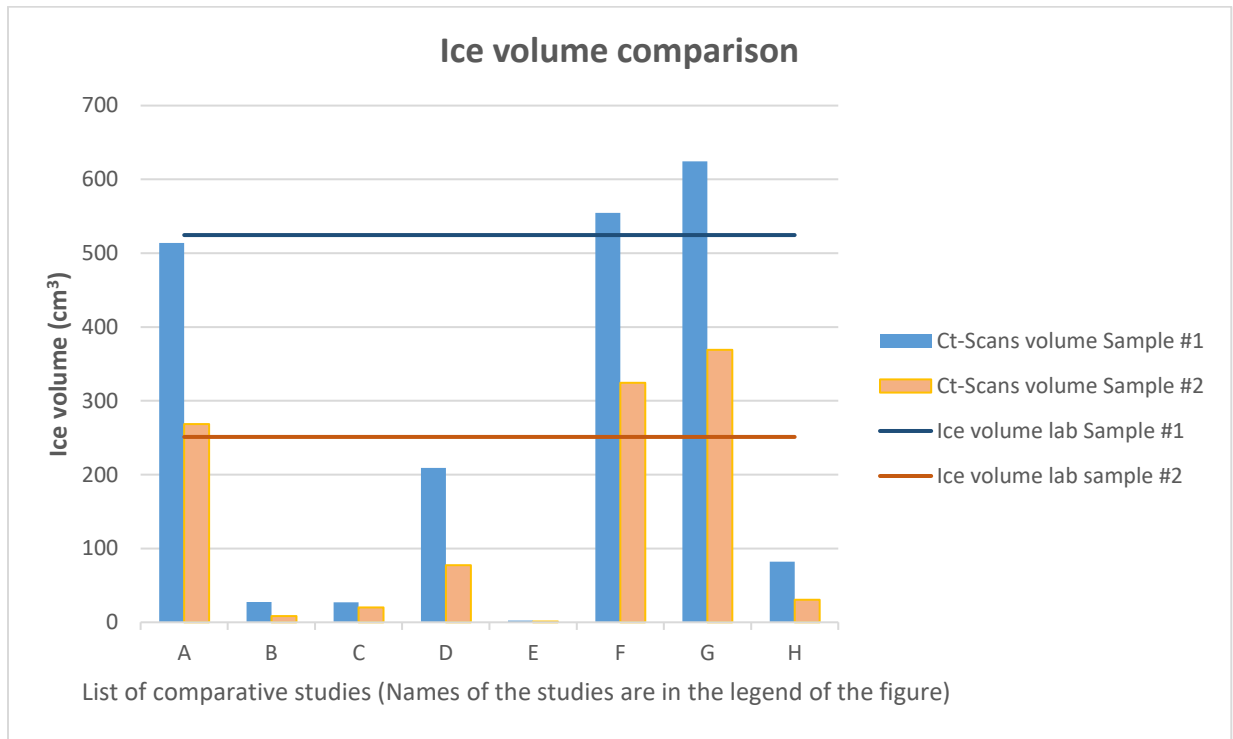


Figure 22. – Ice volumes estimated with Ct-Scans between using density thresholds from this study and those published in the literature. "Ice volume lab" is the ice volumetric content measured in the laboratory. A, thresholds used in this study; B, Kawamura, 1988; C, Dillon et al., 2008; D, Calmels et al., 2010; E, Crabeck et al., 2016; F, Lapalme et al., 2017; G, Liep-Lappen and Obbard, 2017; H, Clavano et al., 2011 in Ducharme, 2016.

4.4.2. Validation of the volumetric ice and sediment contents derived from CT-scans

A segmentation based on density threshold values was performed on the CT-scan images and the calculated volumetric content of the ice, the sediment, and the gases. The CT-scans analysis suggested that the volumetric gas content of the samples was low (< 2% on average) (Appendix 3). 171 permafrost samples were analyzed in the laboratory to calculate their volumetric and ice, sediment and organic matter contents and the results are presented in Appendix 3. The volumetric ice content extracted from the CT-scans were compared to laboratory values to evaluate the error in the CT-scans estimates. The mean absolute error for all the samples is 15.05%; with a maximum absolute error of 46.86 %, a minimum absolute error of 0.08 %, and a standard deviation of 10.54. We compared the difference between CT-scans' ice and sediment proportions and the absolute error between laboratory measurements and CT-scan estimates of ice contents (Figure 23). Sample points located to the left of the y axis have overestimated CT-scan ice proportions whereas it is underestimated for sample points to the right of the axis. A linear regression fit among the sample points give an equation with R^2 of 0.9.

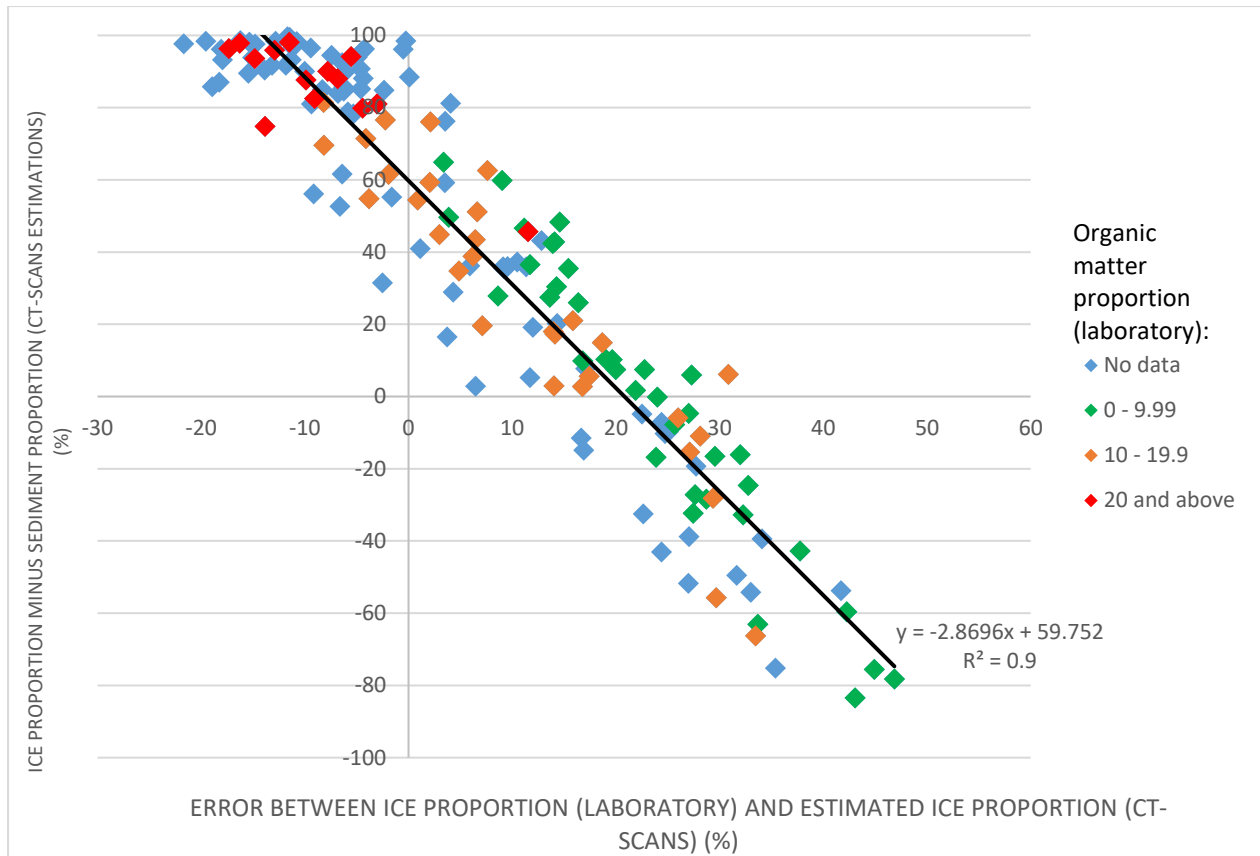


Figure 23. – Comparison of the error between volumetric ice content measured in the laboratory and calculated from the CT-scans, and the sediment proportion (%) subtracted from the ice proportion (%). 3 outliers were removed.

The organic matter content of the permafrost samples measured in the laboratory was available for 48% of the samples. In figure 23, classes of organic matter appear in colors. It suggests that the volumetric ice content of organic-poor permafrost (0 to 10 %) is always underestimated whereas it is always overestimated for organic-rich permafrost (20 % and above). Figure 24 shows the relationship between the organic matter content measured in the laboratory and the error between volumetric ice content measured in the laboratory and calculated from CT-scans. A linear regression fit among the sample points give an equation with R^2 of 0.17, which indicates that other factors than the organic matter content, such as its distribution, structure and density explain the volumetric ice content estimation error.

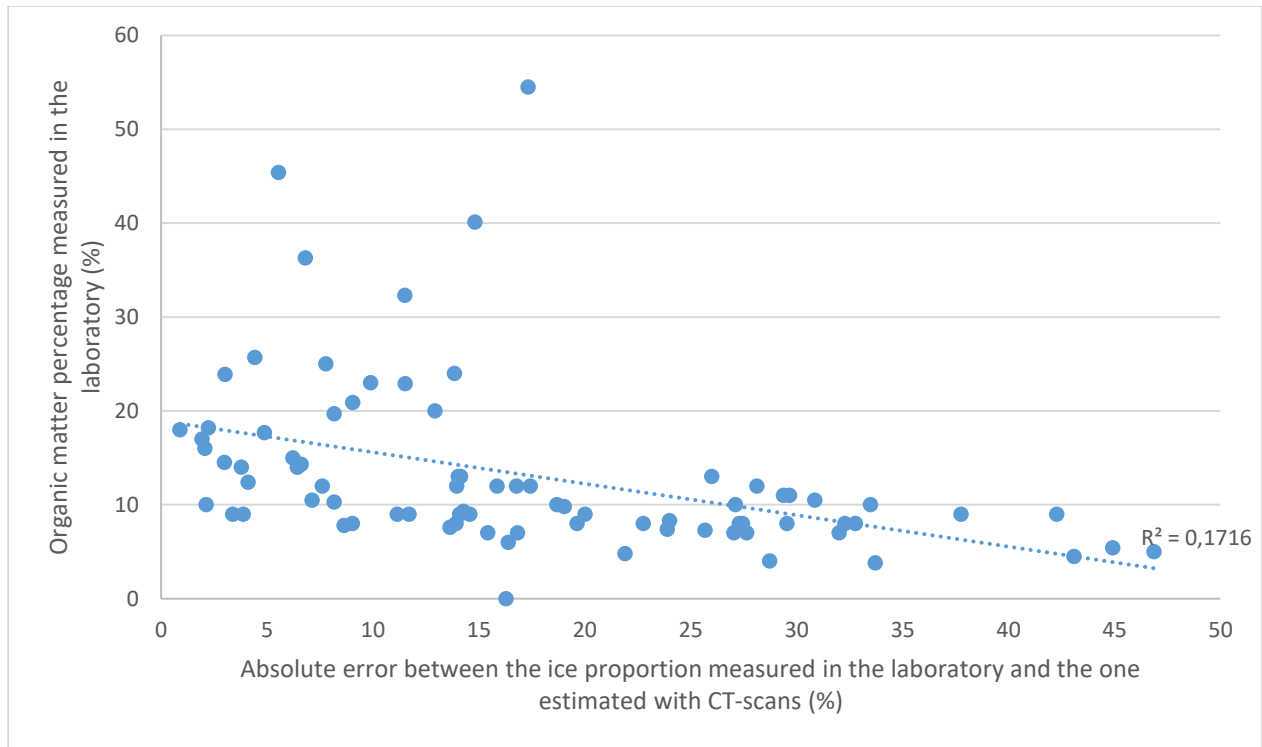


Figure 24. – Comparison of the organic matter content (%) measured in the laboratory with the absolute error between the ice percentage measured in the laboratory and calculated with CT-scans.

Figure 25 shows the distribution of errors between the samples, with 39% of the samples (67 samples) having an error below 10%. We used the empirical equation of figure 23 to correct the error in the CT-scans' volumetric ice content estimates. The error was decreased for 79.53 % of the samples (136 samples). The mean corrected error is 5.35 %, the maximum error is 26.68 %, the minimum error is 0.03 %, and the standard deviation is 4.91. Using this equation, 84% of the samples (144 samples) have a (corrected) error between 0% and 10%, compared to 39% before correction.

The impact of the CT-scans resolution on the volumetric ice content error has been analyzed. Data from Appendix 3 shows that the range of error was larger (0.9% to 46.9%) for the finer x and y resolution CT-scans (0.1758 mm) and smaller (2.2% to 33.7%) for the coarser resolution CT-scans (0.2441 mm). The same was observable for the z resolutions (0.4 and 0.6 mm), with a larger range

of error for the coarser resolution: from 0.9% to 46.9% for the 0.4 mm resolution and from 2.2 to 33.7 for the 0.6 mm resolution. For our permafrost samples, increasing the number of voxels increased the partial volume effect which ultimately increased the volumetric ice content error.

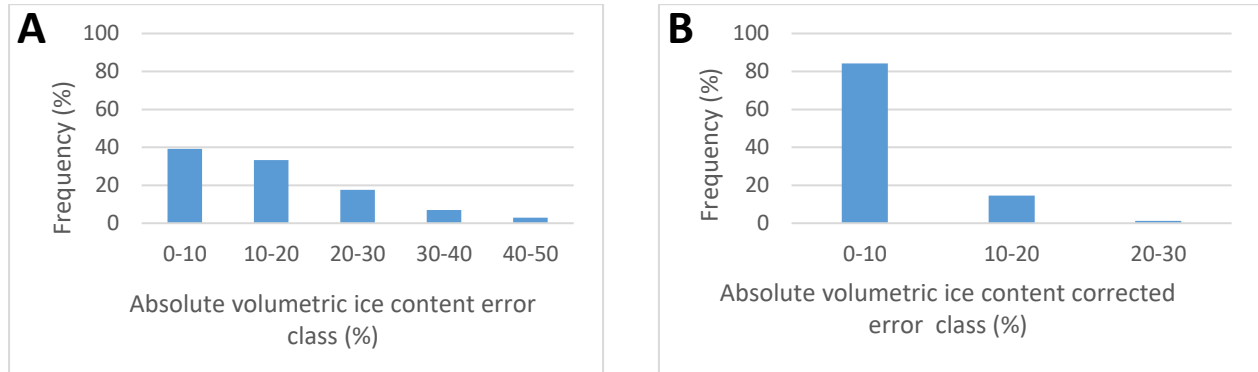


Figure 25. – A) Classification of absolute volumetric ice content errors. B) Classification of corrected absolute volumetric ice content error.

Figure 26 shows the averaged volumetric ice content measured in laboratory and those estimated with Ct-scans classified by cryostructure. For massive ice and lenticular cryostructures, measurements and estimations are close and slightly underestimated, by 1% and 4% respectively. For the suspended and layered cryostructures, the Ct-scan averaged volumetric ice content is lower than the measured values by around 12%. The reticulate averaged estimated volumetric ice content is much lower than laboratory measurements (24% difference). For the structureless samples with organic matrix, the averaged estimated volumetric ice content is slightly higher (4%) than laboratory values.

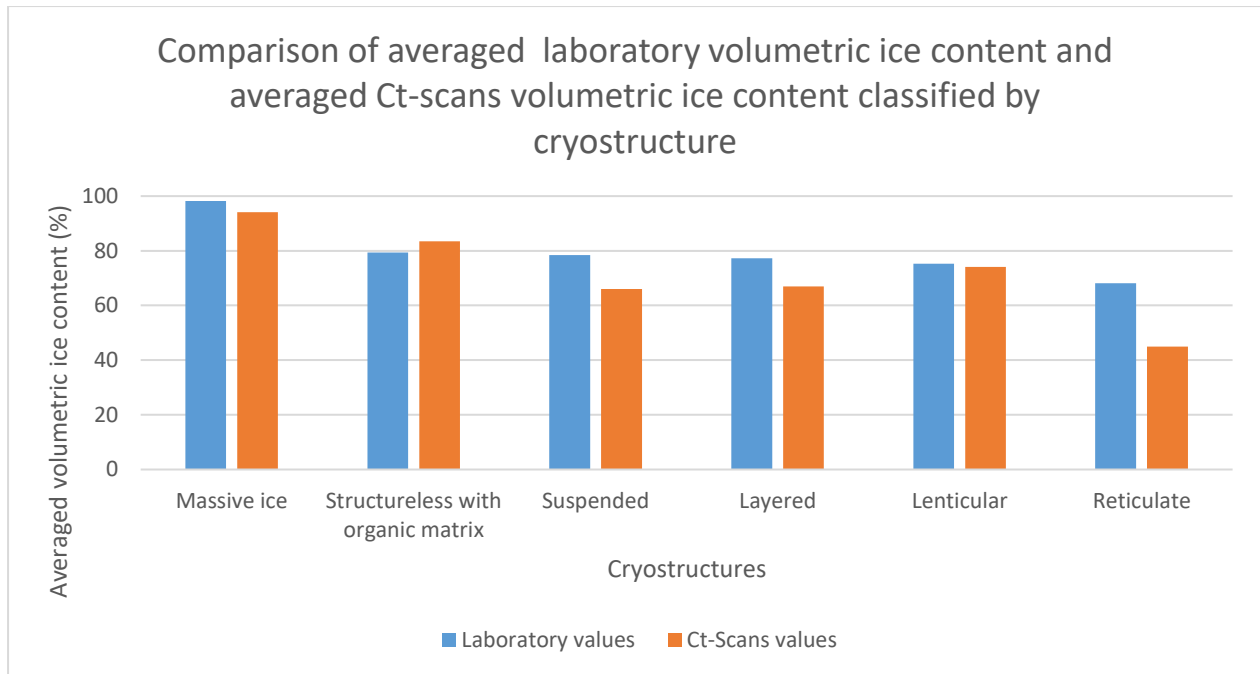


Figure 26. – Comparison of the averaged laboratory volumetric ice content and the CT-Scan volumetric ice content, classified by cryostructure.

4.4.3. 3D modeling

Every cryostructure from the French and Shur (2010) classification was modeled in 3D.

- Lenticular cryostructure

Figure 27 shows a 3D model of a lenticular cryostructure (voxel resolution: 0.1758 x 0.1758 x 0.4 mm). Ice lenses are clearly identifiable by dark bands on the CT-scan and blue bands (Fig. 27 B, D) in the models. Ice lenses vary in thickness, can be discontinuous, and they can merge. The gas inclusions are essentially clustered in the ice lenses into elongated bubbles aligned perpendicular to the ice lenses orientation (Fig. 27 E).

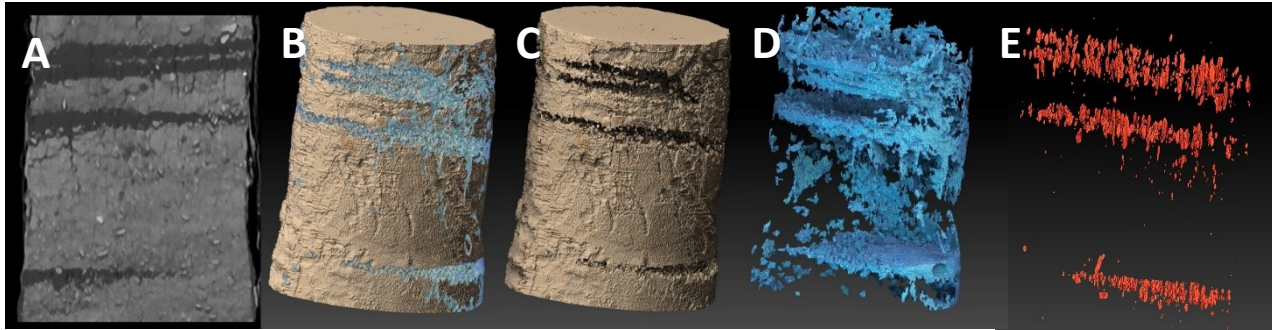


Figure 27. – CT-scan and 3D model of a lenticular cryostructure (sample origin: Bylot Island). A) Raw 2D CT-scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Microlenticular cryostructure

Figure 28 shows a 3D model of a microlenticular cryostructure (voxel resolution: 0.2441 x 0.2441 x 0.6 mm). The ice lenses are thin (< 1 mm), identifiable by dark bands on the CT-scan and blue bands (Fig. 28 B, D) saturating the soil in the models. The ice lenses are short, laterally discontinuous, and may be sub-parallel or merging to create a braided pattern. The gas inclusions are dispersed through the ice lenses essentially clustered into small, rounded bubbles (Fig. 28 E).

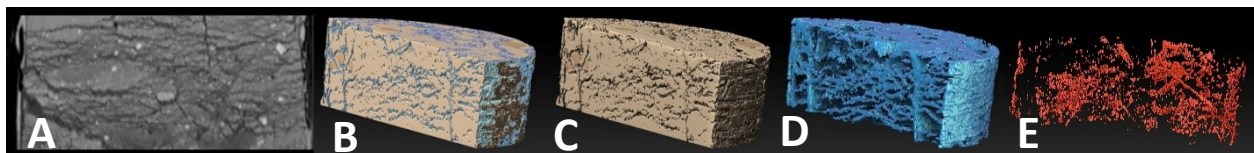


Figure 28. – CT-scan and 3D model of a microlenticular cryostructure in gravelly silt (sample origin: Bylot Island). A) 2D CT-scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Layered cryostructure

Figure 29 shows two 3D models of a layered cryostructure. The voxel resolution is 0.244 x 0.244 x 0.6 mm for the top sample and 0.1758 x 0.1758 x 0.4 mm for the bottom one. The layered cryostructure is composed of a series of closely spaced ice lenses, separated by bands

of sediments with reticulate ice. Ice lenses and ice veins are identifiable by dark sub-horizontal to sub-vertical and oblique bands on the CT-scan and blue bands (Fig. 29 B, D) in the models. Frost heave from ice lenses formation created faults in the frozen ground, breaking pre-existing micro ice lenses (< 1 mm). The gas inclusions are clustered in the ice lenses into elongated bubbles aligned perpendicular to the ice lenses orientation and other elongated bubbles are also dispersed in the sediment (Fig. 29 E).

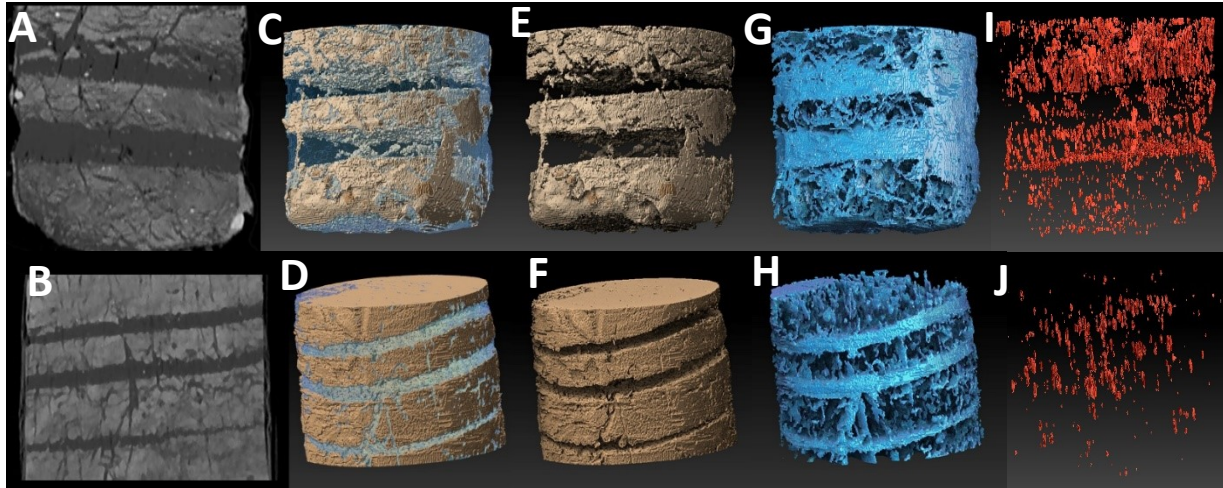


Figure 29. – CT-scan and 3D model of a layered cryostructure. Top: layered cryostructure in sandy silt made of two ice lenses connected by multidirectional reticulate ice veins (sample origin: Bylot Island). Bottom: layered cryostructure in silt made of three separate ice lenses connected by sub-perpendicular ice veins (sample origin: Bylot Island). A) and B) 2D CT-scans. C) and D) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). E) and F) 3D model of sediments. G) and H) 3D model of ice. I) and J) 3D model of gases (air bubbles).

- Ice veins

Figure 30 shows two 3D models of ice veins. The voxel resolution is 0.244 x 0.244 x 0.6 mm for the top sample and 0.1758 x 0.1758 x 0.4 mm for the bottom one. Ice veins are included in the sediment matrix forming sub-vertical to oblique veins of ice cross-cutting the sediments. The ice veins may be isolated or interconnected to other ice veins or ice lenses. Ice veins and micro ice lenses (< 1 mm) are identifiable by dark sub-vertical and oblique bands (ice veins) and

subhorizontal thin bands on the CT-scan and blue bands (Fig. 30 C, D, G, H) in the models. The gas inclusions are clustered in the ice veins into slightly elongated to rounded bubbles aligned parallel to the general orientation of the ice veins (Fig. 30 I, J). The 3D reconstruction of this cryostructure created 'worm hole' like artifacts illustrated by the distribution of ice and air bubbles in Fig. 30 G. Figure 31 show a 'worm hole' like artifact which is created when more than one object of different densities occupies a pixel.

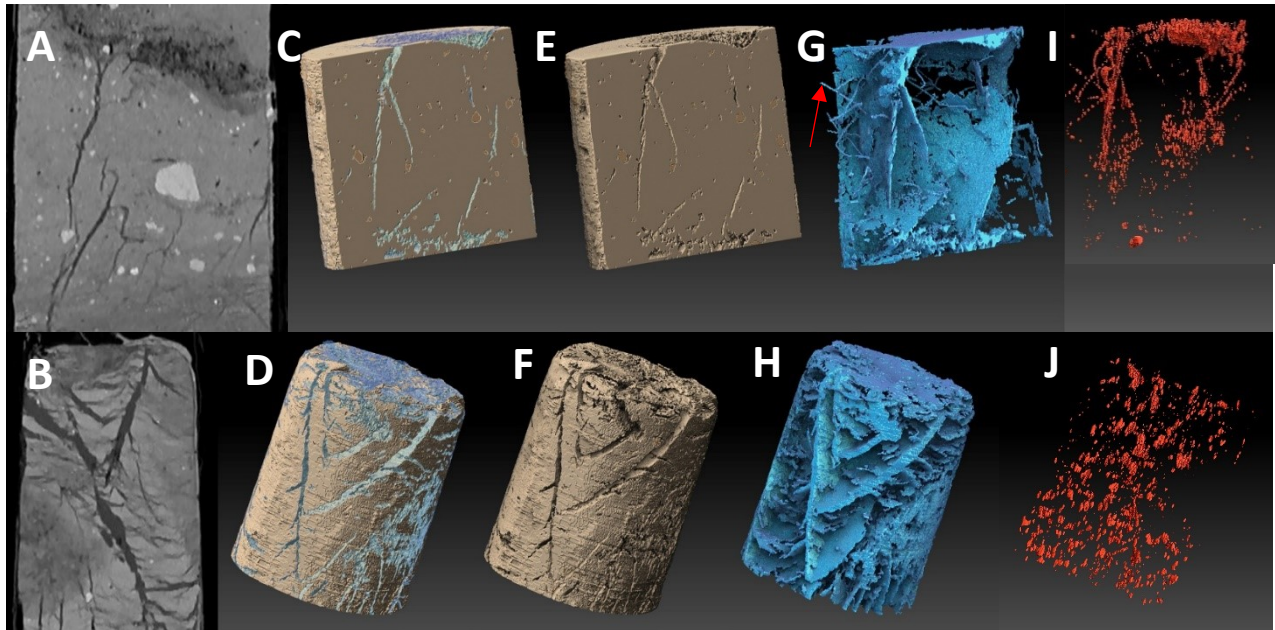


Figure 30. – CT-scans and 3D models of ice veins. Top: oblique to sub-vertical ice veins in gravelly silty sand (sample origin: Bylot Island). Bottom: oblique interconnected ice veins and sub-horizontal micro ice lenses (< 1 mm) (sample origin: Bylot Island). The red arrow points to the "worm hole" like artifact. A) and B) 2D CT-scans. C) and D) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). E) and F) 3D model of sediments. G) and H) 3D model of ice. I) and J) 3D model of gases (air bubbles).

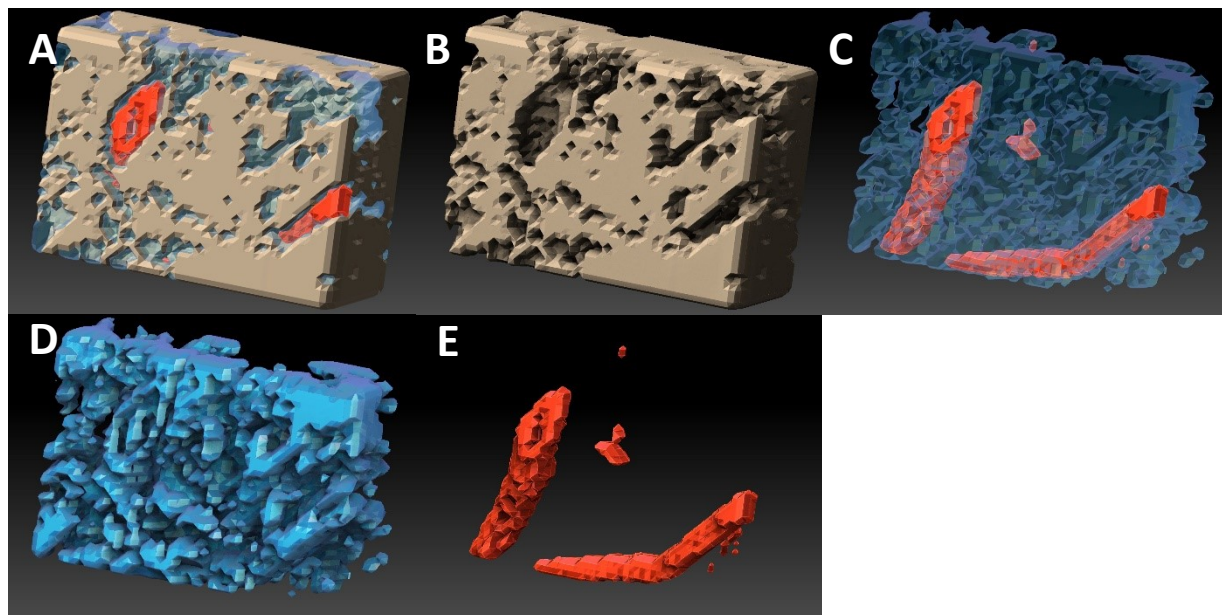


Figure 31. – Example of a ‘worm hole’ like artifact caused by the partial volume effect. A) 3D model of ice (blue), sediments (brown) and gases (orange). B) 3D model of sediments. C) 3D model of ice and gas. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases.

- Reticulate cryostructure

Figure 32 shows a 3D model of a reticulate cryostructure (voxel resolution is 0.2441 x 0.2441 x 0.6 mm). The reticulate cryostructure is made of intersecting horizontal and vertical shrinkage and pressure cracks filled with ice and surrounding sediment blocks. In the model, reticulate ice is present in the sediment layer and connect perpendicularly with ice lenses. Sub-vertical to oblique ice veins and sub-horizontal micro ice lenses (< 1 mm) forming the ice mesh are usually of different thicknesses. Reticulate ice connected to ice lenses are identifiable by dark sub-vertical and oblique bands (ice veins) and subhorizontal bands on the CT-scan and blue bands (Fig. 32 B, D) in the models. In the reticulate ice mesh, the gas inclusions are clustered in the ice veins into rounded to slightly elongated bubbles aligned parallel to the general orientation of the ice veins and in micro ice lenses (< 1 mm) as dispersed rounded bubbles (Fig. 32 D). As in the lenticular cryostructures, the gas inclusions in the ice lenses connected to the reticulate ice mesh are

essentially clustered into elongated bubbles aligned perpendicular to the ice lenses orientation (Fig. 32 E).

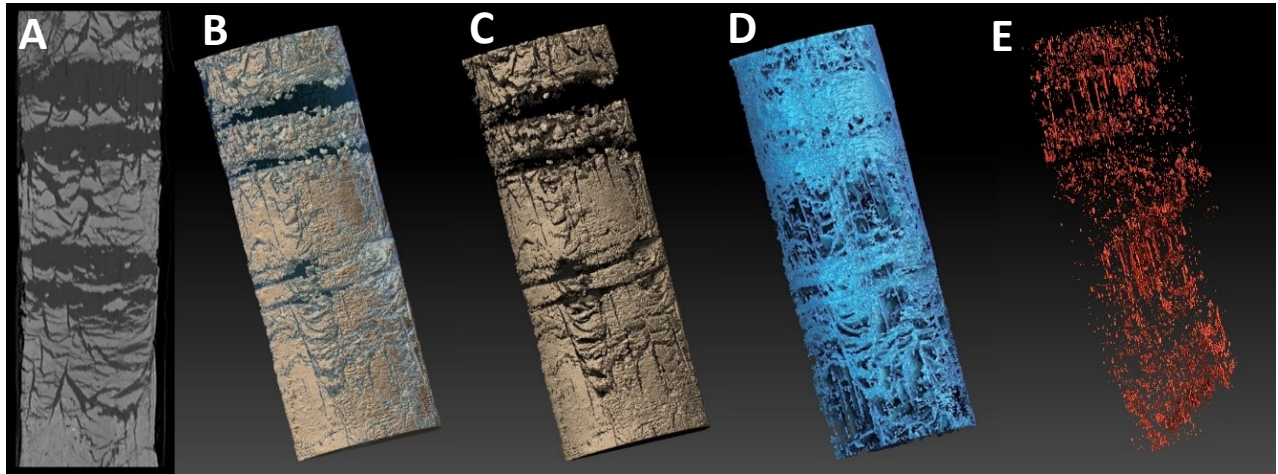


Figure 32. – CT-scans and 3D models of a reticulate cryostructure in sand made of oblique to sub-vertical ice veins connected to micro ice lenses in the sediment (sample origin: Bylot Island). The reticulate mesh is itself connected perpendicularly to thicker ice lenses. A) 2D CT-scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Suspended cryostructure

Figure 33 shows a 3D model of a suspended cryostructure (voxel resolution: 0.2441 x 0.2441 x 0.6 mm). The suspended cryostructure comprises sediment aggregates or rock fragments that are suspended in the ice matrix. On the CT-scan, ice is dark gray and surround sediment aggregates (light gray) and gravels (white). The omnipresence of ice makes it difficult to model it in 3D as the internal ice structure may be masked by ice from the core periphery (Fig. 33 D). The gas content is high and gases inclusions are dispersed in the ice with an apparent vertical orientation. On the CT-scan, this is illustrated by thin vertical dark bands (Fig. 33 A). In the 3D model the presence of several ‘worm hole’ like artifacts created by the partial volume effect decrease the accuracy of bubble distribution and orientation.

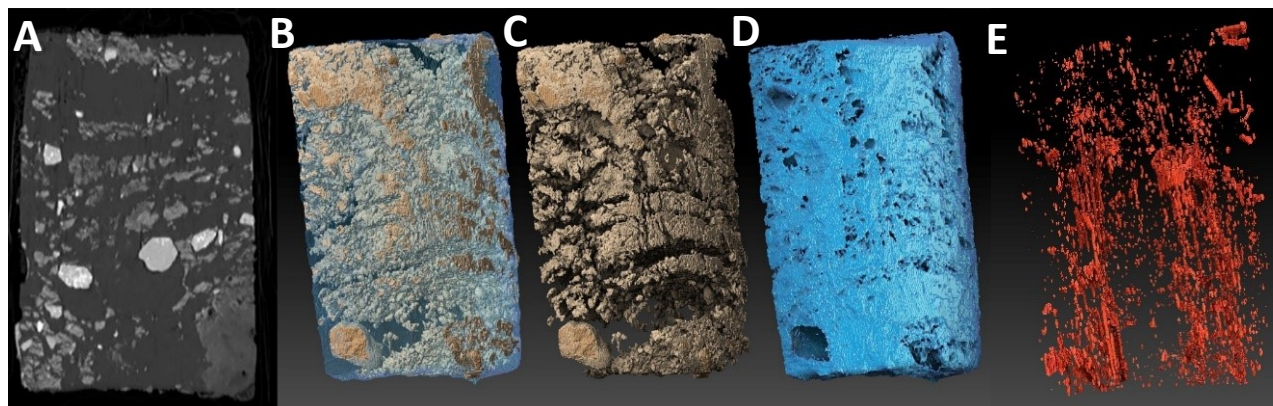


Figure 33. – CT-scans and 3D models of a suspended cryostructure in gravelly sandy silt (sample origin: Bylot Island). A) 2D CT-scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Crustal cryostructure

Figure 34 shows a 3D model of a crustal cryostructure (voxel resolution: 0.2441 x 0.2441 x 0.6 mm). The crustal cryostructure forms an ice coating that partially or completely surrounds an object, usually a rock fragment and sometimes pieces of wood. On the CT-scan, the ice is dark gray and surrounds the rock fragment which appears in white (Fig. 34 A). In the 3D model, the rock fragment appears as suspended in the ice (Fig 34 B, C, D). Rounded to slightly elongated bubbles are dispersed in the ice coating around the rock fragment.

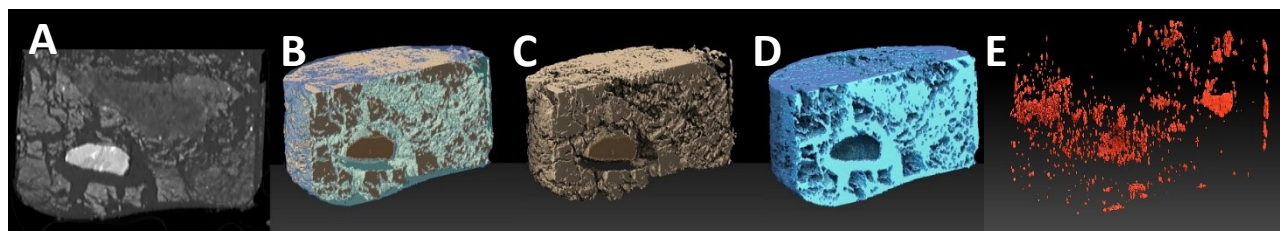


Figure 34. – CT-scans and 3D models of a crustal cryostructure in gravelly sandy silt (sample origin: Bylot Island). A) 2D Ct-Scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Structureless with visible pore ice

The absence of a clear cryostructure in a permafrost sample is described as structureless. This indicates that the ice is essentially composed of pore ice which can be visible or invisible to the unaided eye. This absence of cryostructures can be present in various types of sediments. On the CT-scan, the ice is dark gray (Fig 35 A). In the models, the ice is dispersed in the sediment (invisible pore ice) and can occasionally be concentrated (visible pore ice). Air bubbles are rounded but nearly absent.

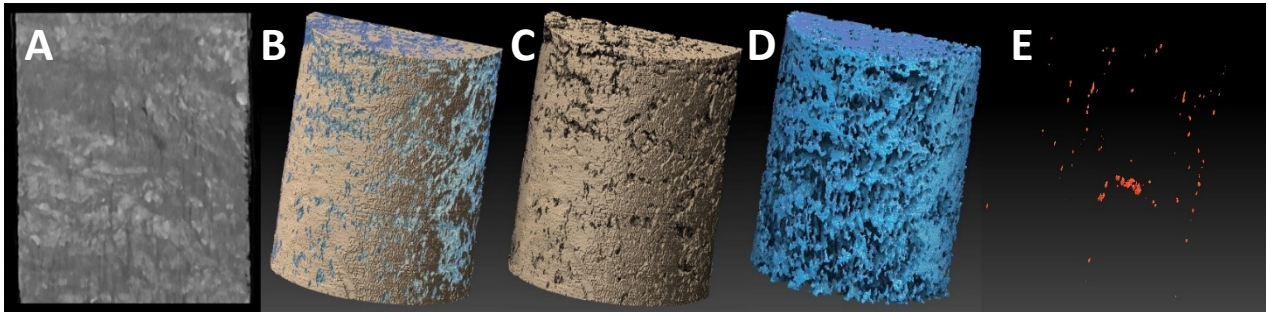


Figure 35. – CT-scan and 3D modeling of a structureless sandy silt matrix with visible pore ice permafrost sample (sample origin: Bylot Island). A) 2D CT-scans. B) 3D model with Ice (blue) and sediments (brown). C) 3D model of sediments. D) 3D model of ice. E) 3D model of gases (air bubbles).

- Massive ice

Figure 36 shows a 3D model of a massive ice (voxel resolution: 0.244 x 0.244 x 0.6 mm). The volumetric ice content of massive ice is close to 100% when the ice is bubble-poor and between 95 and 100% when the ice is bubble-rich. The gas content is high with slightly elongated bubbles dispersed in the ice and some bubble trains are aligned sub-vertically.

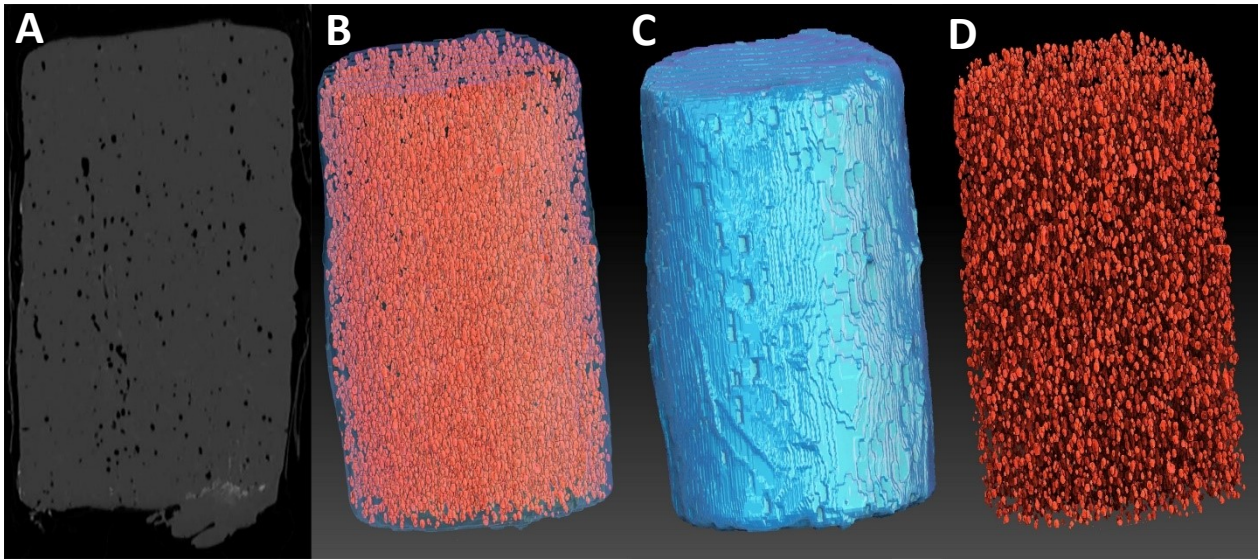

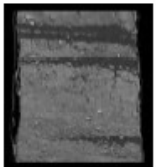
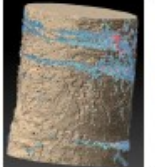

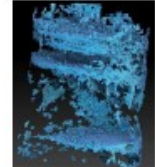

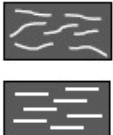
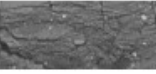
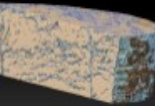

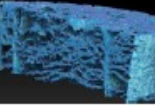


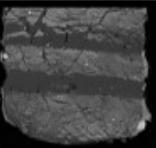


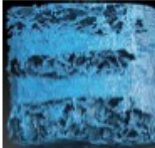
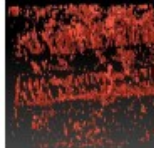

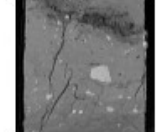
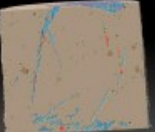
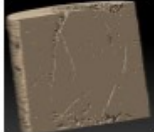
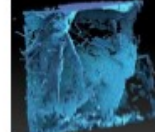

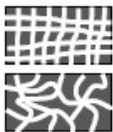
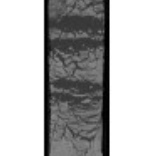
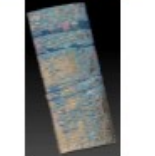

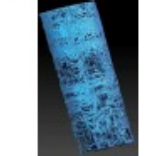


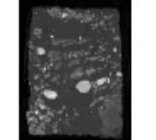


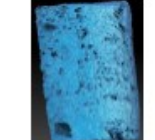
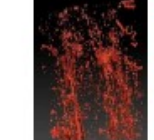


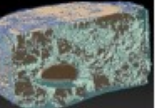
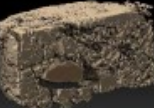




Figure 36. – CT-scans and 3D model of massive ice (sample origin: Beaver Creek). A) 2D Ct-Scans. B) 3D model with Ice (blue) and gas (orange). C) 3D model of ice. D) 3D model of gases (air bubbles).

To improve the visualisation of the French and Shur (2010) classification (modified from the classification of Murton and French, 1994), we have integrated, for every cryostructure an example displayed on 4 pictures that are a CT-scan slice, a 3D view of the cryostructure, a 3D view of the sediments only, a 3D view of the ice and finally a 3D view of the gases (Figure 37).

Cryostructure name	Illustration (modified from Murton and French, 1994)	2D example (Ct-Scan)	3D example			
			Ice, sediments and gas	Sediments only	Ice only	Gas only
Lenticular						
Micro-lenticular						
Layered/belt-like structure						
Ice veins						
Reticulate						
Suspended						
Crustal						

4.5. DISCUSSION

4.5.1. CT-scans analysis

The density thresholds used in previous studies produced much lower ice content compared to our study, except for those of Lapalme et al. (2017) and Liep-Lappen and Obbard (2017) which are similar or higher (Figure 22). The thresholds used in this study are the closest to the ice volume obtained by laboratory measurements. Therefore, both quantitative and qualitative comparisons of estimated ice volumes confirm the choice of a -320 to 560 HU range for the density threshold values for the ice.

Estimation of volumetric ice content using the CT-scans have absolute error below 50%, and the ice volume can be underestimated or overestimated. The mean absolute error is 15.05% with a 10.54 standard deviation value. It indicates that most samples have an absolute error between 4.51% and 25.59%. Equation (9) (From figure 23) is used to correct the ice volume of a given sample.

$$\tau_{ice,corrected} = \tau_{ice,estimated} + \frac{(\tau_{ice,estimated} - \tau_{sediment,estimated} - 59.752)}{-2.8696} \quad (9)$$

Where:

$\tau_{ice,corrected}$ is the ice proportion corrected.

$\tau_{ice,estimated}$ is the ice proportion estimated with CT-scan methodology.

$\tau_{sediment,estimated}$ is the sediment proportion estimated with CT-scan methodology.

Equations 10 and 11 are used to build a figure to evaluate if the ice volume is underestimated or overestimated. The x axis coordinate is computed by equation (10) and the y axis coordinate by equation (11). It also gives an estimation of the organic matter percentage which must be validated by observations on the real sample or CT-scan.

$$x = \tau_{ice,corrected} - \tau_{ice,estimated} \quad (10)$$

$$y = \tau_{ice,estimated} - \tau_{sediment,estimated} \quad (11)$$

In this study, this method decreased the error in 76% of the cases. Before correcting the errors, 39% of the samples (67) had an error below 10% whereas after the correction with equation (9), 84% of the samples (144) have an error below 10% (Figure 25.A and 25.B). Improvement of equation 9 and of the correction of volumetric ice content, can be achieved by adding samples analyzed by CT-scans and validated by laboratory measurements to the database. It would be interesting to study synthetic ice-saturated samples with an identical sediment content but with variable organic matter proportions to see their impact on the linear regression of figure 34 and the volumetric ice content estimations.

Interestingly, CT-scan with a higher resolution had a higher absolute error (Appendix 3). This could be caused by various factor such as the organic matter proportion, its distribution, its density (decomposition), the cryostructure, the grain size and the pore size. In general, organic rich samples have a lower error than organic poor samples but the volumetric ice content is overestimated (figure 23, Appendix 3). The proportion of organic matter that induced an overestimation was comprised between 10% and 20% (Figure 23). The overestimation of the volumetric ice sample is caused by the density of the organic matter that often falls within the ice density range.

4.5.2. 3D modeling of permafrost cryostructures

The 3D modelling of permafrost cryostructures worked well for the majority of the cryostructures (Figure 33). However, several factors can create artifacts in 3D models. Most permafrost sediments have a pore-size that is smaller than the resolution of the CT-scan and as such pore ice is generally not detected fully. Due to its size, geometry, and alignment, an object can span more than one pixel without entirely filling them. These situations imply that a pixel may contain portion(s) of other component(s). The density value of these pixels will be an average obtained from the respective proportion of the components. This type of artifact is called the *partial*

volume effect and it can alter to various degrees 3D modelling of permafrost cryostructures. The partial volume effect causes boundaries between different material to be blurred.

Ice-rich permafrost is supersaturated in ice and has a low sediment content. The *partial volume effect* may alter the density values of the pixels located along the contact zone between the ice and the sediment and leads to erroneous components' volume estimations (Ketcham and Carlson, 2001). In 3D modelling of ice-rich permafrost, partial volume effect can slightly change the boundary geometry of the reconstructed cryostructures. Ice-poor permafrost is structureless and composed of sediment cemented by pore-ice. In 3D modelling, due to the CT-scan resolution, it was not possible to isolate the pore-ice by density thresholds and the ice pattern couldn't be reconstructed.

On the 3D models, when gas bubbles are not visible, small artifacts are often visible on the ice mesh. These artifacts are due to the partial volume effect. Gases have low density values and sediments high values so when averaged, the resulting value may be within the ice density range (Figure 30.G and 31). Organic matter in permafrost generated significant artifacts in 3D models. Pixels of organic-rich permafrost often contain both ice and organic matter. This partial volume effect generates pixels within the ice-density range. On Figure 31, an organic-rich-structureless sample with visible pore ice erroneously appears as a layered cryostructure in the 3D model. This is due to the ice volumes being wrongly generated by the density threshold segmenting. Figure 31, a structureless sample with visible pore ice at a finer resolution wrongly appears as massive ice when modeled in 3D. The structureless sample with visible pore ice on Figure 31 at the bottom does not have a high amount of organic matter and the 3D model is representative of the sample. Organic matter is often visible in 2D because of its texture, but since it is difficult to isolate it by density threshold segmenting, 3D models of organic-rich permafrost often contain significant artefacts.

As figure 26 shows, for lenticular cryostructure, massive ice and structureless samples with organic matrix, the averaged volumetric ice content estimated with Ct-scans is close to the one measured in laboratory. For the massive ice, estimations are close to reality mainly because the sample is mostly made of ice and the sediment and organic matter proportion is very low. For the

lenticular cryostrucure, the ice is mainly concentrated in some part of the sample (ice lenses) which means that the pore ice is low compared to the ice lenses and thus the partial volume effect has a low effect. For the structureless sample with organic matrix, the partial volume effect combined with the organic matter Hounsfield values creates an overestimation of the volumetric ice content. Even with a different geometry the suspended and layered cryostructures have similar averaged measured volumetric ice content and averaged estimated ice content. For the suspended cryostructure the partial volume effect affects the contact between ice and the rock fragments or sediment aggregates with the ice matrix. The voxels creating this boundary probably have a density value included inside the sediment proportion because rock fragments have a high density and when averaged with the surrounding ice, it still remains high enough to be part of the sediment thresholds. For the layered cryostructure, the volumetric ice content underestimation results from the incapacity to resolve the ice in the porosity with the Ct-scan. This phenomenon is well illustrated by the stronger underestimation for the reticulate cryostructure that has a high volumetric sediment content with poorly detected pore ice.

4.6. CONCLUSIONS

We used new density threshold values, validated by laboratory measurements, to estimate the volumetric ice content of permafrost with CT-scans. Using laboratory measurements, we developed empirical equations to correct the absolute error in CT-scan based volumetric ice content estimates. This method allows determining if a sample's ice proportion is overestimated or underestimated and to evaluate the organic matter proportion. Even though it is possible to observe textures of organic matter on CT-scans images, organic matter remains difficult to isolate with density threshold segmentation due to the wide range of density of organic matter in permafrost. It was empirically defined that the volumetric ice content of permafrost with 10% to 20% organic content was overestimated. More work remains to be done to systematically study the relationship between organic matter content and volumetric ice content. It remains unclear at which Ct-scan resolutions volumetric ice content is best estimated. The empirical equations

presented in this study to estimate volumetric ice content from Ct-scans can be improved by adding samples from any pan-Arctic site to the database.

The cryostructures of the French and Shur (2010) classification were successfully modeled in 3D using CT-scans. This new visualisation tool allows for a better, more realistic, representation of the cryostructures and their components. However, the partial volume creates artefacts in the 3D models, errors in the geometry of reconstructed cryostructures, and misrepresentation of volumetric ice contents. Overall, the error of the volumetric ice content estimation using Ct-scan is low for very ice-rich cryostructures and increases with the sediment content.

Acknowledgment

The authors would like to thank Elisabeth Hardy-Lachance, Audrey Veillette, the ADAPT project team and Centre d'Études Nordiques (CEN) for sharing the CT-scans, permafrost samples and their laboratory data and Michel Sliger for his assistance in the laboratory. This project was financially supported by National Sciences and Engineering Research Council of Canada Discovery, granted to Daniel Fortier.

CHAPITRE 5 – DISCUSSION

5.1. La modélisation 3D

Pour la science du pergélisol, la modélisation 3D à partir des CT-scans permet de mettre en évidence les volumes de glace et de sédiments, les types de cryostructures et la forme, la taille, la quantité et l'orientation bulles de gaz dans le sol gelé. La modélisation 3D est utilisée pour réaliser des analyses qualitatives car les analyses quantitatives ne nécessitent pas de modèle en 3D de l'échantillon. Il est tout de même important de noter que certains logiciels, afin d'effectuer des analyses quantitatives imposent une modélisation en 3D. La modélisation 3D est quant à elle tributaire de tous les problèmes qui apparaissent sur le Ct-Scan comme ceux associés à la résolution utilisée, l'effet de volume partiel ou la quantité de matière organique pour ne citer que les principaux.

Pour modéliser les échantillons de pergélisol en 3D à partir des Ct-Scans il est obligatoire d'isoler chaque constituant et donc de déterminer quelles sont leurs plages de valeurs de densité. Ces seuils de densité sont définis arbitrairement par l'opérateur ce qui représente une certaine difficulté car il n'existe pas dans la littérature de valeurs exactes de densité pour la glace ou les sédiments. Comme le milieu d'étude, le pergélisol, est un milieu hétérogène constitué de glace, de gaz, de matière organique et de sédiments de diverses densités, il existe plusieurs plages de densité qui peuvent se superposer. Il est donc très difficile de dire avec certitude que les seuils choisis sont les plus adaptés et on note que dans la littérature peu d'études publient les seuils de densité utilisés et peu d'études ont validé les résultats par des mesures en laboratoire.

La matière organique, qui selon son état de décomposition peut avoir des valeurs de densité élevées (par exemple une branche) ou des valeurs faibles (par exemple fibres de bryophyte peu décomposées), pose un réel problème pour la modélisation 3D et l'analyse des Ct-Scans en général car elle ne peut pas être isolée efficacement par segmentation basée sur les seuils de densité. La matière organique peut ainsi être incluse dans la glace ou en partie dans les sédiments, créant potentiellement des erreurs. Le modèle 3D d'un échantillon riche en matière organique et en glace peut alors apparaître totalement erroné. Les particules plus fines et les pores du

sédiment dont la taille est inférieure à 2 pixels peuvent être masquées si la résolution du Ct-Scan n'est pas suffisante pour atteindre ce niveau de détail.

L'effet de volume partiel engendre de nombreuses erreurs à différentes échelles. Lorsqu'un voxel contient plusieurs matériaux de densités différentes alors la densité calculée dans le voxel est une moyenne pondérée des densités de tous les matériaux. Par exemple une matrice de sédiments composées d'éléments dont les diamètres sont faibles apparaîtra comme étant une pâte plus ou moins homogène et on ne pourra pas distinguer chacun des grains. C'est le cas également pour les pores qui seront non visibles. Outre le fait de masquer certains éléments, l'effet de volume partiel peut engendrer des artéfacts. Par exemple dans un échantillon où il y a un contact entre les sédiments et une bulle de gaz, l'effet de volume partiel crée à la limite entre ces 2 éléments des voxels ayant des densités moyennées qui vont ensuite appartenir à la plage de valeur de densité de la glace.

Lorsqu'on effectue une modélisation 3D des composantes d'un échantillon il convient donc de prendre en compte ce genre de problème qui peuvent impacter le résultat dans des proportions variables. Il est donc nécessaire de contrôler la qualité du modèle avec le Ct-Scan. Néanmoins, la majorité des cryostructures présentes dans le pergélisol peuvent être modélisées en 3D avec succès.

5.2. Pergélisol et tomодensitométrie

La présente étude destinée à estimer le volume de glace d'un échantillon de pergélisol au moyen des Ct-Scans a permis le développement d'une méthodologie et l'approfondissement des connaissances relatives à l'étude des Ct-Scans. La méthode développée permet d'estimer le volume de glace à partir de seuils de densité. Généralement ceux-ci étaient choisis arbitrairement et empiriquement. Dans notre étude, ces seuils ont été comparés avec ceux de la littérature. Bien que le volume de glace estimé soit plus proche de la réalité avec ces seuils qu'avec ceux issus de la littérature, il convient de garder en tête qu'ils peuvent être encore affinés afin de mieux représenter la réalité. La difficulté pour définir ces seuils réside également dans le fait que la

quantité de matière organique va perturber les comparaisons entre les volumes estimés et les volumes mesurés en laboratoire. En effet, comme cette étude le montre lorsque la quantité de matière organique est élevée, le volume de glace estimé a tendance à être surestimé.

Cette étude a également permis d'améliorer l'estimation de la proportion de glace à partir des Ct-Scans. L'erreur entre la teneur en glace mesurée en laboratoire et celle estimée sur les Ct-Scans est inférieure à 50% pour l'ensemble des 171 échantillons étudiés. Cette méthodologie a permis de corriger la teneur en glace estimée sur les Ct-Scans avec un taux de réussite de 76%. Avec la méthode développée, et les équations empiriques présentées en figure 34, il est possible de déterminer si le volume de glace est sous-estimé ou surestimé ainsi que d'évaluer approximativement la quantité de matière organique. Afin d'améliorer cette approche de correction de la teneur en glace, il serait nécessaire d'utiliser d'autres échantillons provenant de sites d'études différents. Cela permettrait ainsi d'affiner l'équation de la droite pour une meilleure correction de la teneur en glace.

Les résultats montrent que les échantillons ayant les plus fortes erreurs sont ceux ayant une meilleure résolution et que les échantillons ayant une plus forte quantité de matière organique ont une plage d'erreur moins importante. Afin de connaître réellement l'impact de la résolution sur l'erreur d'estimation du volume de glace, il serait intéressant de posséder des échantillons scannés plusieurs fois à différentes résolutions sur chacun des axes x, y et z. Concernant la matière organique, il pourrait être pertinent d'étudier dans un premier temps des Ct-Scans d'échantillons composés à 100% de matière organique à différents stades de décomposition. Puis par la suite introduire un certain pourcentage de glace afin d'estimer l'effet du volume partiel et potentiellement le corriger.

CHAPITRE 6 – CONCLUSION

L'utilisation des Ct-Scans en géocryologie est principalement qualitative, il n'existe que très peu d'étude quantitative pour évaluer la quantité de glace dans un échantillon de pergélisol sans altérer celui-ci par des manipulations en laboratoire. L'amélioration des technologies actuelles permet d'obtenir des images avec de meilleures résolutions mais aussi des logiciels plus performants dont les outils sont adaptés pour l'étude quantitative de Ct-Scans. Cependant la difficulté réside principalement dans le fait qu'il n'existe pas de consensus sur les valeurs de densité de la glace et donc il appartient à l'opérateur de les définir de façon arbitraire. Cependant une légère différence entre les valeurs des seuils n'impacte pas significativement les volumes de glace estimés. Cette étude a permis de quantifier l'erreur qui existe entre l'estimation du volume de glace avec les Ct-Scans et sa valeur réelle mesurée en laboratoire ainsi que de développer une équation permettant de réduire cette erreur avec un taux de réussite de 76%.

Quant aux analyses qualitatives réalisées dans ce projet, elles ont montré les limites des Ct-Scans pour modéliser en 3D où certains échantillons voient leurs cryostructures apparaître de façon erronée et plus particulièrement les volumes de glace et de sédiments. Certains modèles 3D sont donc inexploitable dans le cadre d'analyses qualitatives. Ces problèmes ont différentes origines telles que la résolution des Ct-Scans, l'effet de volume partiel et la quantité de matière organique qu'il n'est pas possible de différencier de la glace ou des sédiments. De plus un artéfact se présentant sous la forme d'un film autour de bulles de gaz a été mis en évidence par la modélisation de diverse cryostructures. Celui-ci est créé par l'effet de volume partiel dû à la résolution des Ct-Scans.

L'étude dans son ensemble a permis une meilleure compréhension de l'utilisation des Ct-Scans d'échantillons de pergélisol en mettant en relief les différents facteurs qui impactent la qualité des études quantitatives et qualitatives et pour les futurs travaux.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAPT (2019). ADAPT Arctique en Développement et Adaptation au Pergélisol en Transition. Repéré à <http://www.cen.ulaval.ca/adapt/index-fr.php>
- Allard, M. (1996). Geomorphological changes and permafrost dynamics: key factors in changing arctic ecosystems. An example from Bylot Island, Nunavut, Canada. *Geoscience Canada*, 23(4).
- Allard, M., & K-Seguin, M. (1987). Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(1), 141-152. Doi : <https://doi.org/10.7202/032671ar>
- AMAP (2019). AMAP Climate Change Update 2019: An Update to Key Findings of Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 12 pp
- Andersland, O.B. et Ladanyi, B. (2004). Frozen Ground Engineering (2e éd.). Hoboken, NJ : John Wiley and Sons.
- ASTM Standard C33, Specification for Concrete Aggregates, ASTM International, West Conshohocken, PA, 2012. Doi : [10.1520/C33-08](https://doi.org/10.1520/C33-08)
- Baranov, I. Y. (1964). Geographical distribution of seasonally frozen ground and permafrost. National Research Council of Canada. 85 pp. Doi : <https://doi.org/10.4224/20359041>
- Bertran, P., Andrieux, E., Antoine, P., Coutard, S., Deschodt, L., Gardère, P., ... & Van Vliet-Lanoë, B. (2014). Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results. *Boreas*, 43(3), 699-711. Doi : <https://doi.org/10.1111/bor.12025>
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., ... & Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature communications*, 10(1), 1-11. Doi : <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Bonnaventure, P. P., & Lamoureux, S. F. (2013). The active layer: A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 37(3), 352-376. Doi : <https://doi.org/10.1177/0309133313478314>
- Bray, M. T. (2012). The influence of cryostructure on the creep behavior of ice-rich permafrost. *Cold regions science and technology*, 79, 43-52. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.04.003>

- Bray, M. T., French, H. M., & Shur, Y. (2006). Further cryostratigraphic observations in the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 233-243. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.558>
- Brown, J., Ferrians Jr, O. J., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. S. (1997). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Reston, VA: US Geological Survey. Doi : <https://doi.org/10.3133/cp45>
- Cable, S., Elberling, B., & Kroon, A. (2018). Holocene permafrost history and cryostratigraphy in the High-Arctic Adventdalen Valley, central Svalbard. *Boreas*, 47(2), 423-442. Doi : <https://doi.org/10.1111/bor.12286>
- Calmels, F., & Allard, M. (2004). Ice segregation and gas distribution in permafrost using tomodensitometric analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 367-378. Doi : [10.1002/ppp.508](https://doi.org/10.1002/ppp.508)
- Calmels, F., & Allard, M. (2008). Segregated ice structures in various heaved permafrost landforms through CT Scan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 209-225. Doi : <https://doi.org/10.1002/esp.1538>
- Calmels, F., Clavano, W., & Froese, D. G. (2010). Progress on X-ray computed tomography (CT) scanning in permafrost studies. *Proceedings of the 5th Canadian Conference on Permafrost*, GEO2010 Calgary, September, Calgary, Alberta, 1353-1358. <https://pubs.aina.ucalgary.ca//cpc/CPC6-1353.pdf>
- Capowiez, Y., Pierret, A., Daniel, O., Monestiez, P., & Kretschmar, A. (1998). 3D skeleton reconstructions of natural earthworm burrow systems using CAT scan images of soil cores. *Biology and Fertility of Soils*, 27(1), 51-59. Doi : <https://doi.org/10.1007/s003740050399>
- Chen, L., Lai, Y., Fortier, D., & Harris, S. A. (2022). Impacts of snow cover on the pattern and velocity of air flow in air convection embankments of sub-Arctic regions. *Renewable Energy*, 199, 1033-1046. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.renene.2022.09.031>
- Clausnitzer, V., & Hopmans, J. W. (2000). Pore-scale measurements of solute breakthrough using microfocus X-ray computed tomography. *Water Resources Research*, 36(8), 2067-2079. Doi : <https://doi.org/10.1029/2000WR900076>
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J. L., Fichet, T., Friedlingstein, P., ... & Shongwe, M. (2013). Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility. In *Climate Change 2013-The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 1029-1136. https://www.ipcc.ch/pdf/assessmentreport/ar5/wg1/WG1AR5_Chapter12_FINAL.pdf

- Coulombe, S., Fortier, D., Lacelle, D., Kanevskiy, M., & Shur, Y. (2019). Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada). *The Cryosphere*, 13(1), 97-111. Doi : <https://doi.org/10.5194/tc-13-97-2019>
- Crabeck, O., Galley, R. J., Delille, B., Else, B. G., Geilfus, N. X., Lemes, M., ... & Rysgaard, S. (2016). Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography. *The Cryosphere*, 10(3), 1125-1145. Doi : [10.5194/tc-10-1125-2016](https://doi.org/10.5194/tc-10-1125-2016)
- Dillon, M., Fortier, D., Kanevskiy, M.Z., Shur, Y. (2008) *Tomodensitometric analysis of basal ice*. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, June 23- July 3, Fairbanks, USA, 361-366. Doi : [10.13140/2.1.2043.5526](https://doi.org/10.13140/2.1.2043.5526)
- Ding, Y., Zhang, S., Zhao, L., Li, Z., & Kang, S. (2019). Global warming weakening the inherent stability of glaciers and permafrost. *Science Bulletin*, 64(4), 245-253. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.scib.2018.12.028>
- Douglas, T. A., Fortier, D., Shur, Y. L., Kanevskiy, M. Z., Guo, L., Cai, Y., & Bray, M. T. (2011). Biogeochemical and geocryological characteristics of wedge and thermokarst-cave ice in the CRREL permafrost tunnel, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), 120-128. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.709>
- Ducharme, M.A. (2016). Caractérisation du pergélisol: Application d'une nouvelle méthode afin d'estimer la conductivité thermique à l'aide de la tomodensitométrie [Mémoire de Maîtrise, Université Laval]. CorpusUL. <https://corpus.ulaval.ca/jspui/handle/20.500.11794/26733>
- Duclos, I., Lévesque, E., Gratton, D. and Bordelau, P.A. 2006. Vegetation mapping of Bylot Island and Sirmilik National Park: Final report. Unpublished report, Parks Canada, Iqaluit, Nunavut. 101.
- Environnement Canada (2019, octobre). Visualiseur de données climatiques. Repéré à <https://visualiseur-climatique.canada.ca/cartes-climatiques.html#/?t=annual&v=tmax&d=dc&r=rcp85&z=2&ts=3>.
- Etzelmüller, B. (2013). Recent advances in mountain permafrost research. *Permafrost Periglacial processes*, 24, 99-107. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.1772>
- Fortier, D., & Allard, M. (2004). Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian arctic archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8), 997-1012. Doi : <https://doi.org/10.1139/e04-031>

- Fortier, D., & Allard, M. (2005). Frost-cracking conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(2), 145-161. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.504>
- Fortier, D., Kanevskiy, M., & Shur, Y. (2008, June). Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, AK: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. 451-456. Doi : [10.13140/2.1.4703.3929](https://doi.org/10.13140/2.1.4703.3929)
- Fortier, D., Coulombe, S., Kanevskiy, M.Z., Paquette, M., Shur, Y., Stephani, E. (2011) *Buried glacier ice in permafrost, a window to the past: examples from Bylot Island, Canadian Arctic*. Conference of the American Geophysical Union, December 5-9, San Francisco, USA, Summary C41C-0418.
- Fortier, D., Kanevskiy, M., Shur, Y., Stephani, E., Dillon, M., & Jorgenson, M. T. (2012, June). Cryostructures of basal glacier ice as an object of permafrost study: observations from the Matanuska Glacier, Alaska. *Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost*, June 25- June 29, Salekhard, Russia, 1, 107-112. Doi : [10.13140/2.1.4876.2569](https://doi.org/10.13140/2.1.4876.2569)
- French, H. M. (2018). *The periglacial environment* (4^e éd.). John Wiley & Sons.
- French, H. (2008). Recent contributions to the study of past permafrost. *Permafrost and Periglacial processes*, 19(2), 179-194. Doi : [10.1002/ppp.614](https://doi.org/10.1002/ppp.614)
- French, H., & Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4), 190-206. Doi : [10.1016/j.earscirev.2010.04.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.002)
- French, H. M., & Slaymaker, O. (1997). *Canada's cold environments* (1^{ère} éd.). McGill-Queen's Press-MQUP.
- Gagnon, S., Fortier, D., Sliger, M., & Rioux, K. (2022). Air-convection-reflective sheds: A mitigation technique that stopped degradation and promoted permafrost recovery under the Alaska Highway, south-western Yukon, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 197, 103524. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103524>
- Gilbert, G. L., Kanevskiy, M., & Murton, J. B. (2016). Recent advances (2008–2015) in the study of ground ice and cryostratigraphy. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(4), 377-389. Doi : [10.1002/ppp.1912](https://doi.org/10.1002/ppp.1912)
- Gilbert, G. L., O'Neill, H. B., Nemec, W., Thiel, C., Christiansen, H. H., & Buylaert, J. P. (2018). Late Quaternary sedimentation and permafrost development in a Svalbard fjord-valley, Norwegian high Arctic. *Sedimentology*, 65(7), 2531-2558. Doi : <https://doi.org/10.1111/sed.12476>

- Guertin-Pasquier, A. (2012). Reconstitution paléo-écologique et contexte magnétostratigraphique de la forêt fossile de l'île Bylot (Nunavut) [Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal]. Papyrus <https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/handle/1866/8510>
- Guo, D., & Wang, H. (2017). Permafrost degradation and associated ground settlement estimation under 2 C global warming. *Climate Dynamics*, 49(7-8), 2569-2583. Doi : <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3469-9>
- Hargitai H., & Soare R. (2014). Encyclopedia of Planetary Landforms. Springer, New York, NY. Doi : https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_193-1
- Harris, S. A., Brouckov, A., & Guodong, C. (2017). Geocryology: Characteristics and Use of Frozen Ground and Permafrost Landforms (1^e éd.). CRC Press.
- Hinkel, K. M., Paetzold, F., Nelson, F. E., & Bockheim, J. G. (2001). Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993–1999. *Global and Planetary Change*, 29(3-4), 293-309. Doi : [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00096-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00096-0)
- Hjort, J., Karjalainen, O., Aalto, J., Westermann, S., Romanovsky, V. E., Nelson, F. E., ... & Luoto, M. (2018). Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. *Nature communications*, 9(1), 1-9. Doi : <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4>
- Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguier, M., van der Linden, P. J., Dai, X., ... & Johnson, C. A. (2001). Climate change 2001: the scientific basis (p. 419-456). The Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Ice lenses (2012). Civil engineers Forum. <https://civilengineersforum.com/wp-content/uploads/2014/12/ice-lenses.jpg>
- Jenness, J. L. (1949). Permafrost in Canada. *Arctic*, 2(1), 13-27.
- Johns, R. A., Steude, J. S., Castanier, L. M., & Roberts, P. V. (1993). Nondestructive measurements of fracture aperture in crystalline rock cores using X ray computed tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 1889-1900. Doi : <https://doi.org/10.1029/92JB02298>
- Jorgenson, M. T. (2016). Illustrations of eight types of segregated ice in permafrost cores. Consulté à l'adresse <https://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery5-fig10.html>
- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., & Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climatic change*, 48(4), 551-579. Doi : <https://doi.org/10.1023/A:1005667424292>

- Kanevskiy, M., Fortier, D., Shur, Y., Bray, M., & Jorgenson, T. (2008, June). Detailed cryostratigraphic studies of syngenetic permafrost in the winze of the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. Ninth International Conference on Permafrost. Fairbanks, Alaska: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. 1, 889-894.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Jorgenson, M. T., Ping, C. L., Michaelson, G. J., Fortier, D., ... & Tumskey, V. (2013). Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 85, 56-70. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.08.002>
- Kanevskiy, M., Jorgenson, T., Shur, Y., O'Donnell, J. A., Harden, J. W., Zhuang, Q., & Fortier, D. (2014). Cryostratigraphy and permafrost evolution in the lacustrine lowlands of west-central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1), 14-34. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.1800>
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Strauss, J., Jorgenson, T., Fortier, D., Stephani, E., & Vasiliev, A. (2016). Patterns and rates of riverbank erosion involving ice-rich permafrost (yedoma) in northern Alaska. *Geomorphology*, 253, 370-384. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.023>
- Kawamura, T. (1988). Observations of the internal structure of sea ice by X ray computed tomography. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C3), 2343-2350. Doi : <https://doi.org/10.1029/JC093iC03p02343>
- Ketcham, R. A. (2005). Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology*, 27(7), 1217-1228. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.02.006>
- Ketcham, R. A. (2005). Computational methods for quantitative analysis of three-dimensional features in geological specimens. *Geosphere*, 1(1), 32-41. Doi : <https://doi.org/10.1130/GES00001.1>
- Ketcham, R. A., & Carlson, W. D. (2001). Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences*, 27(4), 381-400. Doi : [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00116-3](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00116-3)
- Koven, C. D., Schuur, E. A. G., Schädel, C., Bohn, T. J., Burke, E. J., Chen, G., ... & Hayes, D. J. (2015). A simplified, data-constrained approach to estimate the permafrost carbon–climate feedback. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2054), 20140423. Doi : <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0423>

- Kuhry, P., Grosse, G., Harden, J. W., Hugelius, G., Koven, C. D., Ping, C. L., ... & Tarnocai, C. (2013). Characterisation of the permafrost carbon pool. *Permafrost and periglacial processes*, 24(2), 146-155. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.1782>
- Lacelle, D., St-Jean, M., Lauriol, B., Clark, I. D., Lewkowicz, A., Froese, D. G., ... & Zazula, G. (2009). Burial and preservation of a 30,000 year old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central Yukon, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 28(27-28), 3401-3413. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.013>
- Lapalme, C. M., Lacelle, D., Pollard, W., Fortier, D., Davila, A., & McKay, C. P. (2017). Cryostratigraphy and the sublimation unconformity in permafrost from an ultraxerous environment, University Valley, McMurdo Dry Valleys of Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 649-662. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.1948>
- Larrivée, K. (2016). Cryostratigraphie du pergélisol sensible au dégel: outil d'aide à l'élaboration et à l'adaptation de l'environnement bâti de la communauté de Puvirnituq (Nunavik). [Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal]. Papyrus. <https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/handle/1866/18724>
- Lawrence, D. M., & Slater, A. G. (2005). A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 32(24). Doi : <https://doi.org/10.1029/2005GL025080>
- Leffingwell, E. D. K. (1915). Ground-ice wedges: The dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *The Journal of Geology*, 23(7), 635-654. Doi : [10.1086/622281](https://doi.org/10.1086/622281)
- Lide, D. R. (2004). CRC handbook of chemistry and physics (85^e ed.). CRC press.
- Lieb-Lappen, R. M., Golden, E. J., & Obbard, R. W. (2017). Metrics for interpreting the microstructure of sea ice using X-ray micro-computed tomography. *Cold Regions Science and Technology*, 138, 24-35. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.03.001>
- Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., ... & Necsoiu, M. (2016). Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9(4), 312-318. Doi : <https://doi.org/10.1038/ngeo2674>
- Ling, F., & Zhang, T. (2003). Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 141-150. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.445>

- Lunardini, V. J. (1995). Permafrost formation time . Cold regions research and engineering laboratory (Publication n°19950626 013), Hanover, New Hampshire. <https://catalogue.nla.gov.au/Record/3823400/Copyright>
- Mackay, J. R. (1972). The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1), 1-22. Doi : <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1972.tb00839.x>
- Mackay, J. R. (1973). The growth of pingos, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10(6), 979-1004. Doi : <https://doi.org/10.1139/e73-086>
- Mackay, J. R. (1974). Reticulate ice veins in permafrost, Northern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2), 230-237. Doi : <https://doi.org/10.1139/t74-019>
- Mackay, J. R. (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(1), 120-134. Doi : <https://doi.org/10.1139/e83-012>
- Mackay, J. R. (1987). Some mechanical aspects of pingo growth and failure, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(6), 1108-1119. Doi : <https://doi.org/10.1139/e87-108>
- Mackay, J. (1998). Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, western Arctic coast, Canada: A long-term field study. *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3), 271-323. Doi : <https://doi.org/10.7202/004847ar>
- Malenfant-Lepage J, Doré G, Fortier D, Murchison P. Thermal performance of the permafrost protection techniques at Beaver Creek experimental road site, Yukon, Canada. In: Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost. Salekhard, Russia: The Northern Publisher; 2012.
- Maxwell, J. B. (1980). The climate of the Canadian Arctic Islands and adjacent waters. Environment Canada, Atmospheric Environment Service.
- Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr. 1980. Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting. *Geological Survey of Canada*, 79-23.
- Müller, F. (1959). Beobachtung uber pingos. *Meddelelser om Gronland*, 153(3), 127 pp. (English translation, National Research Council of Canada, technical translation TT-1073, 117 pp.)
- Murton, J. B. (2021). What and where are periglacial landscapes?. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(2), 186-212. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.2102>

- Murton, J. B., & French, H. M. (1994). Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(4), 737-747. Doi : [10.1139/e94-067](https://doi.org/10.1139/e94-067)
- Murton, J. B., Whiteman, C. A., Waller, R. I., Pollard, W. H., Clark, I. D., & Dallimore, S. R. (2005). Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 24(5-6), 681-708. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.008>
- Nelson, F. E., Anisimov, O. A., and Shiklomanov, N. I. (2001). Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature*, 410(6831): 889–890. Doi : <https://doi.org/10.1038/35073746>
- Nelson, F. E., O. A. Anisimov, and N. I. Shiklomanov (2002). Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions, *Nat. Hazards*, 26, 203-225. Doi : [10.1023/A:1015612918401](https://doi.org/10.1023/A:1015612918401)
- Object Research Systems (ORS) Inc. (2018). Dragonfly (2020.2) [Logiciel]. Consulté sur <http://www.theobjects.com/dragonfly>.
- Obu, J., Westermann, S., Bartsch, A., Berdnikov, N., Christiansen, H. H., Dashtseren, A., ... & Khomutov, A. (2019). Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale. *Earth-Science Reviews*, 193, 299-316. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.023>
- O'Neill, H. B., Wolfe, S. A., & Duchesne, C. (2019). New ground ice maps for Canada using a paleogeographic modelling approach. *The Cryosphere*, 13(3), 753-773. Doi : <https://doi.org/10.5194/tc-13-753-2019>
- Osterkamp, T. E., & Romanovsky, V. E. (1999). Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1), 17-37. Doi : [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199901/03\)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO;2-4)
- Ozawa, H., & Kinoshita, S. (1989). Segregated ice growth on a microporous filter. *Journal of Colloid and Interface Science*, 132(1), 113-124. Doi : [https://doi.org/10.1016/0021-9797\(89\)90222-1](https://doi.org/10.1016/0021-9797(89)90222-1)
- Paquette, M., Fortier, D., & Lamoureux, S. F. (2020). Cryostratigraphical studies of ground ice formation and distribution in a High Arctic polar desert landscape, Resolute Bay, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 99(999), 1-13. Doi : <https://doi.org/10.1139/cjes-2020-0134>

- Park, S. C., Park, M. K., & Kang, M. G. (2003). Super-resolution image reconstruction: a technical overview. *IEEE signal processing magazine*, 20(3), 21-36. Doi : [10.1109/MSP.2003.1203207](https://doi.org/10.1109/MSP.2003.1203207)
- Paul, J. R., Kokelj, S. V., & Baltzer, J. L. (2020). Spatial and stratigraphic variation of near-surface ground ice in discontinuous permafrost of the taiga shield. *Permafrost and Periglacial Processes*, 32(1), 3-18. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.2085>
- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., ... & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 168. Doi : <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- Reimchen, D., Doré, G., Fortier, D., & Walsh, R. (2009). Cost and constructability of permafrost test sections along the Alaska Highway, Yukon. *2009 Annual Conference and Exhibition of the Transportation Association of Canada-Transportation in a Climate of Change*, Vancouver, British Columbia, Canada. https://www.researchgate.net/publication/268815619_Cost_and_Constructability_of_Permafrost_Test_Sections_Along_the_Alaska_Highway_Yukon
- Romanenko, K. A., Abrosimov, K. N., Kurchatova, A. N., & Rogov, V. V. (2017). The experience of applying x-ray computer tomography to the study of microstructure of frozen ground and soils. *METHODS*, 21(4), 63-68. Doi : [10.21782/EC2541-9994-2017-4\(63-68\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-4(63-68))
- Serreze, M. C., Bromwich, D. H., Clark, M. P., Etringer, A. J., Zhang, T., & Lammers, R. (2002). Large-scale hydro-climatology of the terrestrial Arctic drainage system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D2), ALT-1. Doi : <https://doi.org/10.1029/2001JD000919>
- Shumskii, P. A. (1964). Principles of structural glaciology: the petrography of fresh-water ice as a method of glaciological investigation (1307). Dover Publications Inc, New York.
- Shur, Y. L. (1988). The upper horizon of permafrost soils. *Proceedings of the 5th international conference on permafrost*, August 2- August 5, Trondheim, Norway. Vol. 1, 867-871.
- Shur, Y., & Goering, D. J. (2009). Climate change and foundations of buildings in permafrost regions. *Permafrost soils* (251-260). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Shur, Y. L., & Jorgenson, M. T. (1998). Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, northern Alaska. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, June 23- June 27, Yellowknife, Canada. Vol. 57, 993-1000.

<https://www.arlis.org/docs/vol1/ICOP/40770716/CD-ROM/Proceedings/PDF001189/150193.pdf>

- Shur, Y. L., & Jorgenson, M. T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 7-19. Doi : <https://doi.org/10.1002/ppp.582>
- Shur, Y., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (2005). The transient layer: implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17. Doi: [10.1002/ppp.518](https://doi.org/10.1002/ppp.518)
- Sliger, M. (2015). Structure et évolution du pergélisol depuis le Pléistocène Tardif, Beaver Creek, Yukon [Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal]. Papyrus. <https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/handle/1866/15862>
- Stephani, E., Fortier, D., & Shur, Y. (2010). Applications of cryofacies approach to frozen ground engineering—case study of a road test site along the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada). In *Proceeding of the 6th Canadian Conference on Permafrost and 63rd Canadian Geotechnical Conference*, GeoCalgary, Calgary, Alberta, 476-483.
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R., & Doré, G. (2014). A geosystems approach to permafrost investigations for engineering applications, an example from a road stabilization experiment, Beaver Creek, Yukon, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 100, 20-35. Doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.12.006>
- Streletskiy, D. A., Shiklomanov, N. I., & Nelson, F. E. (2012). Permafrost, infrastructure, and climate change: a GIS-based landscape approach to geotechnical modeling. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 44(3), 368-380. Doi : <https://doi.org/10.1657/1938-4246-44.3.368>
- Taber, S. (1929). Frost heaving. *The Journal of Geology*, 37(5), 428-461. Doi : <https://doi.org/10.1086/623637>
- Taber, S. (1930). The mechanics of frost heaving. *The Journal of Geology*, 38(4), 303-317. Doi : <https://doi.org/10.1086/623720>
- Taina, I. A., Heck, R. J., & Elliot, T. R. (2008). Application of X-ray computed tomography to soil science: A literature review. *Canadian Journal of Soil Science*, 88(1), 1-19. Doi : [10.4141/CJSS06027](https://doi.org/10.4141/CJSS06027)
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A., Kuhry, P., Mazhitova, G., & Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global biogeochemical cycles*, 23(2). Doi : <https://doi.org/10.1029/2008GB003327>

- Torrance, J. K., Elliot, T., Martin, R., & Heck, R. J. (2008). X-ray computed tomography of frozen soil. *Cold regions science and technology*, 53(1), 75-82. Doi: [10.1016/j.coldregions.2007.04.010](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.04.010)
- Vincent, W. F., Lemay, M., & Allard, M. (2017). Arctic permafrost landscapes in transition: towards an integrated Earth system approach. *Arctic Science*, 3(2), 39-64. Doi: [10.1139/as-2016-0027](https://doi.org/10.1139/as-2016-0027)
- Verpaelst, M., Fortier, D., Kanevskiy, M., Paquette, M., & Shur, Y. (2017). Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut. *Arctic Science*, 3(2), 301-319. Doi : <https://doi.org/10.1139/as-2016-0018>
- Williams, P. J., & Smith, M. W. (1989). *The frozen earth: fundamentals of geocryology* (306). Cambridge: Cambridge University Press. Doi : <https://doi.org/10.1017/CBO9780511564437>
- Worsley, P. (2014). Ice-wedge growth and casting in a Late Pleistocene periglacial, fluvial succession at Baston, Lincolnshire. *Mercian Geologist*, 18, 159-170.
- Zhang, T., Barry, R.G., Knowles, R.G., Heginbottom, J.A., Brown, J. (1999). Statistics and characteristic of permafrost and ground-icedistribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography* 23,132–154. Doi : <https://doi.org/10.1080/10889379909377670>
- Zhang, Y., Chen, W., & Riseborough, D. W. (2008). Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change. *Global and Planetary Change*, 60(3-4), 443-456. Doi : <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.05.003>

ANNEXES

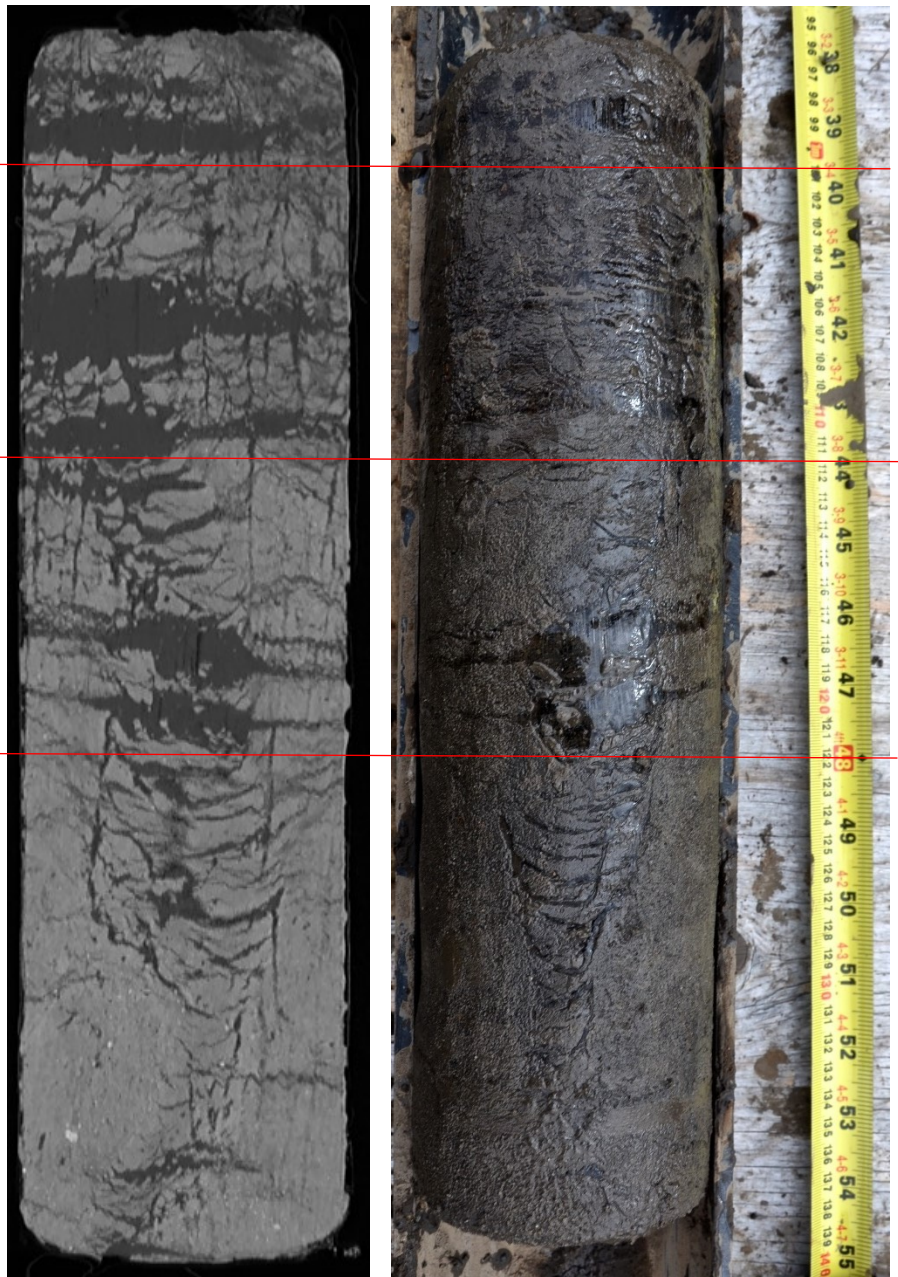
ANNEXE 1 : ATLAS DES ÉCHANTILLONS DE PERGÉLISOL DU PROJET ADAPT (Arctic Development and Adaptation to Permafrost in Transition : <https://www.cen.ulaval.ca/adapt/>). Le diamètre des carottes est de 10 cm.

ADAPT BYLOT HUMIDE 101 – 133 cm

ADAPT BYLOT HUMIDE : 101 – 111 cm
Cryostructure : lenticulaire

ADAPT BYLOT HUMIDE : 111 – 121 cm
Cryostructure : Réticulée avec lentilles de glace

ADAPT BYLOT HUMIDE : 121 – 133 cm
Cryostructure : Réticulée



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT HUMIDE : 101 -111 cm	10,4
ADAPT BYLOT HUMIDE : 111 – 121 cm	7,4
ADAPT BYLOT HUMIDE : 121 – 133 cm	3,8

ADAPT BYLOT HUMIDE2 74 – 110 cm

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 75 – 80 cm
Cryostructure : Interstitielle visible
(matrice organique)

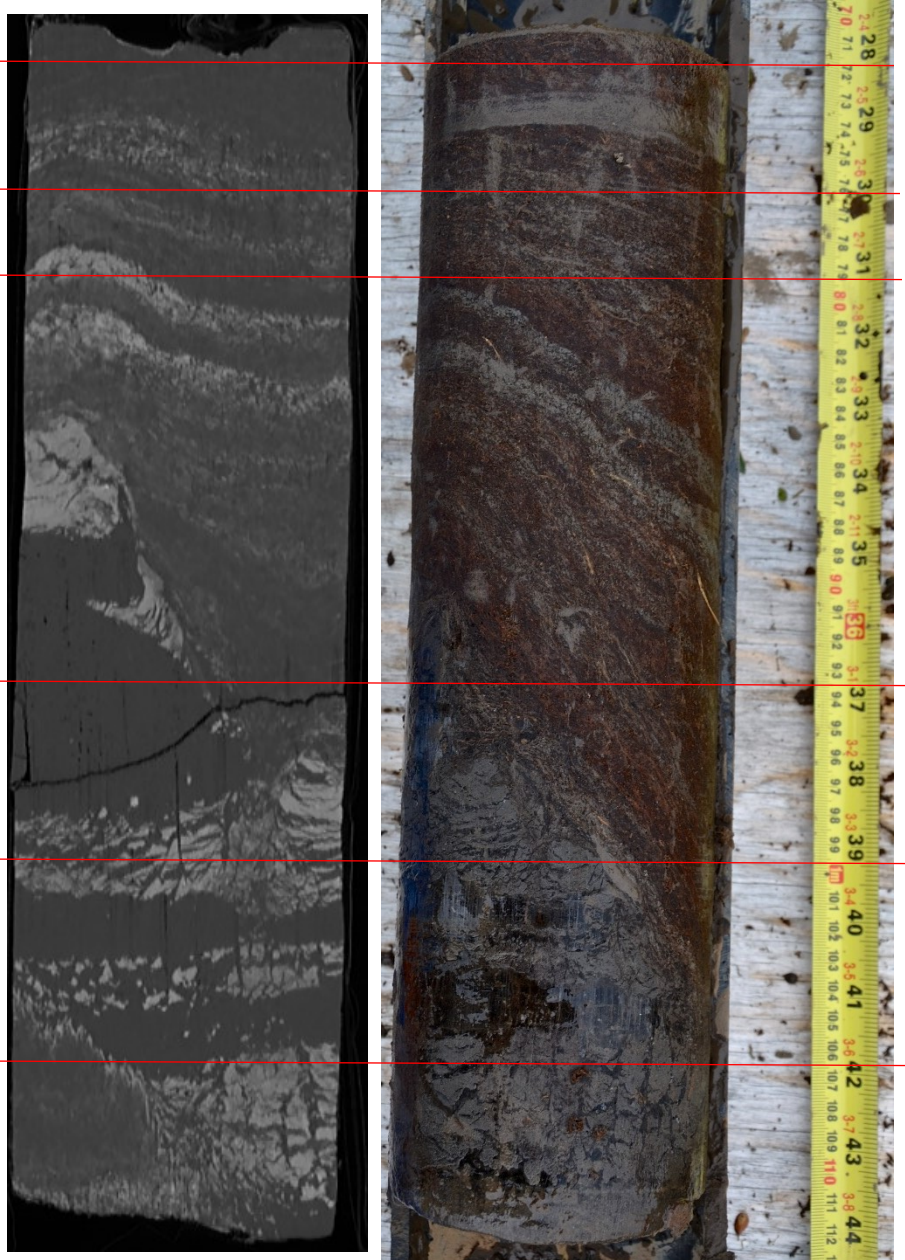
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 80 – 83 cm
Cryostructure : Interstitielle visible
(matrice organique)

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 83 – 93 cm
Cryostructure : Interstitielle visible
(matrice organique)
Couches de sable

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 93 – 98 cm
Cryostructure : Réticulée et glace
massive

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 98 – 104 cm
Cryostructure : Lenticulaire

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 104 – 109 cm
Cryostructure : Réticulée



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 75 -80 cm	20
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 83 – 93 cm	18,2
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 193 – 98 cm	23,9
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 98 – 104 cm	12,4
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 104 – 109 cm	14,3

ADAPT BYLOT HUMIDE2 136 – 178 cm

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 142 – 150 cm
Cryostructure : Réticulée (peu développée)

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 150 – 161 cm
Cryostructure : En couches

ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 161 – 170 cm
Cryostructure : Réticulée (peu développée)



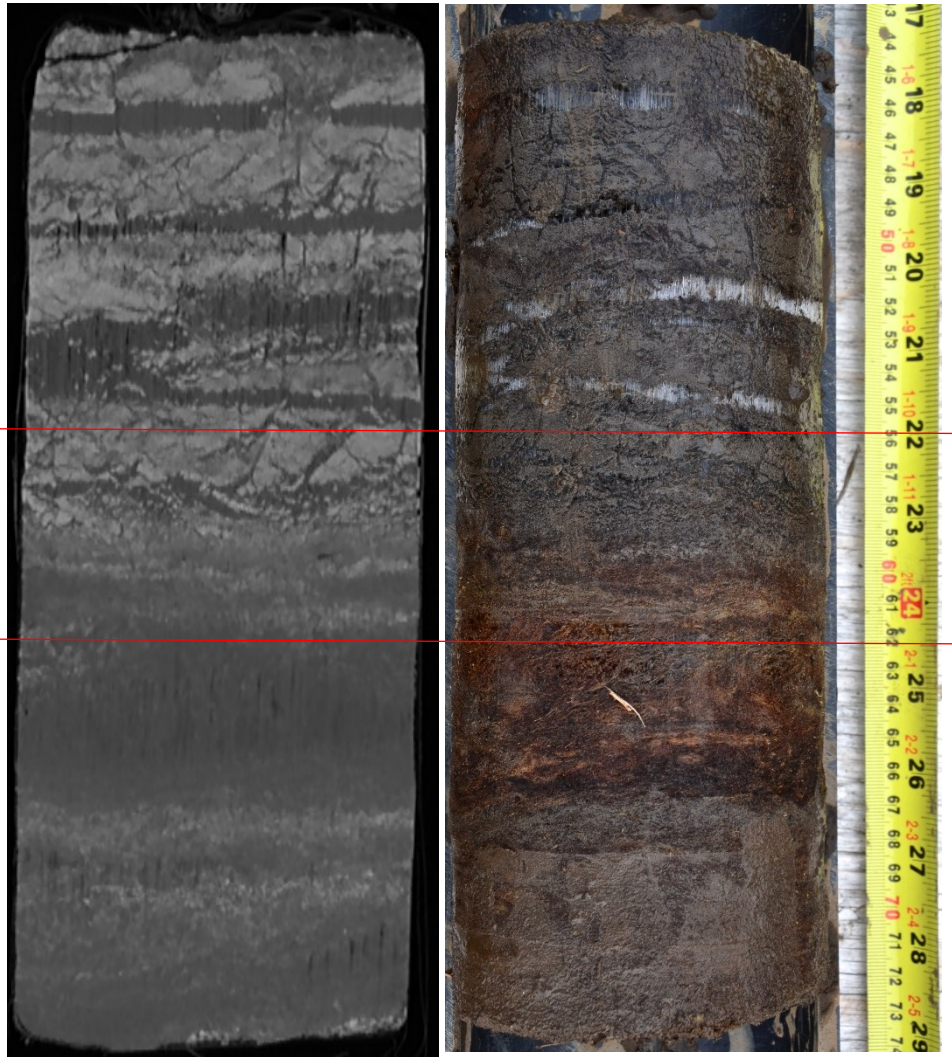
# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 142 -150 cm	12
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 150 – 161 cm	17,7
ADAPT BYLOT HUMIDE2 : 161 – 170 cm	20,9

ADAPT BYLOT HUMIDE3 46 – 73 cm

ADAPT BYLOT HUMIDE3 : 46 – 56 cm
 Cryostructure : En couche (layered)

ADAPT BYLOT HUMIDE3 : 56 – 62 cm
 Cryostructure : En couches et
 interstitielle visible

ADAPT BYLOT HUMIDE3 : 62 – 73 cm
 Cryostructure : Interstitielle visible
 (matrice organique)

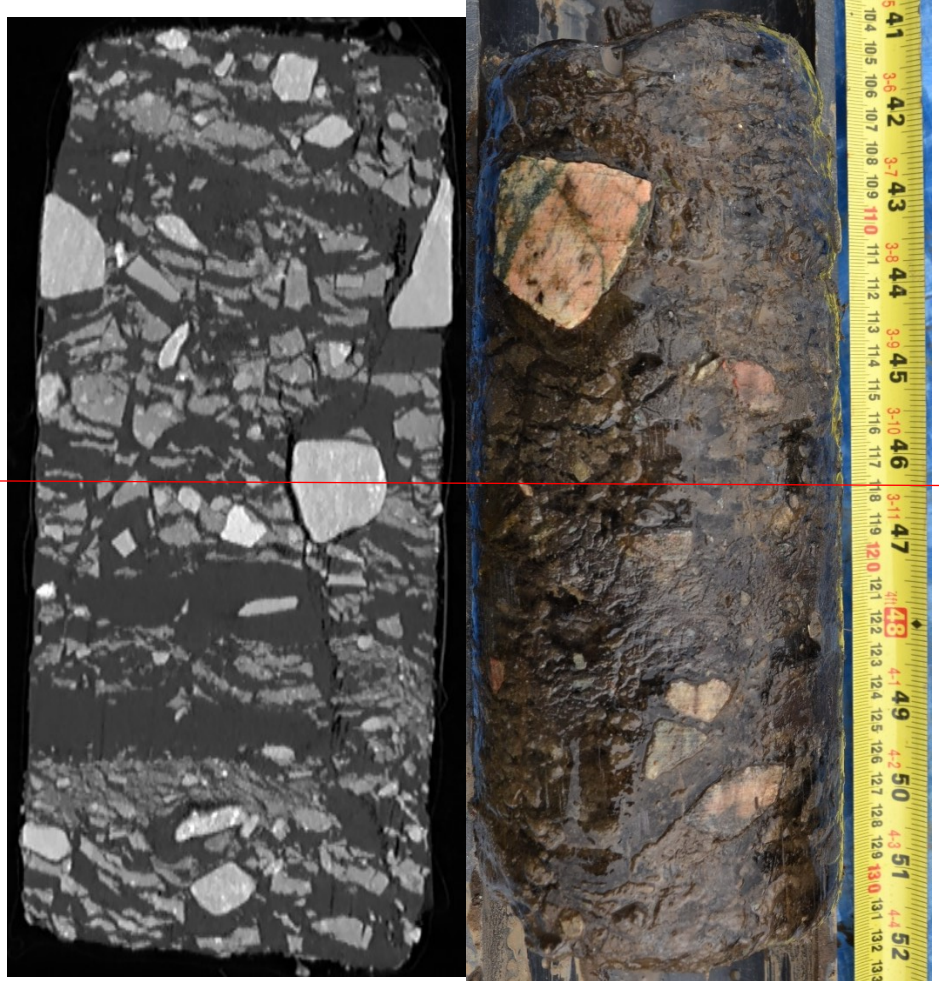


# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT HUMIDE3 : 46 -56 cm	14
ADAPT BYLOT HUMIDE : 56 – 62 cm	10,3
ADAPT BYLOT HUMIDE : 62 – 73 cm	32,3

ADAPT BYLOT MESIQUE 108 – 128 cm

ADAPT BYLOT MESIQUE : 108 – 118 cm
Cryostructure : Suspendue

ADAPT BYLOT MESIQUE : 118 – 128 cm
Cryostructure : Suspendue avec lentilles de glace



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT MESIQUE : 108 -118 cm	10,5
ADAPT BYLOT MESIQUE : 118 – 128 cm	7,8

ADAPT BYLOT MESIQUE 62 – 84 cm

ADAPT BYLOT MESIQUE : 62 – 67 cm

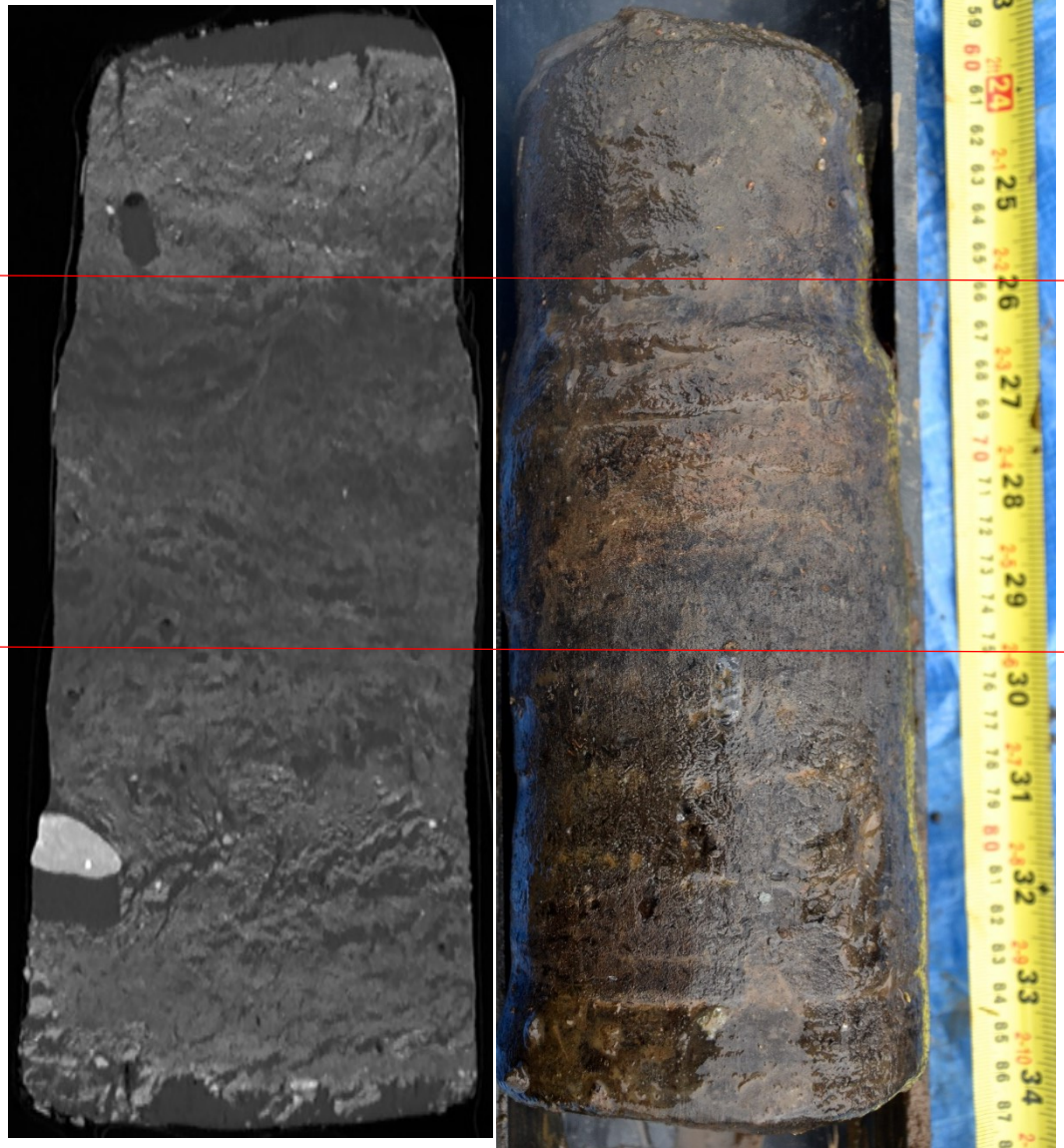
Cryostructure : Interstitielle visible et lentille de glace en partie supérieure

ADAPT BYLOT MESIQUE : 67 – 74 cm

Cryostructure : Interstitielle visible (matrice organique)

ADAPT BYLOT MESIQUE : 74 – 84 cm

Cryostructure : Interstitielle visible (matrice organique) et microlenticulaire

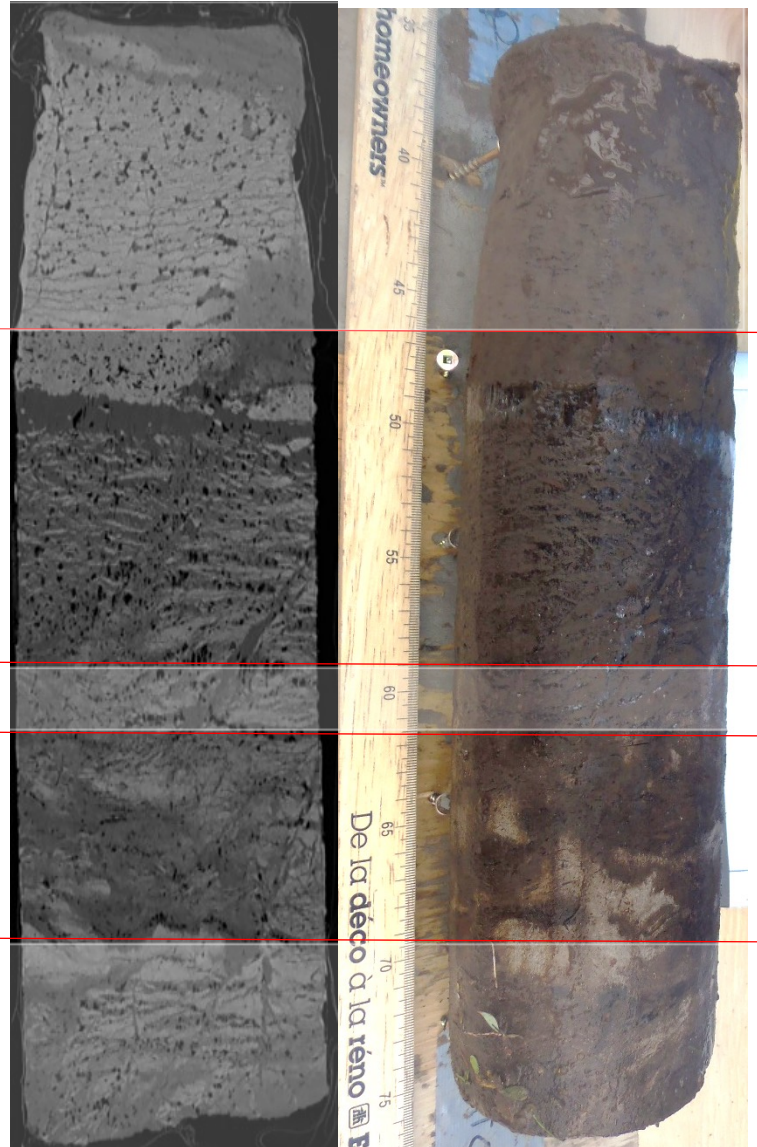


# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BYLOT MESIQUE : 62 - 67 cm	14,5
ADAPT BYLOT MESIQUE : 67 – 74 cm	38,1
ADAPT BYLOT MESIQUE : 74 – 84 cm	19,7

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 45 – 57 cm

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 45 - 57 cm
 Cryostructure : Interstitielle avec glace de porosité non-visible et lentille de glace.

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 59 – 66 cm
 Cryostructure : Interstitielle avec glace de porosité non-visible



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 45 -57 cm	22,9
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 59 – 66 cm	24

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 72 – 91 cm

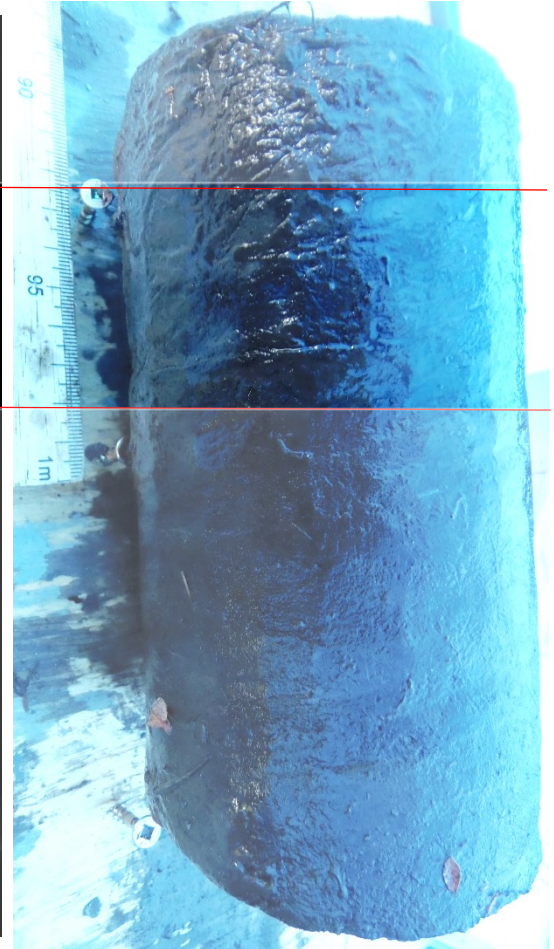
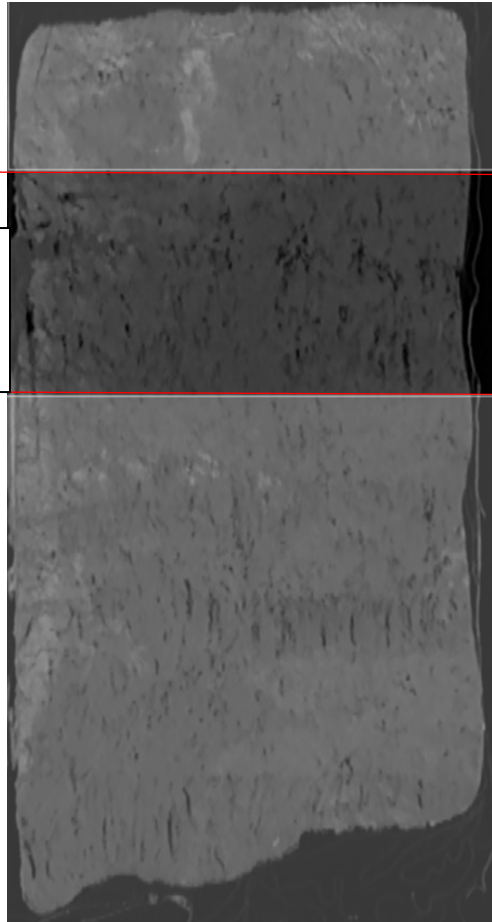


ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 79 - 89 cm
Cryostructure : Interstitielle visible à non-visible (matrice organique)

# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 79 -89 cm	40,1

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 91 – 105 cm

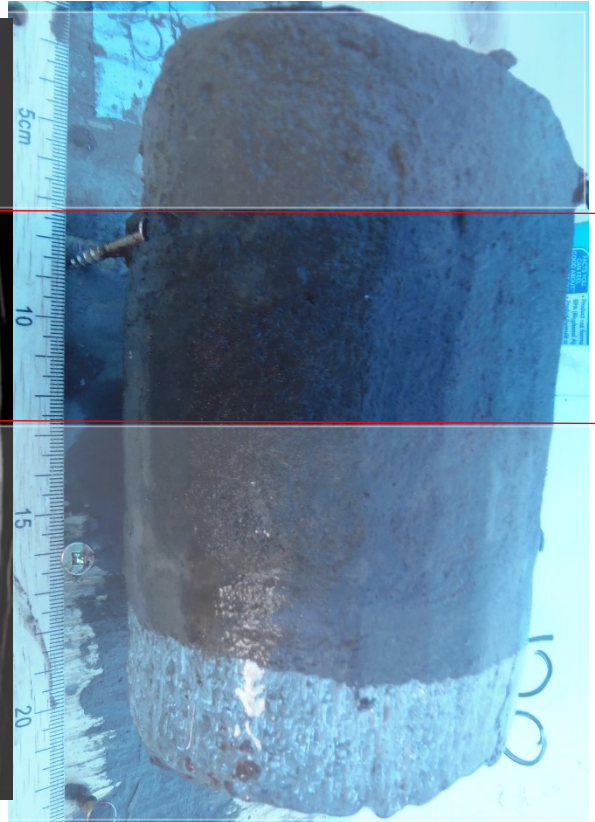
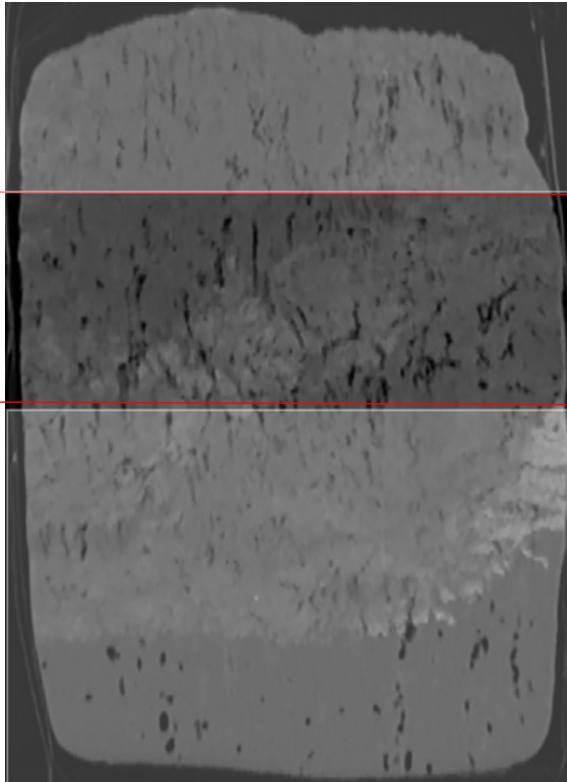
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 93 - 98 cm
Cryostructure : Interstitielle non-visible
(matrice organique)



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 93 -98 cm	54,5

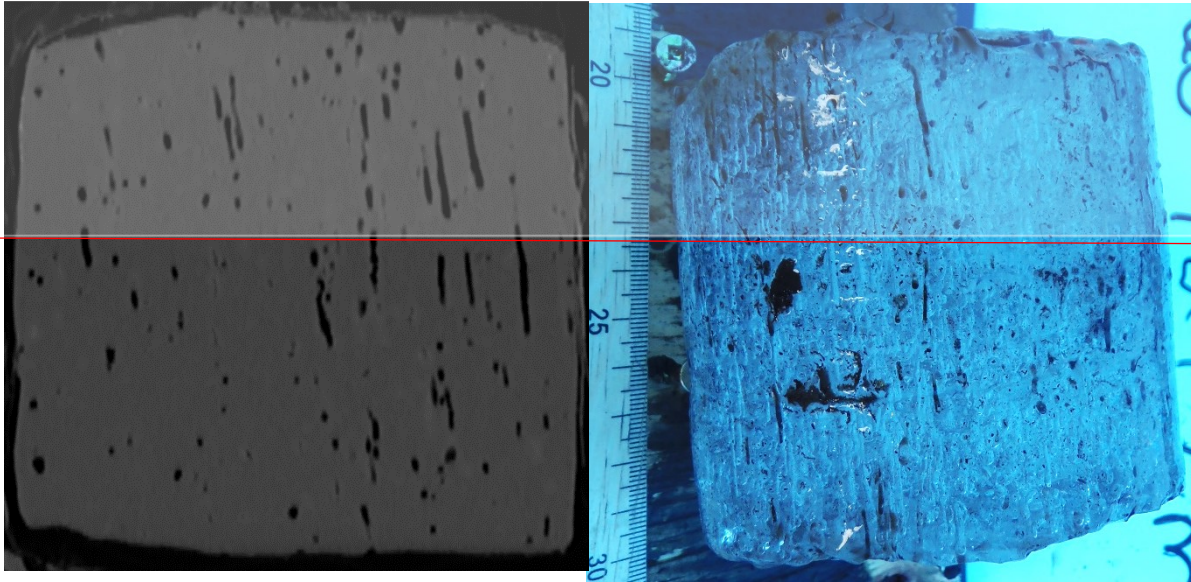
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 105 – 120 cm

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A :
108 - 112 cm
Cryostructure : Interstitielle
non-visible (matrice
organique)



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 108 -112 cm	45,4

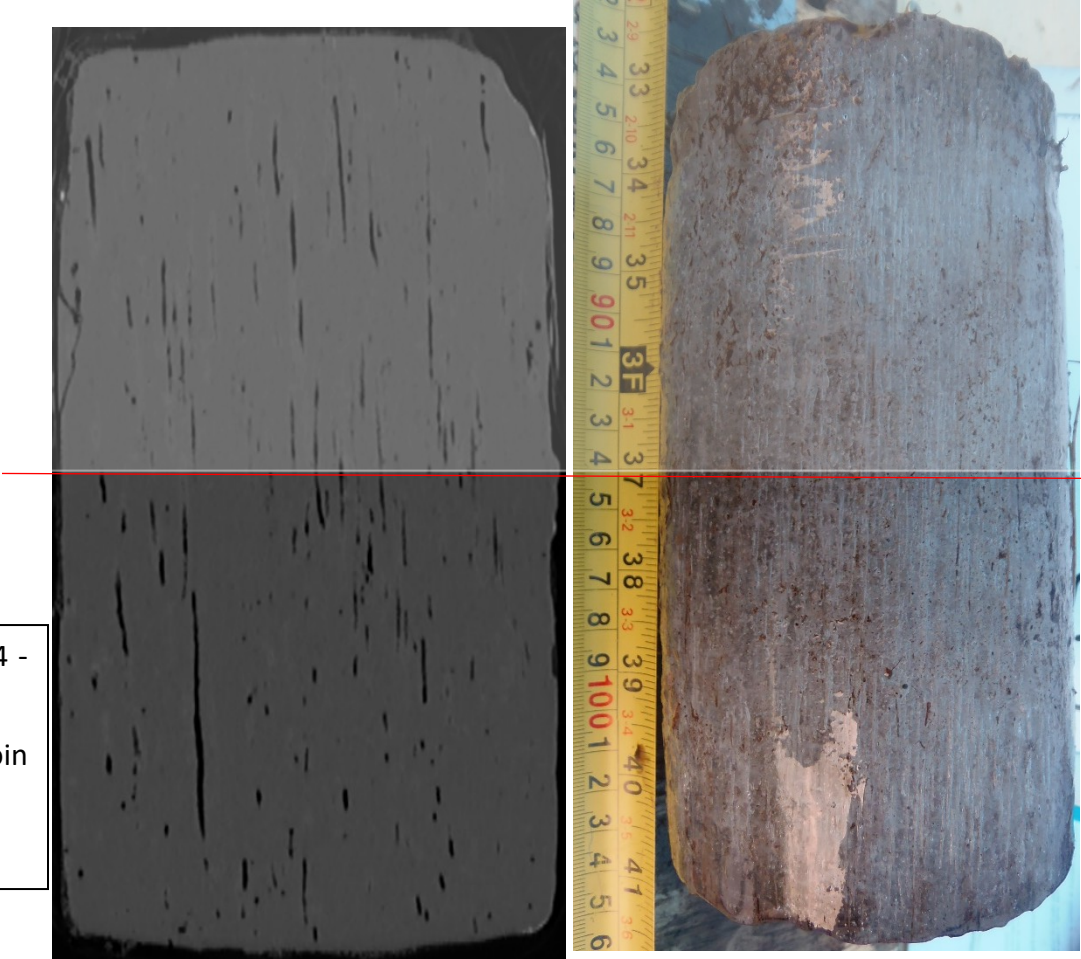
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 120 – 129 cm



ADAPT BEAVER
CREEK 1.1.A : 124 - 129
cm
Cryostructure : Glace
massive (coin de glace)

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 185 – 202 cm

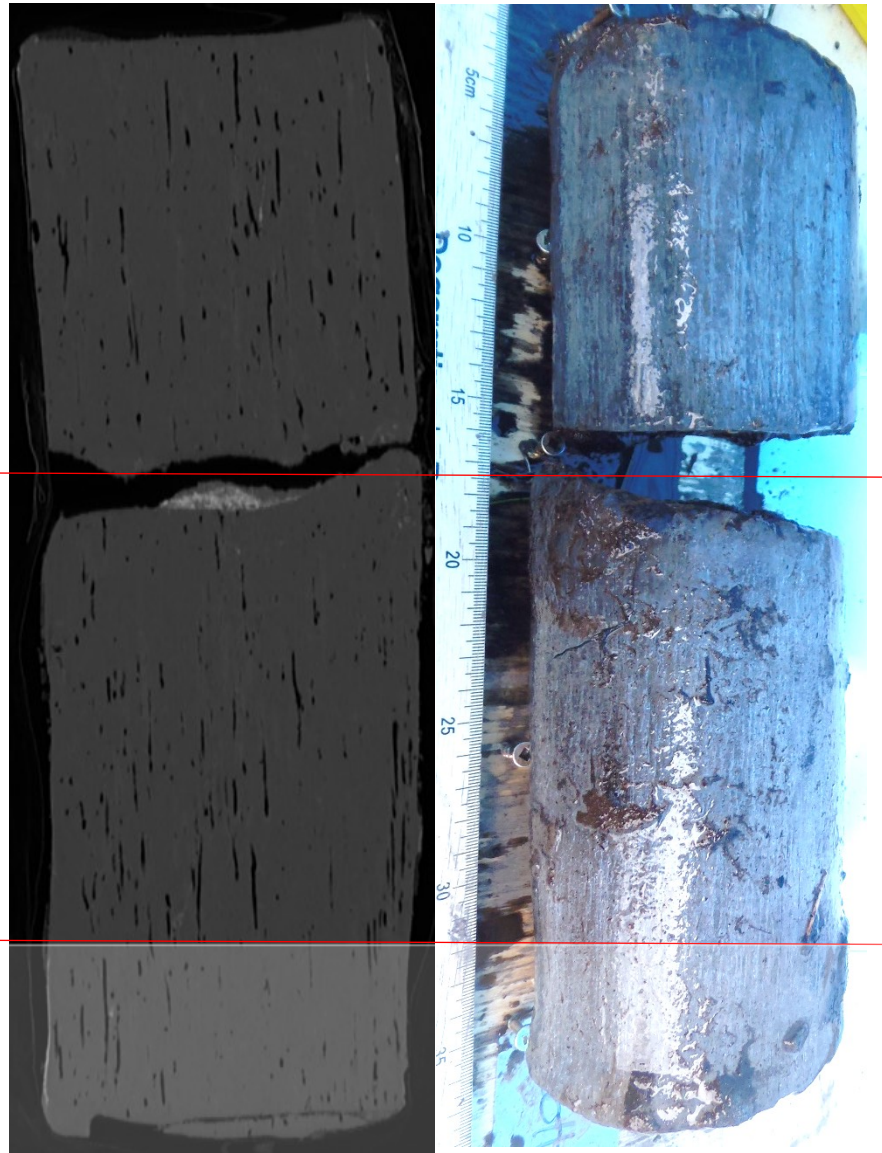
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 194 - 202 cm
Cryostructure : Glace massive (coin de glace)



ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A 202 – 235 cm

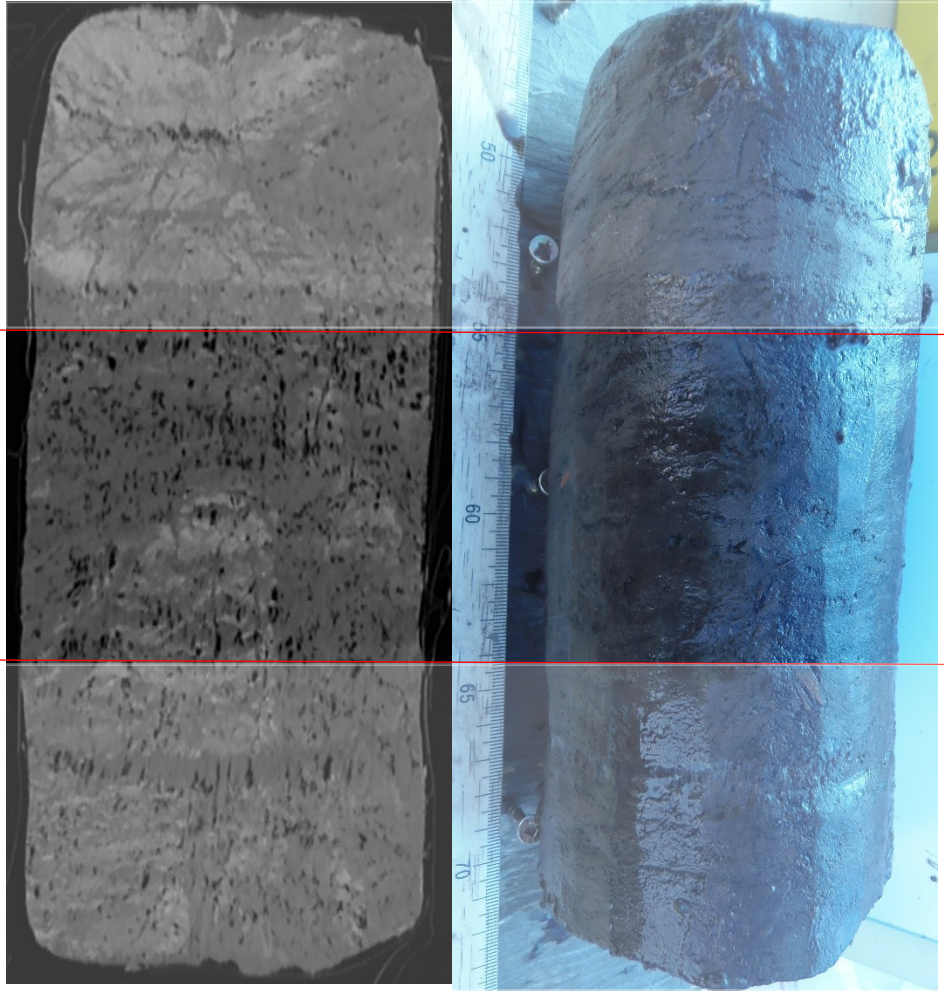
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 202 - 213 cm
Cryostructure : Glace massive (coin de
glace)

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.A : 215 - 226 cm
Cryostructure : Glace massive (coin de
glace)



ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B 47 – 69 cm

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B : 55 - 63 cm
Cryostructure : Interstitielle non-visible
à visible (matrice organique)

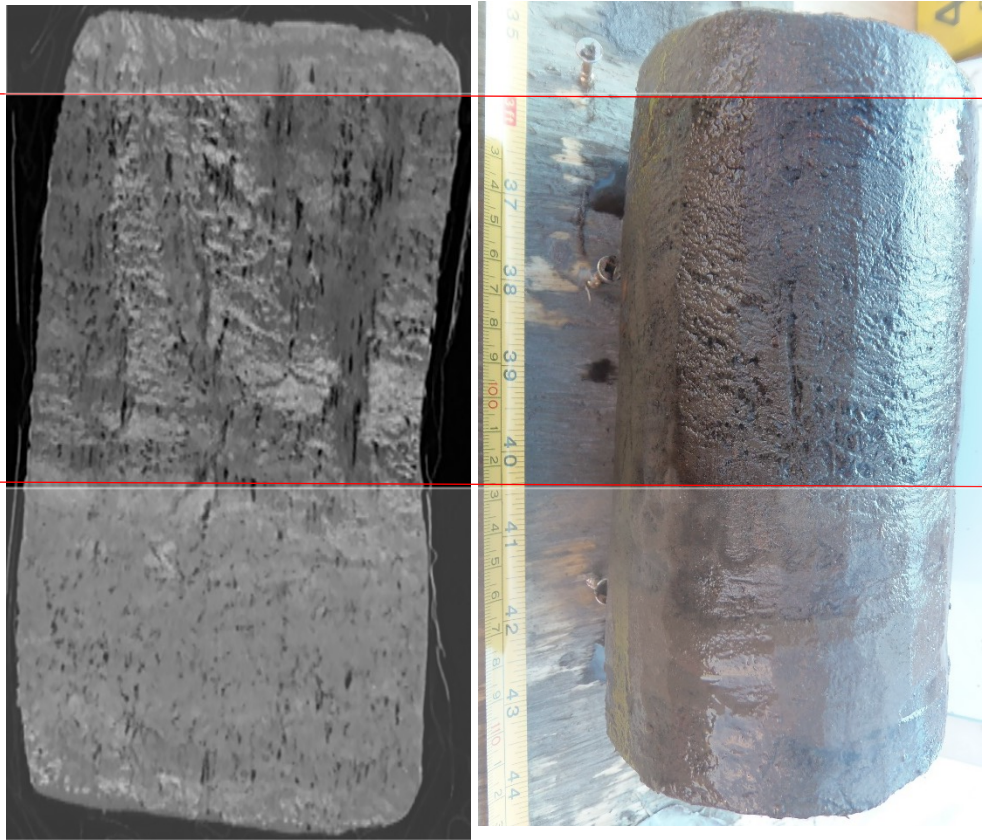


# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B : 55 -63 cm	36,3

ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B : 90 – 110 cm

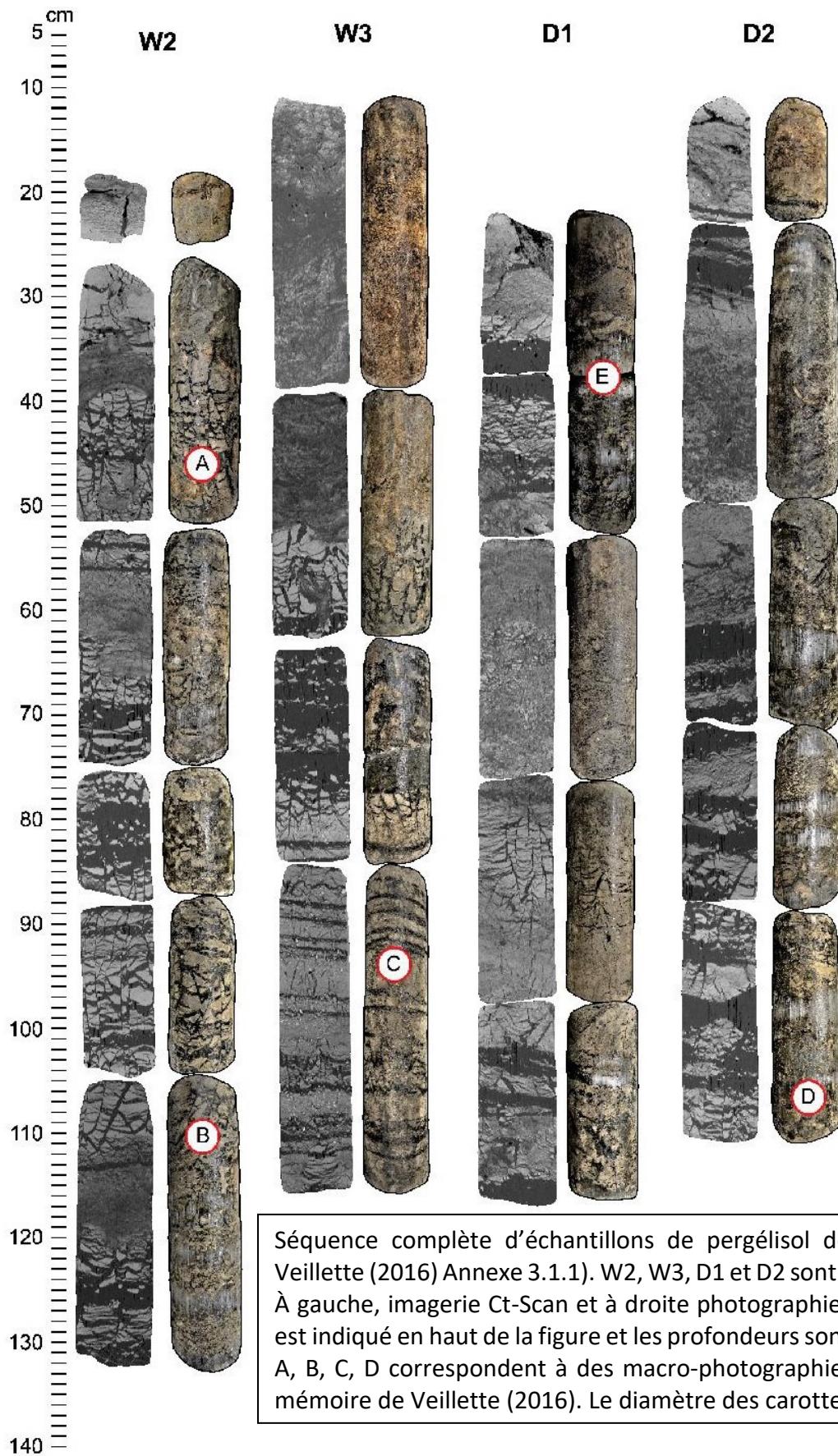
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B : 93 - 101 cm

Cryostructure : Interstitielle non-visible à visible (matrice organique)



# Échantillon	Proportion de matière organique mesurée en laboratoire (%)
ADAPT BEAVER CREEK 1.1.B : 93 -101 cm	25,7

ANNEXE 2 : ATLAS DES ÉCHANTILLONS DE Veillette, 2016 (Île Bylot, Nunavut)



Séquence complète d'échantillons de pergélisol de l'île Bylot (tiré de Veillette (2016) Annexe 3.1.1). W2, W3, D1 et D2 sont les noms des forages. À gauche, imagerie Ct-Scan et à droite photographie. Le nom des forages est indiqué en haut de la figure et les profondeurs sont indiquées à gauche. A, B, C, D correspondent à des macro-photographies de l'annexe 3.2 du mémoire de Veillette (2016). Le diamètre des carottes est de 10 cm.



Séquence complète d'échantillons de pergélisol de l'île Bylot (tiré de Veillette (2016) Annexe 3.1.1). S2, S4, S5 et GB sont les noms des forages. À gauche, imagerie Ct-Scan et à droite photographie. Le nom des forages est indiqué en haut de la figure et les profondeurs sont indiquées à gauche. F, G, H correspondent à des macro-photographies de l'annexe 3.2 du mémoire de Veillette (2016). Le diamètre des carottes est de 10 cm.

ANNEXE 3 : TABLEAU RÉCAPITULATIF DES DONNÉES DE LABORATOIRE ET DES CT-SCANS POUR L'ENSEMBLE DES ÉCHANTILLONS DE CETTE ÉTUDE. La date inscrite sous le nom du site correspond à la date d'échantillonnage.

Location	Site	# Borehole	# Sample	Name	Laboratory analysis			cryostructure	Ct-Scans analysis						
					Percentage of ice	percentage of sediments	percentage of organic matter		percentage of ice	percentage of sediments	percentage of gas	z resolution (Image spacing)	Ice percentage error	Ice percentage corrected error	
ADAPT HUMID (2015)	1	1	1	ABH 101-111	50,05	49,95	10,4	Lenticular	68,48	31,14	0,38	0,2441	0,6	18,43	26,45
		2	2	ABH 112-121	65,37	34,63	7,4	Reticulate and lenticular	41,48	58,32	0,20	0,2441	0,6	23,89	3,93
		3	3	ABH 122-133	52,07	47,93	3,8	Reticulate	18,37	81,44	0,19	0,2441	0,6	33,70	11,02
	2	4	4	ABH2 75-80	84,92	15,08	20	Structureless	97,84	2,01	0,15	0,2441	0,6	12,92	0,44
		5	5	ABH2 83-93	85,86	14,14	18,2	Structureless with organic matrix	88,10	11,57	0,34	0,2441	0,6	2,24	4,07
		6	6	ABH2 93-98	85,82	14,18	23,9	Massive ice and structureless	88,85	7,87	0,29	0,2441	0,6	3,02	4,92
		7	7	ABH2 98-104	81,45	18,55	12,4	Lenticular	85,56	14,18	0,26	0,2441	0,6	4,11	0,32
		8	8	ABH2 104-109	82,00	18,00	14,3	Reticulate	75,38	24,23	0,38	0,2441	0,6	6,62	3,65
		9	9	ABH2 142-150	72,58	27,42	12	Reticulate	44,45	55,46	0,09	0,2441	0,6	28,13	2,44
		10	10	ABH2 150-161	72,21	27,79	17,7	Layered	67,33	32,63	0,05	0,2441	0,6	4,88	4,10
		11	11	ABH2 161-170	82,09	17,91	20,9	Reticulate	91,13	8,62	0,25	0,2441	0,6	9,05	0,55
3	12	12	ABH3 46-56	72,79	27,21	14	Layered and reticulate	76,58	21,82	1,60	0,2441	0,6	3,79	5,44	
	13	13	ABH3 56-62	82,52	17,48	10,3	Layered and structureless	90,69	9,21	0,09	0,2441	0,6	8,18	0,06	
	14	14	ABH3 62-73	87,42	12,58	32,3	Structureless	98,92	0,82	0,26	0,2441	0,6	11,50	2,69	
ADAPT MESIC (2015)	4	15	15	ABM 62-67	75,10	24,90	14,5	Structureless	72,12	27,28	0,60	0,2441	0,6	2,99	2,29
		16	16	ABM 67-74	82,60	17,40	38,1	Structureless	98,88	1,08	0,05	0,2441	0,6	16,28	2,19
		17	17	ABM 74-84	76,43	23,57	19,7	Structureless and microlenticular	84,60	15,00	0,40	0,2441	0,6	8,17	4,39
		18	18	ABM 108-118	65,95	34,05	10,5	Suspended	62,83	35,01	2,16	0,2441	0,6	7,13	3,88
VEILLETTE, BYLOTT (2016)	9	19	19	ABM 118-128	71,47	28,53	7,8	Suspended	62,83	35,01	2,16	0,2441	0,6	8,65	2,85
		20	20	VBW2 18-25	63,89	36,11	11	Microlenticular	34,51	62,65	2,85	0,1758	0,4	29,38	2,57
		21	21	VBW2 27-33	49,71	50,29	10	reticulate regular to suspended + porous visible (organic matrix)	16,23	82,47	1,30	0,1758	0,4	33,48	12,40
		22	22	VBW2 33-52	69,50	30,50	12	reticulate with layers + porous visible (organic matrix)	52,07	46,49	1,43	0,1758	0,4	17,42	2,20
		23	23	VBW2 52-68	72,01	28,00	13	suspended	57,87	40,54	1,59	0,1758	0,4	14,14	1,19
		24	24	VBW2 76-88	88,32	11,68	9	suspended	73,74	25,43	0,83	0,1758	0,4	14,58	10,57
		25	25	VBW2 88-105	75,92	24,08	8	reticulate regular to suspended	53,16	45,69	1,15	0,1758	0,4	22,76	3,82
		26	26	VBW2 105-113	74,35	25,65	7	reticulate regular	47,32	51,97	0,72	0,1758	0,4	27,03	3,67
		27	27	VBW2 113-119	81,12	18,88	16	porous visible (organic matrix)	79,06	19,76	1,18	0,1758	0,4	2,07	2,08
		28	28	VBW2 123-132	77,52	22,48	9	suspended	73,65	24,03	2,32	0,1758	0,4	3,88	0,35
		VEILLETTE, BYLOTT (2016)	8	29	29	VBW3 13-41	87,10	12,90	25	porous visible (organic matrix)	94,88	4,83	0,29	0,1758	0,4
30	30			VBW3 41-52	83,81	16,19	23	porous visible (organic matrix)	93,70	6,10	0,20	0,1758	0,4	9,89	0,47
31	31			VBW3 54-57	72,36	27,64	12	reticulate regular	75,35	40,99	1,37	0,1758	0,4	13,96	1,44
32	32			VBW3 68-81	85,20	14,80	9	suspended	81,82	16,97	1,21	0,1758	0,4	3,38	5,42
33	33			VBW3 86-117	64,24	35,76	4	layered	35,51	63,99	0,51	0,1758	0,4	28,73	3,34
34	34			VBD1 25-34	66,34	33,66	12	porous visible (organic matrix)	49,56	46,78	3,66	0,1758	0,4	16,78	3,87
35	35			VBD1 39-50	82,76	17,24	9	layered and lenticular	71,61	25,02	3,37	0,1758	0,4	11,15	6,52
36	36			VBD1 50-55	75,27	24,73	15	porous visible (organic matrix)	69,04	30,24	0,72	0,1758	0,4	6,22	1,25
37	37			VBD1 55-82	77,92	22,08	18	porous visible (organic matrix)	77,02	22,57	0,40	0,1758	0,4	0,90	0,86
38	38			VBD1 82-92	62,69	37,31	8	reticulate regular	30,41	63,18	6,41	0,1758	0,4	32,28	1,37
39	39			VBD1 92-99	62,42	37,58	9	reticulate	20,14	79,75	0,11	0,1758	0,4	42,28	1,18
VEILLETTE, BYLOTT (2016)	7	40	40	VBD1 99-103	66,01	33,99	9	reticulate	28,25	71,03	0,72	0,1758	0,4	37,75	0,45
		41	41	VBD1 103-118	79,42	20,58	9	layered + reticulate chaotic	67,71	31,24	1,05	0,1758	0,4	11,71	3,38
		42	42	VBD2 12-24	64,18	35,82	13	porous visible (organic matrix)	50,14	47,22	2,64	0,1758	0,4	14,04	6,56
		43	43	VBD2 24-31	89,29	10,71	10	layered	87,16	11,14	1,70	0,1758	0,4	2,13	8,25
		44	44	VBD2 31-51	77,99	22,01	14	porous visible (organic matrix)	70,69	28,31	1,00	0,1758	0,4	13,92	0,66
		45	45	VBD2 51-60	69,24	30,76	10	porous visible (organic matrix)	42,12	57,55	0,33	0,1758	0,4	27,11	0,19
		46	46	VBD2 72-89	78,46	21,54	6	layered to suspended	62,07	36,07	1,86	0,1758	0,4	16,39	4,23
		47	47	VBD2 89-112	82,45	17,55	7	layered to suspended	67,03	31,55	1,43	0,1758	0,4	15,42	6,72
		48	48	VBS2 15-24	74,91	25,09	12	porous visible (organic matrix)	59,06	38,01	2,93	0,1758	0,4	15,85	1,88
		49	49	VBS2 24-33	51,29	48,71	11	porous visible (organic matrix)	21,62	77,39	0,99	0,1758	0,4	29,67	12,38
		VEILLETTE, BYLOTT (2016)	9	50	50	VBS2 33-42	73,22	26,78	9	lenticular with layer	53,22	45,78	1,00	0,1758	0,4
51	51			VBS2 42-55	78,38	21,62	17	porous visible (organic matrix)	80,31	18,84	0,85	0,1758	0,4	1,93	1,13
52	52			VBS2 59-72	63,62	36,38	7	reticulate regular	35,97	63,17	0,85	0,1758	0,4	27,64	3,96
53	53			VBS2 72-83	72,91	27,09	13	lenticular with layer and porous visible (organic matrix)	46,92	52,84	0,25	0,1758	0,4	26,00	2,17
54	54			VBS2 86-96	75,69	24,31	10	layered to lenticular	57,01	42,11	0,88	0,1758	0,4	18,68	2,46
55	55			VBS2 96-115	88,34	11,66	12	suspended with micro-lenticular	80,72	18,18	1,10	0,1758	0,4	7,62	8,81
56	56			VBS4 31-45	67,94	32,07	7	Layered to lenticular	51,11	44,24	7,65	0,1758	0,4	16,82	1,23
57	57			VBS4 45-57	84,52	15,38	8	Layered, porous visible	70,69	28,31	1,00	0,1758	0,4	13,92	7,75
58	58			VBS4 62-80	85,03	14,97	9	Layered to suspended	70,94	28,16	0,90	0,1758	0,4	14,09	8,06
59	59			VBS4 80-100	88,43	11,57	8	Suspended	79,40	19,59	1,01	0,1758	0,4	9,03	9,23
60	60			VBS4 105-125	73,43	26,57	8	Reticulate regular to suspended	53,79	43,60	2,60	0,1758	0,4	19,64	1,70
VEILLETTE, BYLOTT (2016)	11	61	61	VBS5 16-29	60,79	39,21	8	Reticulate chaotic, layered	33,35	65,71	0,94	0,1758	0,4	27,45	6,05
		62	62	VBS5 29-36	70,85	29,15	8	Reticulate regular	41,30	57,85	0,85	0,1758	0,4	29,54	1,83
		63	63	VBS5 36-61	70,25	29,75	8	Reticulate, porous visible (organic matrix), layered	37,47	62,11	0,42	0,1758	0,4	32,78	2,11
		64	64	VBS5 61-72	57,72	42,28	5	Porous invisible, micro-lenticular	10,86	89,12	0,02	0,1758	0,4	46,86	3,41
		65	65	VBS5 72-100	73,77	26,23	7	Layered, reticulate regular	41,76	57,88	0,36	0,1758	0,4	32,00	4,45
		66	66	VBS5 100-116	80,00	20,00	8	Layered, reticulate chaotic	52,71	46,75	0,54	0,1758	0,4	27,29	7,80
		67	67	VBS5 116-125	51,21	48,79	4,5	Porous invisible	8,13	91,60	0,27	0,1758	0,4	43,08	9,10
		68	68	VBS5 125-134	73,98	26,02	9,8	Porous visible (organic matrix)	54,95	44,63	0,42	0,1758	0,4	19,03	1,13
		69	69	VBS5 134-143	71,62	28,38	7,3	Micro lenticular to lenticular	45,94	53,71	0,35	0,1758	0,4	25,67	1,17
		70	70	VBS5 143-152	73,65	26,35	8,3	Micro lenticular to lenticular	49,66	49,85	0,49	0,1758	0,4	23,99	2,26
		VEILLETTE, BYLOTT (2016)	12	71	71	VBS5 152-161	76,14	23,86	7,6	Suspended with micro lenticular	62,50	35,06	2,45	0,1758	0,4
72	72			VBS5 161-185	78,29	21,71	9,3	Suspended with reticulate	64,02	33,62	2,36	0,1758	0,4	14,27	3,72
73	73			VBS5 185-203	72,60	27,40	4,8	Layered with lenticular	50,71	49,01	0,28	0,1758	0,4	21,89	0,85
74	74			VBS5 203-208	57,06	42,94	5,4	Porous invisible with lenticular	12,14	87,76	0,10	0,1758	0,4	44,92	4,39
75	75			VBS5 208-212	83,56	16,44	10,5	Suspended	52,71	46,62	0,67	0,1758	0,4	30,85	11,41
76	76			EBR61X 0-13	87,69	12,31	-	Structureless	92,29	7,16	0,55	0,1758	0,4	4,60	4,85
77	77			EBR61X 13-26	93,12	6,88	-	Structureless	97,63	2,11	0,26	0,1758	0,4	4,51	8,74
78	78			EBR61X 26-36	97,16										

ANNEXE 4 : DÉTAILS TECHNIQUES DE L'UTILISATION DES CT-SCANS

The permafrost samples were collected using a portable permafrost core-drill (10 cm diameter core barrel) following the same extraction protocol. The top 2 meters of permafrost were drilled excluding the thawed active layer.

- Images pre processing

The sample was first isolated from any unwanted object, like the sampling bag or the surrounding air by using a segmentation and the creation of ROIs (regions of interest). The ROI representing the sample only was generated by creating a classifier. This classifier was made using as many samples as possible and by drawing polygons to include every kind of textures with different sizes and shapes of the elements susceptible to appear in a permafrost sample.

The *segmentation* tool in Dragonfly was used to create the "Sample" ROI (pixels from sample) and the "Outside" ROI (pixels from unwanted elements). This segmentation was done by training the classifier using 30 samples from the ADAPT project.

This segmentation could then be applied to any permafrost sample. This automated operation was completed by visual check of those 2 ROIs to fix any artifacts that might be generated in the process. This step was done manually for every sample.

- Ice, gas, and sediments density-thresholds segmentations

The components were isolated from each other by using density thresholds segmentations. The thresholds used were:

- Gas, from -1024 HU to -321 HU
- Ice, from -320 HU to 560 HU
- Sediments, from 561 HU to 3071 HU

This segmentation resulted in the creation of 3 ROIs for each component identified previously. To remove any unwanted objects, the intersection tool was used with the "Sample" ROI that was created previously and every 3 others independently (gas, ice and sediments). The "sample" ROI was eroded by a few millimeters to match the size of the sample after laboratory cleaning of

drilling mud frozen to the core. The *intersection* tool was used to create a new ROI from the intersected voxels of 2 or more ROIs. These intersections result in the creation of 3 new ROIs which voxels are included only in the "Sample" ROI. The ice, sediments and gases were modeled in 3D from the ROIs. Isolated groups of 100 voxels not connected by a corner, edge or vertex were deleted to increase model imaging performance. With the gas, ice, and sediments isolated, it was possible to perform 3D reconstruction and quantitative analysis.

ANNEXE 5 : DÉTAILS TECHNIQUES DES ANALYSES DE LABORATOIRE

- Frozen bulk density (Andersland and Ladanyi, 2004)

The volume of the sample is measured by the displacement of water upon immersion of the sample in a known volume of water and the frozen bulk density (ρ_g) is calculated with equation (3). Where M_g is the mass of the sample and V_g its volume.

$$\rho_g = \frac{M_g}{V_g} \quad (3)$$

- Dry density and ice and sediments volumes (Andersland and Ladanyi, 2004)

The dry density (ρ_d) is calculated using equation (4), where M_d is the dry mass of sediment (dried at 105°C for 24 hours and without any mass change between 2 measures spaced 3 hours apart)

$$\rho_d = \frac{M_d}{V_g} \quad (4)$$

The volume of ice (V_i) is calculated using equation (5), M_i is the weight of water ($M_g - M_d$) and ρ_i is the density of ice (0.917 g/cm³)

$$V_{ice} = \frac{M_i}{\rho_i} \quad (5)$$

The volume of sediment (V_{sed}) is obtained using equation (6).

$$V_{sed} = V_g - V_{ice} \quad (6)$$

The volume of the air bubbles in the ice was ignored as it is usually below 2%.

- Gravimetric organic matter content

A small quantity, ≈ 0.2 g, representative of the full sample, was sampled and weighted. It was then burnt at 500°C for 4 hours and weighted again. The mass difference is the mass of the organic matter that was burnt. Then the gravimetric organic matter (OM_g) content is computed using equation (7).

$$OM_g = \frac{Sed_{OM} - Sed_g}{Sed_{OM}} \quad (7)$$

Where Sed_{OM} is the weight of sediments with organic matter before ignition, Sed_g is the weight of sediments after ignition of organic matter at 500°C for 4 hours.

ANNEXE 6 : COMPARAISON DES SEUILS DE DENSITÉ UTILISÉS DANS CETTE ÉTUDE AVEC CEUX ISSUS DE LA LITTÉRATURE

Authors	Lowest threshold Value (HU)	Highest threshold Value (HU)	Comments
This study	-320	560	
Kawamura, 1988	~ -50	-40	
Dillon et al., 2008*	-864	-241	
Calmels et al., 2010	-150	-40	
Crabeck et al., 2016	-74	-74	Pure ice
Lapalme et al., 2017	-320	750	
Lieb-Lappen and Obbard, 2017*	~ -464	1071	Sea ice
Clavano et al., 2011 in Ducharme, 2016	-170	-83	

Tableau 2. – Ice threshold values, a compilation of studies, including this study. Some of them were converted to HU from gray levels (*)

	Ice volume Lab (cm³)	Ice volume A (cm³)	Ice volume B (cm³)	Ice volume C (cm³)	Ice volume D (cm³)	Ice volume E (cm³)	Ice volume F (cm³)	Ice volume G (cm³)	Ice volume H (cm³)	Sample volume (cm³)
Sample #1	524,60	513,80	27,71	27,14	209,11	2,36	554,74	624,49	82,14	817,77
Sample #2	251,12	268,35	8,21	20,28	77,30	1,03	324,52	368,98	30,68	380,95

Tableau 3. – Ice volumes estimated using literature density thresholds. A, thresholds used in this study ; B, Kawamura, 1988 ; C, Dillon et al., 2008 ; D, Calmels et al., 2010 ; E, Crabeck et al., 2016 ; F, Lapalme et al., 2017 ; G, Liep-Lappen and Obbard, 2017 ; H, Clavano et al., 2011 in Ducharme, 2016.

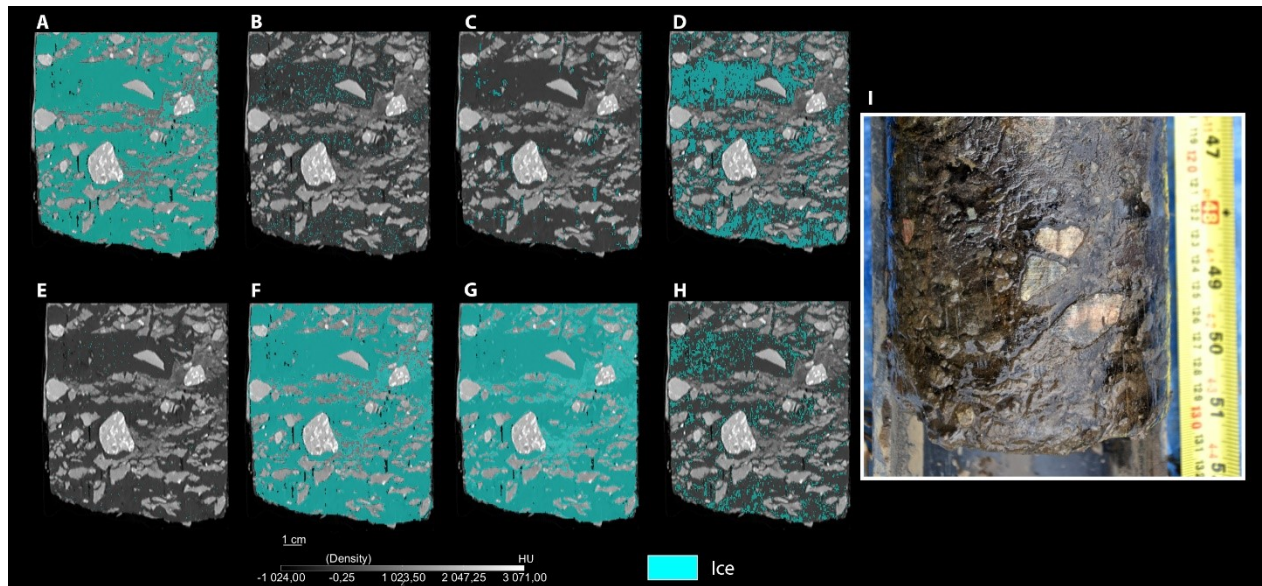


Figure 38. – Ice volumes comparison between density thresholds used in this study and those published in the literature (Table 2), Sample #1. A, thresholds used in this study; B, Kawamura, 1988; C, Dillon et al., 2008; D, Calmels et al., 2010; E, Crabeck et al., 2016; F, Lapalme et al., 2017; G, Liep-Lappen and Obbard, 2017; H, Clavano et al., 2011 in Ducharme, 2016. I, photography of the sample. The sample is formed by suspended sandy silt and gravels in a matrix of ice.

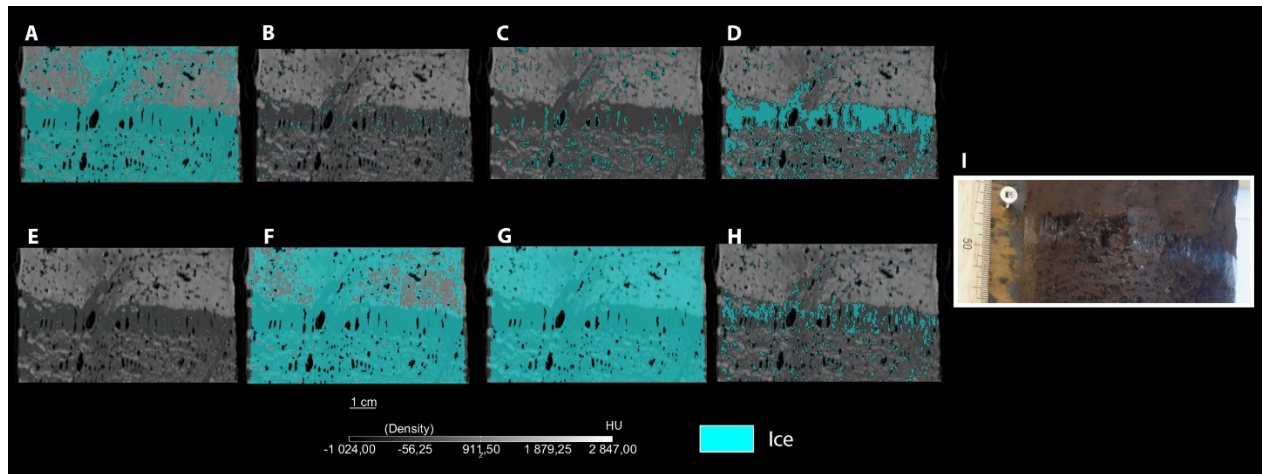


Figure 39. – Ice volumes comparison between density thresholds used in this study and those published in the literature (Table 2), Sample #2. A, Kawamura, 1988; B, Dillon et al., 2008; C, Calmels et al., 2010; D, Crabeck et al., 2016; E, Lapalme et al., 2017; F, Liep-Lappen and Obbard, 2017; G, Clavano et al., 2011 in Ducharme, 2016; H, thresholds used in this study. I, photography of the sample. The sample is made of silt with organic matter with an ice lens in the center.