

Université de Montréal

**Stabilisation du paysage périglaciaire suite à un épisode de
ravinement par thermo-érosion : implication pour la structure et
la stabilité thermique du pergélisol de surface**

par
Audrey Veillette

Département de géographie
Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences en vue de l'obtention du grade
de maîtrise en géographie

avril 2019

© Audrey Veillette, 2019

RÉSUMÉ

Dans la vallée Qarlikturvik, à l'Île Bylot (Nunavut), plusieurs ravins de thermo-érosion incisent la terrasse de polygones à coins de glace. Suivant l'épisode catastrophique menant à la création de ravins, ces formes thermokarstiques se stabilisent mais demeurent dans le paysage périglaciaire. L'étude du rétablissement à long-terme du pergélisol dans et autour des ravins est nécessaire afin de mieux comprendre les nouvelles structures du pergélisol qui émergent de la stabilisation. Dans le cadre de ce mémoire de maîtrise, nous nous sommes intéressés à la séquence complète depuis la formation du pergélisol, à la formation du ravin de thermo-érosion, jusqu'à la stabilisation du paysage. Une attention particulière fut portée aux patrons cryostratigraphiques du pergélisol de surface, hérités de la transition ravinement-stabilisation. Le ravin stabilisé à l'étude résulte de l'érosion partielle d'un réseau de coin de glace s'étant développé au sein d'une terrasse de sable et graviers fluvio-glaciaires, de matériel alluvial et de matière organique mixée à des silts éoliens. Une superficie de $226 \pm 22 \text{ m}^2$ par mètre linéaire de pergélisol raviné a été affectée, dû au ravinement, mais aussi aux processus de stabilisation et d'ajustement du plafond du pergélisol. La glace d'aggradation dans le matériel perturbé et la présence de coins de glace réactivés illustrent l'apport des rétroactions négatives dans les processus de stabilisation du pergélisol. Dans le mètre supérieur du pergélisol, les pentes et les polygones drainés - de part et d'autre du canal du ravin - ont atteints des conditions thermiques qui, globalement, s'apparentent aux conditions pré-ravinement. Dans le cas des polygones drainés uniquement, la surface du pergélisol stabilisé contient dorénavant 1.2 fois plus de chaleur latente que le pergélisol intact. Cela signifie que ces unités stabilisées seraient maintenant plus résistantes au dégel que les polygones humides intacts qui représentent les conditions pré-ravinement. Cette étude démontre l'importance d'étudier l'évolution à long terme des paysages thermokarstiques pour identifier les nouvelles structures du pergélisol, particulièrement dans le contexte des changements climatiques, et souligne la résilience du pergélisol suivant une perturbation catastrophique.

Mots clés : pergélisol, stabilisation, glace d'aggradation, ravin de thermo-érosion, coins de glace, cryostructures

ABSTRACT

Thermo-erosion gullies dissect the ice-wedge polygonal terrace in Qarlikturvik valley, Bylot Island (Nunavut), and gullies stay in the landscape as stabilized features following their catastrophic formation. After such disturbances, long-term transitions of the landscape in the continuous permafrost zone needs to be studied thoroughly to understand the recovery processes and new permafrost structure that results, and how it contrasts from pre-disturbance conditions. In this master's thesis, we investigated how permafrost first formed and then went through a disturbance-stabilization transition. We also examined the processes that contributed to the recovery of surficial permafrost. Special attention was paid to the cryostratigraphic patterns of surficial permafrost due to landscape recovery. The thermo-erosion gully results from the partial erosion of an ice-wedge network, that previously developed in glaciofluvial sands and gravels, alluvial sediments and an organic matrix mixed with eolian silts. An area of $226 \pm 22 \text{ m}^2$ per linear meter of eroded permafrost was impacted by degradation and stabilization. Aggradational ice and rejuvenated ice wedges (found in the gully slopes) are two features indicative of permafrost stabilization lead by negative feedbacks acting on permafrost. On a one-meter deep profile, we learned that globally, drained polygons and slopes' permafrost from both sides of the gully channel reached thermal conditions comparable to pre-degradation permafrost state. Regarding the drained polygons only, its surficial permafrost now has 1.2 time more latent heat than intact polygons, meaning more energy is necessary to induce its thawing. This modification in the permafrost structure suggests these stabilized drained polygons are in a better posture to face future climate warming compared with pre-disturbance permafrost. This study confirms the importance of long-term investigations of thermokarst terrain to understand landscape evolution in the context of climate change and puts to light permafrost resiliency.

Key words : permafrost, stabilization, aggradational ice, thermo-erosion gully, ice-wedge

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT	ii
TABLE DES MATIÈRES.....	iii
LISTE DES TABLES.....	v
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES ANNEXES	viii
LISTE DES SIGLES ET ABBRÉVIATIONS	ix
REMERCIEMENTS.....	x
AVANT-PROPOS.....	xi
CHAPITRE 1 Contexte et concepts	1
INTRODUCTION	1
1.1 LE PERGÉLISOL.....	3
1.1.2 La couche active	6
1.1.3 Couche intermédiaire (<i>intermediate layer</i>) et couche transitoire (<i>transient layer</i>).....	8
1.1.4 Les coins de glace.....	10
1.2 THERMOKARST ET DÉGRADATION DU PERGÉLISOL.....	12
1.2.1 Le processus de thermo-érosion du pergélisol.....	14
1.2.2 Les ravins de thermo-érosion.....	15
1.3 PERGÉLISOL EN DÉSÉQUILIBRE ET TRANSITIONS.....	18
1.3.1 Accentuation des dégradations du pergélisol perturbé rétroactions positives.....	18
1.3.2 Stabilisation et rétablissement du pergélisol perturbé rétroactions négatives.....	19
1.3.3 Transitions complexes et incertitudes.....	20
1.3.4 Ravins de thermo-érosion et transition du paysage	21
1.4 ÉTUDE DE LA GLACE DANS LE SOL	21
1.4.1 La cryostratigraphie : cryostructures et cryofaciès	22
CHAPITRE 2 Problématique, méthodes et site d'étude.....	26
2.1 OBJECTIFS DE RECHERCHE.....	26
2.2 IMPORTANCE DE L'ÉTUDE	26
2.3 SITE D'ÉTUDE.....	28
2.4 MÉTHODES.....	32
2.4.1 Analyses géomorphologiques et cryostratigraphiques.....	33

2.4.2 Quantification du rétablissement du pergélisol.....	35
CHAPITRE 3 Article	38
ABSTRACT	39
3.1 INTRO	40
3.2 SITE.....	42
3.3 METHODS.....	45
3.3.1 Geomorphology and stratigraphy of the thermo-erosion gully and surrounding permafrost	45
3.3.2 Permafrost recovery and ice-wedge rejuvenation: quantification of the thermal state of surficial permafrost	47
3.4 RESULTS	50
3.4.1 Geomorphology of the thermo-erosion gully and the surrounding terrace.....	50
3.4.2 Stratigraphy of the terrace hosting the stabilized gully.....	51
3.4.3 Permafrost structure of the stabilized thermo-erosion gully and its surrounding	58
3.5 DISCUSSION	63
3.5.1 Stratigraphy of the terrace and the thermo-erosion gully	63
3.5.2 Impact of gullyng on ice-wedge polygons.....	65
3.5.3 Stabilization and ice aggradation	65
3.6 SUMMARY AND CONCLUSION	71
AKNOWLEDGMENTS.....	72
CHAPITRE 4 Discussion générale	73
4.1 STRUCTURE INITIALE DE LA TERRASSE ET FORMATION DU RAVIN.....	73
4.1.1 Formation de la terrasse et des coins de glace	73
4.1.2 Thermo-érosion des coins de glace.....	74
4.2 MODIFICATION DU PERGÉLISOL AFFECTÉ PAR LE RAVINEMENT	75
4.3 STABILISATION DU PAYSAGE : aggradation de glace et nouvelle morphologie de surface .	75
4.3.1 Aggradation de glace	76
4.3.2 Nouvelle morphologie de surface	77
4.3 STABILITÉ THERMIQUE ET CHALEUR LATENTE ISSUE DE LA STABILISATION.....	78
4.4 OUVERTURE	78
CONCLUSION.....	79
RÉFÉRENCES	81
ANNEXES.....	i

LISTE DES TABLES

Table 1. Températures et augmentation des températures du pergélisol par région

Table 2. Classification nord-américaine simplifiée des différentes cryostrutures observées au sein du pergélisol.

Table 3. Morphological characteristics of the gully and the surrounding polygons.

Table 4. ^{14}C dates for stratigraphic contacts observed in the gully and the adjacent terrain units

Table 5. Grain size analysis for permafrost cores retrieved along gully transect (transect 1)

Table 6. Cryostruture analysis of the permafrost cores of the 3 units (wet polygons, drained polygons and slopes).

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Régime thermique du pergélisol indiquant les températures minimales et maximales, le gradient géothermique, la base et le plafond du pergélisol, la profondeur associée à une amplitude annuelle nulle, ainsi que la profondeur de la couche active (dégel saisonnier).

Figure 2. Répartition du pergélisol dans l'hémisphère nord, en fonction de son étendue spatiale.

Figure 3. Schéma conceptuel de la relation entre la couche active, la zone transitoire et le pergélisol sous-jacent. (A) Le schéma représente l'allure de la zone transitoire suivant un épisode de dégel; (B) La couche transitoire s'est enrichie en glace suivant la remontée du plafond du pergélisol et la formation de veines de glace engendre la reprise de la croissance des coins de glace.

Figure 4. (A) Schéma représentant la formation des coins de glace par fissuration thermique et infiltration d'eau regelant dans le pergélisol; (B) Classification des différents types de coins de glace en fonction de leur direction de formation et de leur âge au sein de la séquence de formation.

Figure 5. Modèle conceptuel des différents degrés et patrons de dégradation du pergélisol.

Figure 6. Perturbation du pergélisol. (A) Décrochement de couche active (~20 m de large); (B) Glissement de dégel en bordure de lac (escarpement de ~10 m en tête du glissement et diamètre de ~250 m); (C) Ravin de thermo-érosion et développement de polygones à centre bombé (~8 m de large); (D) Lac de thermokarst et arbres submergés; (E) Bog thermokarstique ayant mené à l'effondrement d'épinettes; (F) Mares de thermokarst le long de réseaux de coins de glace (~4 m de large).

Figure 7. Schéma simplifié d'un réseau de tunnels formés par thermo-érosion des coins de glace, stade initial de la formation d'un ravin de thermo-érosion.

Figure 8. Carotte de forage d'un coin de glace réactivé où l'on aperçoit plusieurs veines de glace s'incisant au sein du pergélisol, et sous laquelle se trouve une strate centimétrique de glace d'aggradation, double preuve du rétablissement du pergélisol.

Figure 9. (A) Localisation de l'Île Bylot au sein du Nunavut; (B) Localisation de la vallée Qarlikturik, où l'on retrouve les terrasses de polygones à coins de glace et le ravin à l'étude.

Figure 10. (A) La vallée Qarlikturvik, ses dépôts de surfaces et la limite de transgression marine estimée par Allard (1996); (B) Photographie aérienne du ravin stabilisé (R05) et du paysage environnant.

Figure 11. (A) Localisation des transects GPR et des forages de pergélisol; (B) Représentation schématisée d'un profil transversal du ravin.

Figure 12. (A) Bylot Island, Nunavut, Canada; (B) Qarlikturvik valley

Figure 13. (A) Map of Qarlikturvik valley with main surficial deposits showing the marine transgression limit as estimated by Allard (1996); (B) Aerial photographs of the stabilized gully (R05) and the surrounding landscape. The zoomed area shows the main patterns of ice-wedge polygons, slopes and gully floor in and around the gully's main channel. (C) Schematic representation of a gully transect with its units, as observed in the field.

Figure 14. Localization of the GPR transects (line) and permafrost cores (circles) along the stabilized gully.

Figure 15. (A) Raw GPR profiles (50 and 200 Mghz); (B) Interpreted GPR profile (50 and 200 Mghz); (C) Schematic representation of the interpreted GPR profile along a gully transect (transect 1)

Figure 16. Interpolation of GPR units between a longitudinal profile, extracted from the 3 transect zones, from the alluvial fans towards the glaciofluvial river.

Figure 17. Heterogeneity in the structure and grain-size distribution curves of cores from unit 4 (cores W2 and W2) and gully bottom (GB).

Figure 18. Thaw front depths of the 3 units taken on July 31st 2016.

Figure 19. (A) Localization of the ice-wedge crack amongst all the ice-wedge cracks found along the gully floor and slopes (B) Aspect of the ice-wedge crack formed in the gully floor, and (C) Aspect of the permafrost core that was extracted from the permafrost.

Figure 20. (A) Stratigraphic model of the terrace at the study site, with alluvial sediment inputs; (B) Stratigraphic model of the terrace following thermo-erosion gullying of the ice-wedge network.

Figure 21. Representations of the quantity and variability of latent heat of fusion (L) for each unit (wet intact polygons (W); drained polygons (D); and slopes (S)). (A) Quantity and variability of latent heat contained in various depth sections, considering an area of 1 m²; (B) Total latent heat and its variability contained in the first cubic-meter below the ground.

Figure 22. Simplified representation of a permafrost in transition due to gullying and further stabilization. The new structures added to the stabilized permafrost are aggradational ice layers at the top of permafrost (in the drained polygons and the slopes) and ice enriched intermediate layer (in the slopes).

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1. Température du pergélisol à différentes profondeurs.

Annexe 2. Snow thickness in the 3 gully terrain units.

Annexe 3. Permafrost cores (CT-Scan and photographs)

Annexe 4. Normalized Topographic Position Index (NTPI)

Annexe 5. Quantification of the soil area occupied by the drained polygons area excluding the ice-wedge network.

Annexe 6. CMP analysis at the study site.

Annexe 7. Ground-penetrating radar transects.

LISTE DES SIGLES ET ABBRÉVIATIONS

AD : après Jésus-Christ (*Anno Domini* en latin)

a.s.l. : au-dessus du niveau de la mer (*above sea level* en anglais)

BC : avant Jésus-Christ (*before Christ* en anglais)

BP : avant le présent (*before present* en anglais). La date de référence du présent est le 1^{er} janvier 1950 (date des premiers essais de datation radiocarbone).

DEM : modèle numérique d'élévation (*digital elevation model* en anglais)

ENE : Est-Nord-Est

GJ : gigajoule

J : joule

MHz : mégahertz

N : Nord

OSO : Ouest-Sud-Ouest

SE : Sud-Est

W : Ouest (*West* en anglais)

WSW : Ouest-Sud-Ouest (*West-South-West* en Anglais)

g : gramme

km : kilomètre

L : chaleur latente

cm : centimètre

m : mètre

mm : millimètre

p.ex. : par exemple

% : pourcentage

° : degré

ρ_d : densité du sol sec

L' : masse de chaleur latente pour l'eau (337.7 J/g)

w : contenu total en eau (masse de l'eau sur masse des sédiments)

w_u : contenu en eau non gelée du sol

\pm : plus ou moins

$<$: inférieur à

\sim : environ

r : coefficient de corrélation linéaire

^{14}C : âge radiocarbone

cal : âge calibré

REMERCIEMENTS

Merci à Daniel Fortier, mon directeur de recherche, de m'avoir poussé au-delà de mes propres attentes, en m'envoyant dans des endroits reculés de l'Arctique. Merci Étienne (Cotonelle) d'avoir partagé les ravins de thermo-érosion avec moi et de t'être impliqué activement tout au long de mon parcours académique, tu m'as été d'une très grande aide. Merci Stéphanie (Mogas Steph) de m'avoir formé à faire du terrain dans l'Arctique, dans le plaisir et la rigueur. Merci Gauthier d'avoir bien voulu me traîner à Ward Hunt Island, expérience inoubliable et incomparable qui me marquera à jamais. Merci Simon (Charbon) pour ton esprit critique, ta curiosité et ton authenticité. Merci Vilmantas pour ta patience, ton côté *relaxissime* et apaisant. Merci Fred (Big Thumb) pour les chansons et l'intensité contagieuse tant en science qu'en divertissement. Merci Fred (Tasse Brisée) de ne jamais m'avoir laissé tomber dans mes plans pas possibles, et merci pour tous les fous rires incontrôlables. Merci Max de chanter haut et fort dans la toundra, ton écoute et ton aide furent précieuses. Merci Don Jean d'avoir été un si bon public pour rire de mes âneries. Merci Marie/Maria d'avoir été mon alter-ego découvert sur le tard. Merci Flo et Dédé pour les folies et l'amitié. Merci à toute l'équipe de Bylot qui a fait partie de cette aventure. Merci à tous mes collègues ami.e.s du Géocryolab et du département de géographie. Finalement, merci à famille et amiEs : maman, papa et Rox pour le réconfort familial, Bije (!), Marie-Ève, Viviane, Didier, Sara, Mikha, Marianne, Éliane, les colocs (Fix, Gi, Isa, Lau) et tous les amiEs pour l'écoute et les récréations. Merci Gabo de t'investir autant dans tout ce que je suis et fais, c'est magnifique.

AVANT-PROPOS

Ce mémoire de maîtrise a été organisé en quatre chapitres. D'abord, le chapitre 1 est constitué d'une mise en contexte et présente les concepts scientifiques employés dans le cadre de ce projet de recherche, via un recensement des écrits scientifiques. Ensuite, le chapitre 2 traite de la problématique ayant motivé le projet de maîtrise, tout en présentant les objectifs de recherche, ainsi que l'importance de l'étude et sa contribution scientifique. Ce chapitre décrit aussi l'approche méthodologique mise de l'avant pour répondre aux objectifs de recherche et présente le site d'étude. L'article scientifique en anglais compose le chapitre 3; c'est dans ce chapitre que sont présentés les résultats de recherche et les implications de ces résultats dans le contexte de l'étude. Finalement, le chapitre 4 est une discussion générale autour du projet de maîtrise, et fait un retour sur les concepts, résultats et discussions issus du projet de recherche.

CHAPITRE 1 | Contexte et concepts

INTRODUCTION

Les environnements nordiques où l'on retrouve du pergélisol sont parmi les régions les plus vulnérables de subir des perturbations dans le contexte des changements climatiques (Grosse et al. 2013; Kokelj et Jorgenson 2013). Dans son plus récent rapport, l'IPCC (2014) mentionne l'évidence de l'augmentation des températures globales (hausse de 0.85°C pour la période 1880-2012). De plus, la région arctique se réchauffe au moins 2 fois plus rapidement qu'ailleurs sur la planète, dû aux multiples rétroactions responsables de ce qu'on l'on nomme l'amplification arctique. Ce concept implique de complexes interactions entre la radiation solaire et l'augmentation des températures atmosphériques avec les changements de couverture de surface (neige, glace, végétation) et leur influence sur l'albédo (Bowden 2010; Cohen et al. 2014; Walsh 2014).

De manière générale, la stabilité thermique du pergélisol est affectée par les changements climatiques (AMAP 2017). Sa température, depuis la fin des années 1970, aurait augmenté de 0.5° à 2°C selon les régions (IPCC 2014). Compte tenu de l'importante étendue spatiale du pergélisol sur la planète et de ses dynamiques complexes, il est essentiel de mieux comprendre et caractériser les processus de dégradation qui opèrent en ces milieux et ce, à différentes échelles spatiales et temporelles. Les milieux de pergélisol riche en glace (> 20% de glace en excès de la porosité du sol) méritent une attention particulière, puisqu'ils sont davantage vulnérables aux perturbations (Jorgenson et Osterkamp 2005; Rowland et al. 2010).

Au cours des dernières décennies, les recherches ont mis en relief le caractère changeant des processus géomorphologiques (Rowland et al. 2010), des cycles biogéochimiques (Vincent et al. 2017), ainsi que des patrons écologiques et hydrologiques en milieu de pergélisol (Woo et al. 1992; Jorgenson et al. 2001). La complexité des interactions et des rétroactions associées à l'impact des changements climatiques renforce la nécessité d'acquérir davantage de savoir sur

les réponses du pergélisol aux divers types de perturbations (Shur et Jorgenson 2007). Les interactions complexes entre les patrons neigeux et de végétation, la dynamique de la couche active, l'écoulement de l'eau de surface et sous-terrain ainsi que les types de sols sont tout autant de pistes explicatives à la compréhension des dynamiques du pergélisol, de ses perturbations et de sa résilience (Grosse et Romanovsky 2011).

Une majorité d'études a porté sur la caractérisation des processus et des formes de dégradation du pergélisol. La formation de lacs et mares thermokarstiques (French 1974; Grosse et al. 2013), les détachements de couche active (Lewkowicz 1990; Lewkowicz et Harris 2005; Lamoureux et Lafrenière 2009), les glissements de dégel rétrogressifs (Burn et Friele 1989; Lantz et Kokelj 2008; Lacelle et al. 2010) et les cas d'approfondissements de couche active (Brown et al. 2000; Hinkel et Nelson 2003; Wright et al. 2009) en sont tous des exemples. Au-delà de l'étude des perturbations, il est aussi primordial d'évaluer comment ces milieux perturbés évoluent dans le temps et comment certains paysages perturbés arrivent à se stabiliser. La stabilisation, guidée par des rétroactions physiques négatives, engendre des modifications de la structure du pergélisol et de son comportement dans le contexte des changements climatiques.

Dans le cadre de ma recherche de maîtrise, nous nous intéresserons aux aspects de la stabilisation (processus et nouvelle structure) du pergélisol suite à une perturbation initiée par thermo-érosion. La thermo-érosion est un des forçages engendrant la modification du territoire périglaciaire via la dégradation du pergélisol. En zone de polygones à coins de glace à l'intérieur des terres, la thermo-érosion a le potentiel d'éroder de grands réseaux riches en glace, résultant en la formation de ravins de thermo-érosion (Fortier et al. 2007). Utilisant un ravin de thermo-érosion stabilisé comme sujet d'étude, nous avons évalué les nouvelles structures et propriétés thermiques et mécaniques du pergélisol de surface qui découlent de la stabilisation du paysage, suivant l'épisode de dégradation. Pour ce faire, il a été essentiel de caractériser la cryostratigraphie générale du site d'étude, afin de développer un modèle pré et post perturbation. La caractérisation du pergélisol nous permettra d'inférer sur les mécanismes de stabilisation du ravin, surtout concernant les mécanismes d'amincissement de la couche active, de propagation du front de gel et de formation de glace d'aggradation. De plus, les résultats de l'étude nous permettront de mieux comprendre la résilience du pergélisol dans un contexte de changements

climatiques, facteur qui n'est actuellement pas pris en compte dans les modèles d'évolution du paysage.

La recherche proposée s'inscrit dans le cadre conceptuel de la géomorphologie périglaciaire et de la géocryologie, qui sont toutes deux des branches des sciences naturelles et qui s'efforcent à comprendre les systèmes géomorphologiques gelés (dont la présence de glace dans le sol) dans une optique d'évolution du paysage. Dans ce contexte, le pergélisol est observé comme une formation naturelle ayant ses lois, sa genèse, ainsi qu'une évolution et une distribution sur la planète qui lui soit propre (Yershov 1998).

1.1 LE PERGÉLISOL

Dans l'hémisphère Nord, le pergélisol occupe entre 20 et 25% de la surface du territoire (Zhang 2005) et au Canada, près de la moitié du territoire en est recouvert (Zhang et al. 2008). Le pergélisol est l'élément géomorphologique à la base de la majorité des processus ayant cours au sein des environnements nommés périglaciaires (Péwé 1969); l'environnement périglaciaire se décrivant comme étant un environnement régit par des processus liés au froid, mais excluant les processus glaciaires qui sont dominés par des mécanismes distincts (French 2013). Le pergélisol se définit comme étant un sol gelé (0°C ou moins) et ce, pour au moins 2 années consécutives (van Everdingen 1988). La définition est purement basée sur un critère thermique; la présence de glace dans le sol n'est pas un pré requis pour définir un environnement pergélisolé (Mackay 1972; Anisimov et Reneva 2006; French 2013). Toutefois, la présence ou non de glace est un facteur important à prendre en compte dans l'analyse des mécanismes du pergélisol ; les sols seront donc classés comme étant cryotiques ou non-cryotiques (French 2013). De plus, la texture du sol, son contenu en eau et la lithologie sont tous des facteurs additionnels dans l'analyse du pergélisol (Black 1976). L'état d'un pergélisol est la résultante de trois paramètres principaux, soit la température de surface terrestre, les propriétés thermiques du matériel en place ainsi que le flux de chaleur interne de la Terre (Duchkov 2006). Considérant ces trois facteurs, la Figure 1 propose une représentation du régime thermique du pergélisol, indiquant ses limites en surface

et en profondeur, et prenant compte des températures maximales et minimales rencontrées au cours d'une année. Le pergélisol a le potentiel d'être très froid (-10°C et moins) et très épais (plus de 500 m jusqu'à plus de 2000 m) en terres arctiques, et plutôt chaud (près de 1 à 2°C du point de fusion) et mince (quelques mètres d'épaisseurs seulement) dans les régions subarctiques (Romanovsky et al. 2002). Le pergélisol peut être présent de manière isolée (0-10%), sporadique (10-50%), discontinue (50-90%) ou continue (90-100%) en fonction de sa couverture du territoire (French 2013) (Figure 2). C'est au sein des régions de pergélisol continu que les températures du sol sont les plus variables, allant de -1°C à en-dessous de -15°C ; alors que les autres zones combinées ont des températures plus homogènes, souvent au-delà de -2°C

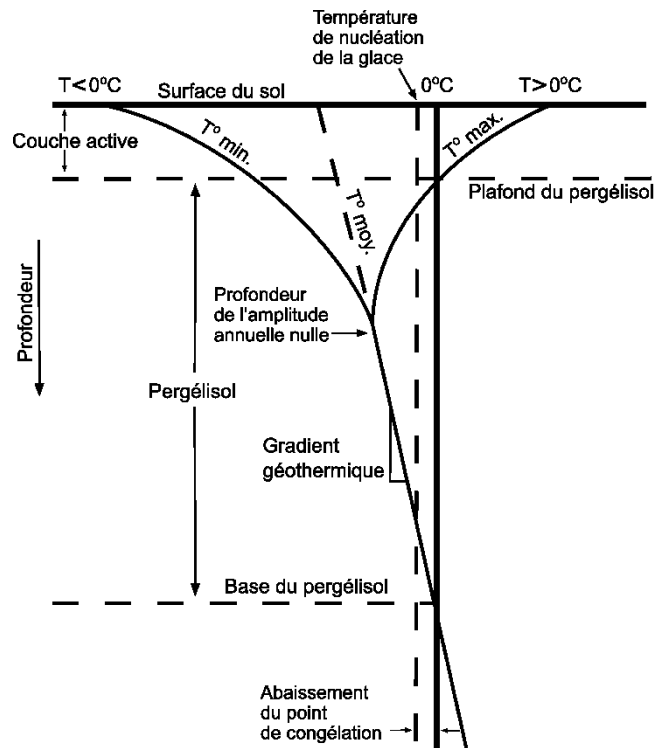


Figure 1. Régime thermique du pergélisol indiquant les températures minimales et maximales, le gradient géothermique, la base et le plafond du pergélisol, la profondeur associée à une amplitude annuelle nulle, ainsi que la profondeur de la couche active (dégel saisonnier) (French 2007; Romanovsky et al. 2010).



Figure 2. Répartition du pergélisol dans l'hémisphère nord, en fonction de son étendue spatiale.
 Source : International Permafrost Association, 1998

2010). Le climat, l'hydrologie, la couverture de neige, les patrons de végétation, les conditions de sol et la topographie sont tout autant de facteurs faisant varier la couverture du pergélisol sur le territoire, et engendrant des rétroactions positives et/ou négatives sur sa stabilité thermique (Anisimov et Reneva 2006; Jorgenson et al. 2010; Smith et al. 2010). En ce qui a trait aux mécanismes de formation du pergélisol, on distingue d'abord le pergélisol épigénétique du pergélisol syngénétique : un pergélisol épigénétique se forme via la pénétration du front de gel de la surface du sol vers le bas, quand le substrat (sédiments et roches de toutes sortes) est déjà en place, alors qu'un pergélisol syngénétique se forme au fur et à mesure que le substrat se dépose, et peut provenir de sédimentation alluviale, colluviale, éolienne, lacustre et organique (French 2013). Toutefois, le pergélisol est souvent d'origine polygénétique, bien qu'il y ait dominance d'un des modes d'aggradation (French 2013). Au cours des dernières décennies, l'augmentation des températures atmosphériques dans les régions polaires, due aux changements climatiques, a eu un impact sur les températures du pergélisol, autant dans les zones subarctiques qu'arctiques (Smith et al. 2012, IPCC 2014). La Table 1 permet de constater que les températures du pergélisol ont subies des augmentations dans toutes les régions, entre 0.1 et 0.6°C par décennie ; les régions ayant subies le plus de perturbations sont le Nord de l'Alaska et le Haut-Arctique canadien (Romanovsky et al. 2010).

1.1.2 La couche active

La couche active est la couche superficielle du sol qui gèle et dégèle annuellement, suivant les variations de températures saisonnières et fluctuant au-delà et au-dessous de 0°C (Black 1976; French 2013). Il s'agit d'un élément clé dans l'étude des environnements périglaciaires, puisqu'y interagissent plusieurs composantes biologiques, biogéochimiques et hydrologiques influentes pour l'environnement local (Hinkel et Nelson 2003). Un approfondissement de la couche active rend le pergélisol plus vulnérable au développement de thermokarsts, via l'augmentation du potentiel de stockage et de circulation d'eau liquide au plafond du pergélisol, qui lui est relativement imperméable (Wright et al. 2009). La couche active est aussi un élément

Table 1. Températures et augmentation des températures du pergélisol par région. La profondeur représente la gamme des profondeurs mesurées pour chaque région.
Source : IPCC 2014

Région	Températures du pergélisol (°C) (2007-2009)	Augmentation des températures du pergélisol (°C)	Profondeur (m)	Période couverte	Sources
Amérique du Nord					
Nord de l'Alaska	-5.0 à -10.0	0.6-3	10-20	Début 1980-2009	Osterkamp (2005, 2007); Smith et al. (2010); Romanovsky et al. (2010a)
Delta du Mackenzie et région côtière de Beaufort	-0.5 à -8.0	1.0-2.0	12-20	Fin 1960-2009	Burn et Kokelj (2009); Burn et Zhang (2009); Smith et al. (2010)
Haut-Arctique canadien	-11.8 à -14.3	1.2-1.7	12-15	1978-2008	Smith et al. (2010, 2012)
Centre de l'Alaska	0.0 à -5.0	0.0-0.8	15-20	1985-2009	Osterkamp (2008); Smith et al. (2010); Romanovsky et al. (2010a)
Centre et Sud de la vallée du Mackenzie	>-2.2	0.0-0.5	10-12	1984-2008	Smith et al. (2010)
Nord du Québec	>-5.6	0.0-1.8	12-20	1993-2008	Allard et al. (1995); Smith et al. (2010)
Europe					
Alpes européennes	>-3	0.0-0.4	15-20	1990-2010	Haeberli et al. (2010); Noetzi et Vonder Muehli (2010); Christiansen et al. (2012)
Russie nord-européenne	-0.1 à -4.1	0.3-2.0	8-22	1971-2010	Malkova (2008); Oberman (2008, 2012); Romanovsky et al. (2010b)
Pays scandinaves	-0.1 à -5.6	0.0-1.0	2-15	1999-2009	Christiansen et al. (2010); Isaken et al. (2011)
Asie du Nord et centrale					
Yakutia du Nord	-4.3 à -10.8	0.5-1.5	14-25	Début 1950-2009	Romanovsky et al. (2010b)
Région Trans-Baykal	-4.7 à -5.1	0.5-0.8	19-20	Fin 1980-2009	Romanovsky et al. (2010b)
Plateau Qinghai-Xizang	-0.2 à -3.4	0.2-0.7	6	1996-2010	Cheng et Wu (2007); Li et al. (2008); Wu et Zhang (2008); Zhao et al. (2010)
Tian Shan	-0.4 à -1.1	0.3-0.9	10-25	1974-2009	Marchenko et al. (2007); Zhao et al. (2010)
Mongolie	0.0 à <-2.0	0.2-0.6	10-15	1970-2009	Sharkhuu et al. (2007); Zhao et al. (2010); Ishikawa et al. (2012)
Autres					
Antarctique maritime	-0.5 à -3.1	NA	20-25	2007-2009	Vieira et al. (2010)
Antarctique continentale	-13.9 à -19.1	NA	20-30	2005-2008	Vieira et al. (2010); Guglielmin et al. (2011)
Est du Groenland	-8.1	NA	3.25	2008-2009	Christiansen et al. (2010)

clé quant au rétablissement du pergélisol perturbé; la végétation en surface et l'accumulation de matière organique influence le régime thermique du pergélisol de surface, et a le potentiel d'isoler, et donc de protéger le pergélisol sous-jacent (Anisimov et Reneva 2006). Bref, les changements de propriétés thermiques de la couche active peuvent entraîner une remontée ou une baisse du plafond du pergélisol et ce, à climat constant.

1.1.3 Couche intermédiaire (*intermediate layer*) et couche transitoire (*transient layer*)

Le pergélisol est souvent considéré comme étant un système à deux composantes principales, soit la portion gelée en permanence et la couche active (Shur et al. 2005). Toutefois, la présence d'une zone transitoire (Shur 1988) se doit d'être mieux intégrée aux recherches périglaciaires, dû à l'influence de cette zone sur le régime thermique du pergélisol (Burn 1988; Shur et al. 2005). Cette zone transitoire comporte la couche transitoire (*transient layer*) et peut contenir la couche intermédiaire (*intermediate layer*). La couche transitoire est riche en glace et le front de dégel peut y pénétrer lors de périodes chaudes ou suite à des perturbations de surface (Shur et al. 2005; Murton 2013). Lors de périodes d'approfondissement de la couche active, à l'échelle de moins d'une dizaine à plusieurs centaines d'années, la zone transitoire peut être partiellement ou entièrement soumise au dégel (Shur et al., 2005). La couche intermédiaire se développe lorsque les propriétés de la couche active changent (e.g. colonisation végétale, sédimentation, pédogenèse) et favorisent une remontée du plafond du pergélisol et l'aggradation de glace (Mackay 1972; Burn 1988; French et Shur 2010). Bref, la zone transitoire représente la gamme de profondeurs possibles du plafond du pergélisol - ou la base de la couche active - au fil du temps, suivant les variations de conditions environnementales et climatiques.

La richesse en glace de la zone transitoire s'explique de plusieurs manières : d'abord via la migration gravitaire de l'eau liquide contenue dans la couche active, puis à son accumulation en glace à la frontière imperméable au plafond du pergélisol (Black 1976; Hinkel et al. 2001). Ensuite, via la formation de glace de ségrégation associée à la migration de l'eau liquide par cryosuccion, en présence de forts gradients thermiques (la glace de ségrégation se forme via la

migration de l'eau liquide d'un environnement plus chaud vers un environnement plus froid, où elle se transforme en glace) (Mackay 1983; French et Shur 2010). Ces processus ont pour effet de produire une zone transitoire sursaturée en glace, généralement avec un contenu volumétrique en glace supérieur à 50% (Shur 1988). Cette glace se manifeste essentiellement sous forme de lentilles et de veines (Bockheim et Hinkel 2005), au sein desquelles on retrouve généralement des trainées de bulles ainsi que des agrégats de sédiments fins (Murton 2013). La partie supérieure de la zone transitoire nommée couche transitoire ou *transient layer* (Shur 1988) représente la mince couche supérieure du pergélisol qui, à court terme, oscille entre la couche active et la frange gelée. Elle est généralement moins riche en glace que la zone sous-jacente, nommée couche intermédiaire, qui résulte de l'intégration à long terme des couches transitoires au sein du pergélisol, et donc des changements de propriétés en surface au fil du temps, notamment la colonisation végétale (Murton 2013).

La richesse en glace de la zone transitoire permet la protection thermique du pergélisol de surface, en jouant un rôle tampon sur les transferts de chaleur entre la couche active et le plafond du pergélisol, dû la chaleur latente de fusion (Mackay 1970; Smith 1988; Shur et al. 2005; Murton, 2013). La chaleur latente de fusion représente l'énergie supplémentaire nécessaire pour accomplir le changement de phase de la glace à l'eau. La Figure 3 présente l'effet thermique qu'a cette zone transitoire enrichie en glace sur l'épaisseur moyenne de dégel. On y voit que la probabilité de dégel à une plus grande profondeur que la profondeur moyenne de la couche active diminue au fil du temps, alors que les conditions sont favorables à ce que la zone transitoire s'enrichisse en glace (Shur et al. 2005). La protection thermique associée à la zone transitoire a ses limites, et des processus de dégradation sont susceptibles de se produire (Jorgenson et al. 2006). De plus, comme cette couche est riche en glace, son dégel engendre des modifications importantes à la structure du pergélisol, comme des affaissements de la surface du sol (thermokarst) ou encore des décrochements de couche active (Shur et al. 2005; Lewkowicz et Harris 2005; Lamoureux et Lafrenière 2009). Bref, la présence de cette zone transitoire enrichie en glace engendre des réponses non-linéaires du pergélisol et complexifie la

manière dont on doit observer et comprendre le régime thermique et la stabilité du pergélisol (Hinkel et Nelson 2003).

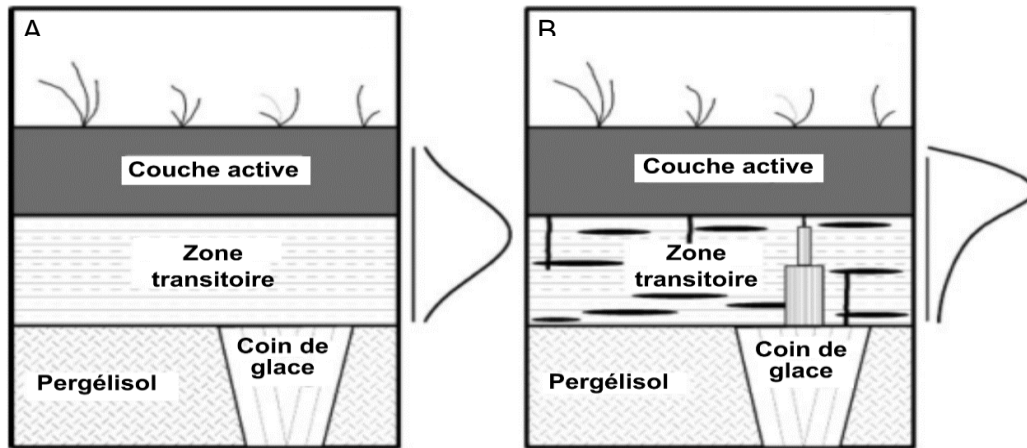


Figure 3. Schéma conceptuel de la relation entre la couche active, la zone transitoire et le pergélisol sous-jacent. La courbe représente la probabilité de dégel de la couche transitoire. (A) Le schéma représente l'allure de la zone transitoire suivant un épisode de dégel; (B) La couche transitoire s'est enrichie en glace (lentilles de glace représentées par des ellipses noires et allongées) suivant la remontée du plafond du pergélisol et la formation de veines de glace engendre la reprise de la croissance des coins de glace.

Source : Shur et al. 2005

1.1.4 Les coins de glace

L'existence de glace massive définit en partie les caractéristiques d'un pergélisol et modifie grandement ses propriétés. Les coins de glace sont parmi les formes de glace massive les plus abondantes : dans l'hémisphère Nord seulement, ils occupent une étendue d'environ 2 600 000 km² (Mackay 1972; Jorgenson et al. 2015), ce qui représente 31% de la surface terrestre arctique, incluant les régions englacées. Les coins de glace se forment suite à l'action de la contraction et de l'expansion thermique générée par les changements de températures rapides et intenses entre l'été et l'hiver (Leffingwell 1915). En hiver, dû au vif refroidissement des températures atmosphériques, la contraction thermique du sol gelé engendre des fentes de gel dans lesquelles l'eau du ruissellement nival printanier pourra s'infiltrer de façon préférentielle ; cette eau gèle dans le sol pour former une veine de glace (Lachenbruch 1962). Au fil du temps, la répétition de ce mécanisme au même endroit entraîne la formation de larges réseaux très riches en glace (voir Figure 4A). Les coins de glace peuvent se former de manière synchrone à l'aggradation

du pergélisol (vers le haut : coins de glace syngénétiques), après la formation du pergélisol (en largeur seulement : coins de glace épigénétiques) ou encore de manière anti-syngénétique (vers le bas) lorsque le matériel de surface est graduellement érodé (Figure 4B) (Mackay 1990). Les coins de glace peuvent atteindre plusieurs mètres de large, bien que cela puisse prendre plusieurs siècles à millénaires (Mackay 1972). En effet, selon Mackay (1986), la majorité des coins de glace ont un taux de croissance allant entre 1 à 2 mm par an, mais de jeunes coins de glace s'étant développés dans un fond de lac drainé ont montré que dans les premières années de développement, le taux de croissance pouvait aller jusqu'à 3.5 cm par an. La jonction des divers coins de glace forme des réseaux polygonaux, dont les arêtes peuvent mesurer entre quelques mètres à dizaines de mètres de long, influençant le patron spatial de l'eau à travers le paysage

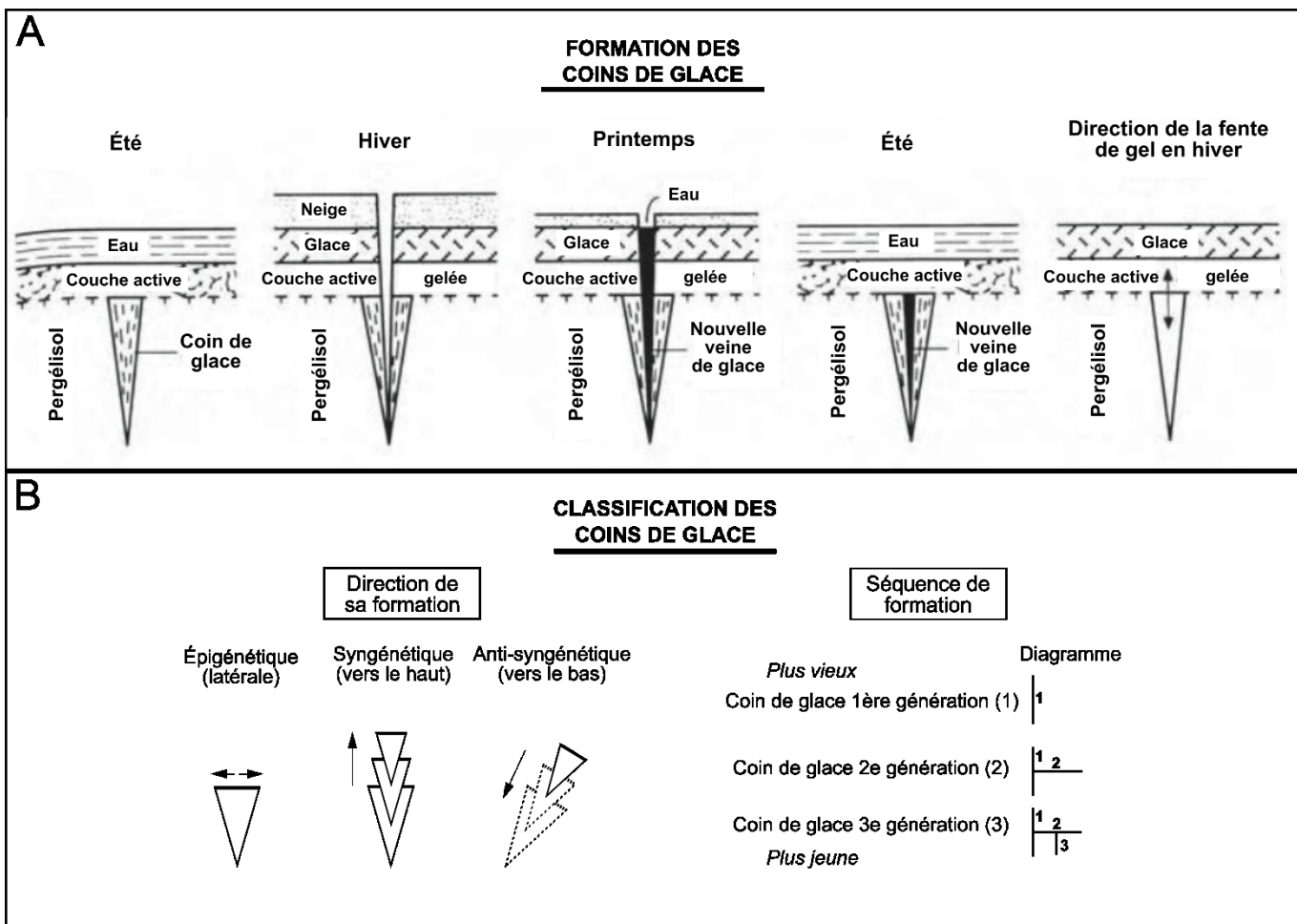


Figure 4. (A) Schéma représentant la formation des coins de glace par fissuration thermique et infiltration d'eau regelant dans le pergélisol; (B) classification des différents types de coins de glace en fonction de leur direction de formation ainsi que de leur âge au sein de la séquence de formation.

Source : (A) Mackay 1989 et (B) Murton 2013 depuis Mackay 2000.

arctique (Lachenbruch 1962; Quinton et Carey 2008; Liljedahl et al. 2016). Les polygones à coins de glace peuvent avoir un centre déprimé ou bombé, ce qui modifie les patrons hydrologiques ; les polygones à centre déprimé auront tendance à accumuler davantage d'eau dans la dépression centrale en surface et ainsi réduire l'écoulement de l'eau, alors que les polygones bombés ont un potentiel de stockage d'eau plus faible et accentuent l'écoulement de l'eau au-dessus des réseaux de coins de glace (Liljedahl et al. 2012). Dû à leur très forte teneur en glace, les environnements incisés par des coins de glace sont des sites de perturbation potentiels et ce, même en région climatique très froide (Mackay 1970; Pollard et French 1980; Jorgenson et al. 2006; Burn et Kokelj 2009; Rowland et al. 2010; Kanevskiy et al. 2013). D'ailleurs, une augmentation abrupte de la fonte des coins de glace a été observée au sein du pergélisol continu dans le nord de l'Alaska (Jorgenson et al. 2006), et des signes de dégradation des coins de glace ont été observés à l'échelle pan-arctique (Liljedahl et al. 2016).

1.2 THERMOKARST ET DÉGRADATION DU PERGÉLISOL

Le thermokarst est la forme géomorphologique résultant de la fonte de la glace dans le sol, ce qui modifie le paysage périglaciaire en créant des dépressions au sein du pergélisol (via affaissement et/ou effondrement), un approfondissement de la couche active et conséquemment, un déséquilibre thermique (Murton 2013; French 2013; Kokelj et Jorgenson 2013). Le pergélisol est susceptible de se dégrader suivant différents patrons et selon différentes intensités, qui sont présentés graphiquement à la Figure 5. Ces perturbations du pergélisol sont responsables de la formation de phénomènes de thermokarst, face auxquels les environnements riches en glace sont

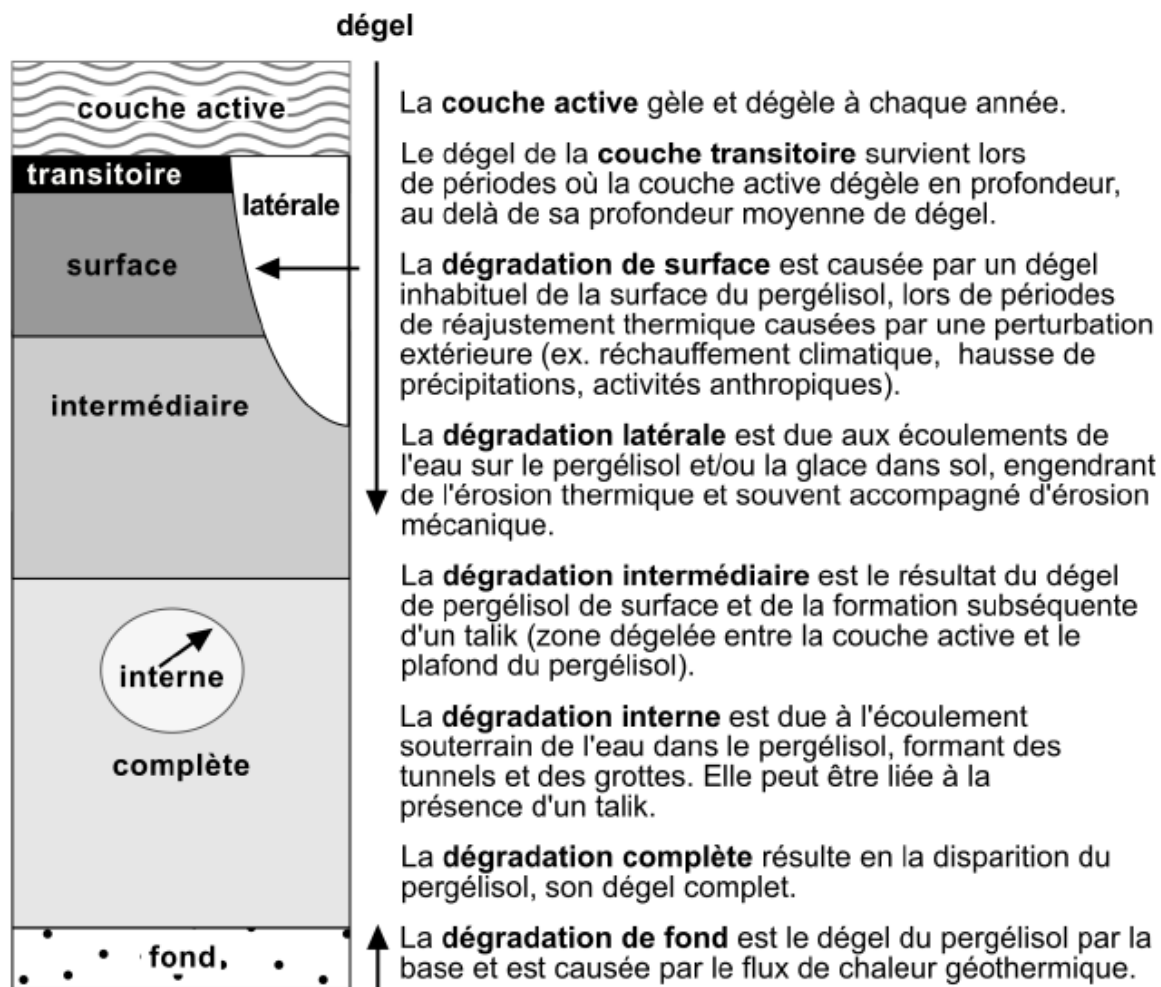


Figure 5. Modèle conceptuel des différents degrés et patrons de dégradation du pergélisol.
Source : Jorgenson et al. 2010.

particulièrement vulnérables (Jorgenson et Osterkamp 2005; French 2013). Une illustration des phénomènes de thermokarst les plus fréquents est présentée à la Figure 6. Au cours des dernières années, les événements thermokarstiques ont augmenté en nombre et en intensité (Kokelj et Jorgenson 2013).

Les grandes régions les plus affectées par les perturbations thermokarstiques sont la Sibérie et l'Arctique de l'Amérique du Nord (French 2013). On estime que jusqu'à 40% de certaines régions de l'Est de la Sibérie ont été affectées (Czudek et Demek 1970). De plus, Jorgenson et al. (2006) ont révélé que même selon les scénarios conservateurs d'augmentation des températures dans l'Arctique, les phénomènes de thermokarst pourraient affecter 10 à 30% du

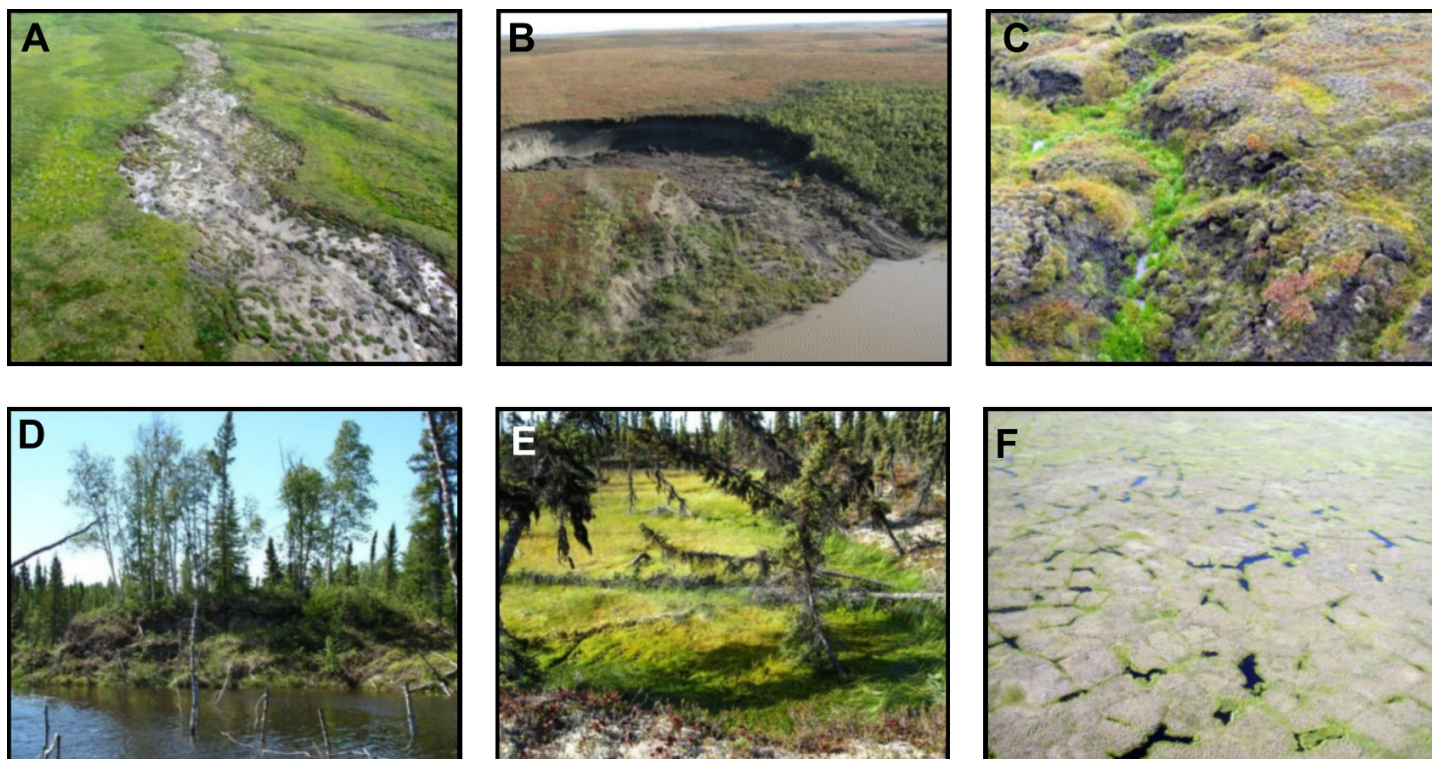


Figure 6. Perturbation du pergélisol. (A) Décrochement de couche active (~20 m de large); (B) Glissement de dégel rétrogressif en bordure de lac (escarpement de ~10 m en tête du glissement et diamètre de ~ 250 m); (C) Ravin de thermo-érosion et développement de polygones à centre bombé (~8 m de large); (D) Lac de thermokarst et arbres submergés; (E) Bog thermokarstique ayant mené à l'effondrement d'épinettes; (F) Mares de thermokarst le long de réseaux de coins de glace (~4 m de large).

Source : Kokelj et Jorgenson 2013.

paysage arctique en milieu de basses-terres. Les modifications topographiques associées au thermokarst sont responsables de changements au sein des patrons hydrologiques et écologiques (Osterkamp et al. 2009; Jorgenson et al. 2010). Ces modifications du paysage sont variables et sensibles aux facteurs locaux, tels la topographie, les types de sols, l'hydrologie et le contenu en glace du sol (Jorgenson et Osterkamp 2005). Les causes initiatrices de la formation de thermokarst peuvent être climatiques (réchauffement et/ou augmentation des précipitations) ou locales (changement des patrons écologiques et topographiques, feux, activités humaines) (Czudek et Demek 1970). Pour toutes ces raisons, les phénomènes de thermokarst sont des indicateurs de changements au sein des conditions environnementales.

1.2.1 Le processus de thermo-érosion du pergélisol

La thermo-érosion (ou érosion thermique) est un processus de transfert de chaleur par convection de l'eau à la glace (Lachenbruch 1962), et est responsable de la formation de thermokarst au sein du paysage périglaciaire. La dégradation du pergélisol par thermo-érosion est significative dans les régions froides (Andersland et Ladayani 2004) : l'eau liquide et plus chaude que le pergélisol renferme une quantité d'énergie qu'elle transfère au pergélisol lors du contact entre les deux corps. L'eau transmet alors sa chaleur par convection et par conduction, et l'érosion mécanique accentue le potentiel érosif envers la glace et le pergélisol environnant (Fortier et al. 2007). Toutefois, alors que la thermo-érosion terrestre est fortement associée à la présence de glace massive, comme les coins de glace (Godin et Fortier 2012b), la thermo-érosion fluviale, quant à elle, serait accentuée en présence d'un pergélisol pauvre en glace ; la glace agirait donc comme inhibiteur de perturbation (Dupeyrat et al. 2011).

Le phénomène de thermo-érosion est observé à l'échelle circumpolaire, soit au Nord du Québec (Seppälä 1997), l'Arctique canadien (Mackay 1970; Fortier et al. 2007; Godin et Fortier 2012; Godin et al. 2014) la Sibérie (Czudek et Demek 1970; Tsuyuzaki et al. 1999; Günther et al. 2013), l'Alaska (Lawson 1986; Bowden et Larouche 2012), le Groenland (Docherty et al. 2017) et l'Antarctique (Head et al. 2007). Parmi ces environnements, la thermo-érosion a affecté le pergélisol dans divers contextes environnementaux : le long des côtes (Lantuit et Pollard 2008; Günther et al. 2013), des berges de lacs (Romanovskii et al. 2000; Jorgenson et Shur 2007; Grosse et al. 2008) et de rivières (Gautier et al. 2003; Costard et al. 2007), et à l'intérieur des terres, formant des vallées de thermo-érosion (Grosse et al. 2006; Morgenstern et al. 2011, 2013) et des ravins de thermo-érosion (Seppälä 1997; Fortier et al. 2007; Godin et Fortier 2012a, 2012b; Jones et al. 2013; Harms et al. 2014).

1.2.2 Les ravins de thermo-érosion

Les ravins de thermo-érosion sont des formes de dégradation du pergélisol répandues dans les régions froides polaires. La dégradation suit préférentiellement les patrons de réseaux de coins de glace ; c'est d'ailleurs la présence de coins de glace dans le sol qui est l'élément clé de la

vulnérabilité à la thermo-érosion des basses-terres (Fortier et al. 2007). Le ravinement est initié par processus de thermo-érosion ; l'eau de ruissellement nival pénètre une cavité dans la couche active qui lui permet d'accéder au pergélisol et lui transfère sa chaleur. Dans les zones de coins de glace, un des modes d'initiation est associé aux fentes de gel issues de la fissuration thermique saisonnière ; plutôt que de geler et former une veine de glace accroissant le coin de glace, cette eau plus chaude que le pergélisol et les coins de glace leur transfère sa chaleur, ce qui engendre de l'érosion thermique suivi d'écoulements concentrés (Godin et Fortier 2012b). Comme pour la majorité des perturbations du pergélisol, le parcours de l'eau de surface est donc un forçage dominant dans les mécanismes de dégradation (Jorgenson et al. 2010). D'ailleurs, la morphologie même des arêtes des polygones à coin de glace influence la canalisation hydrologique et ainsi, concentre l'apport d'eau en surface des coins de glace (Woo et Guan 2006; Levy et al. 2008; Liljedahl et al. 2012). La dégradation se poursuit par la formation de tunnels et de puits dans le pergélisol, suivant étroitement les patrons de coins de glace (voir Figure 7). Éventuellement, l'effondrement du plafond du pergélisol et de la couche active crée le ravin, qui demeure dans le paysage périglaciaire et déséquilibre la topographie du géosystème en place. La zone perturbée étant dorénavant exposée, la radiation solaire et la chaleur sensible atmosphérique contribuent au recul des branches de ravins, entre autres via des effondrements et des reculs rétrogressifs (Fortier et al. 2007; Murton 2009; Godin et Fortier 2012b). L'activité érosive en période d'initiation du ravin est rapide (Godin et Fortier 2012a); à l'Île Bylot (Nunavut) il a été possible de mesurer un épisode de ravinement depuis sa genèse, en 1999, où le recul aura été de 750 m en 4 ans seulement (Fortier et al. 2007).

Dû aux creux topographiques qu'ils occasionnent, les ravins sont aptes à recevoir davantage d'accumulation neigeuse, ce qui modifie d'autant plus les perturbations thermiques du pergélisol aux sites ravinés, en réduisant la perte de chaleur du pergélisol vers l'atmosphère en hiver (Ishikawa 2003; Osterkamp et al. 2009; Godin et Fortier 2012b). Selon les recherches de Bowden et al. (2012), les ravins de thermo-érosion sont parmi les formes issues de la thermo-érosion étant les plus présentes en nombre dans le paysage du Nord de l'Alaska (53.5% comparé à 29.6% pour les détachements de couche active et 16.9% pour les glissements de terrain rétrogressifs). Ils se développent au sein de divers environnements sédimentaires (Godin et Fortier 2012b; Veillette et al. 2015). Les ravins de thermo-érosion ont été associés au drainage

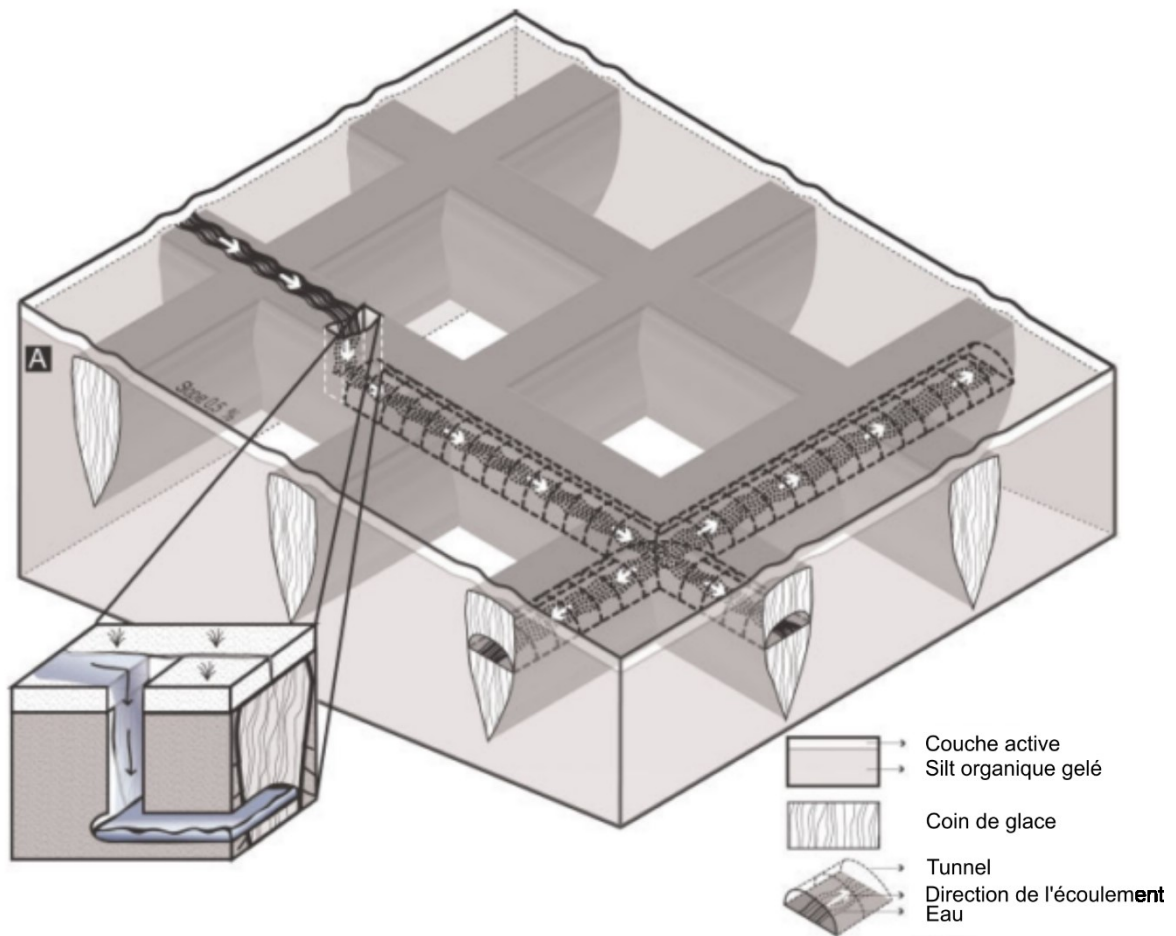


Figure 7. Schéma simplifié d'un réseau de tunnels formés par thermo-érosion des coins de glace, stade initial de la formation d'un ravin de thermo-érosion.

Source : Fortier et al. 2007

de lacs, créant des bassins de lacs drainés (alas) (Morgenstern et al. 2013; Fritz et al. 2016). Les recherches de Osterkamp et al. (2009) ont aussi mis en relief l'augmentation des épisodes de ravinement par thermo-érosion, passant d'une couverture du paysage allant de 2.1% à 4.9% en 51 ans. À l'échelle d'une dizaine d'années seulement, les ravins de thermo-érosion ont des impacts sur le paysage en modifiant la topographie et les patrons hydrologiques; la présence du ravin a pour effet de canaliser l'écoulement d'eau de surface, et d'ainsi assécher les milieux environnants, tout en remobilisant des sédiments, du carbone et des nutriments (Godin et al. 2014; Harms et al. 2014). Les effets se manifestent entre autres via l'assèchement des polygones affectés (de part et d'autre du ravin), où l'on observe des transitions écologiques vers des milieux plus mésiques (Godin et al. 2016; Perreault et al. 2016, 2017). Des ravins stabilisés ont été

observés au sein du paysage périglaciaire, mais peu d'information est connue quant aux nouvelles structures de glace et au nouveau régime thermique du pergélisol hérités des processus de stabilisation, à l'échelle de plusieurs dizaines à centaines d'années (Godin et Fortier 2012a; Godin et al. 2016).

1.3 PERGÉLISOL EN DÉSÉQUILIBRE ET TRANSITIONS

Le dynamisme et la sensibilité des environnements périglaciaires, conjointement aux forçages associés aux changements climatiques, engendrent des transitions importantes au sein des environnements de pergélisol. L'étude des déséquilibres dont fait face l'environnement périglaciaire est primordiale afin de comprendre les patrons d'évolution du paysage.

1.3.1 Accentuation des dégradations du pergélisol perturbé | rétroactions positives

Une majorité d'études a mis en relief les patrons d'évolution du paysage périglaciaire où une dégradation initiale engendre une déstabilisation du géosystème, ce qui se traduit par davantage de dégradation (boucle de rétroaction positive). Ces scénarios de dégradation sont souvent associés à l'accumulation d'eau en surface du pergélisol, permettant davantage de transfert de chaleur et conséquemment de dégel (Jorgenson et al. 2010). Par exemple, en zone de pergélisol discontinu, on peut penser aux champs de paises ou plateaux palsiques, dont la dégradation entraîne la libération d'eau liquide et initie la formation de mares de thermokarst, qui elles sont susceptibles de créer des taliks (zones de sol dégelé) et/ou générer la thermo-érosion des berges, dégradant davantage de pergélisol (p.ex. Luoto et Seppälä 2003; Payette et al. 2004; Calmels et al. 2008; Larouche 2010; Sannel et Kuhry 2011; Jolivel et Allard 2013). En terrain de pergélisol riche en glace, des évènements perturbateurs comme des glissements de dégel et des

détachements de couche active dégradent le pergélisol et, dû à la formation de creux topographiques favorables à l'accumulation de neige, rendent le pergélisol susceptible à davantage de dégel à cause de l'isolation thermique que la neige procure en hiver (Burn et Friele 1989; Ishikawa 2005; Lewkowicz et Harris 2005; Lantz et Kokelj 2008; Lamoureux et Lafrenière 2009; Lacelle et al. 2010).

1.3.2 Stabilisation et rétablissement du pergélisol perturbé | rétroactions négatives

Les transitions du pergélisol suivant un déséquilibre peuvent aussi, grâce à des rétroactions négatives agissant au sein de l'environnement, ralentir les processus de dégradation et générer les conditions de stabilisation thermique et géomorphologique du pergélisol. La succession végétale suivant une perturbation comme un feu ou une cicatrice de glissement de terrain est un exemple de rétroaction négative, permettant un amincissement de la couche active grâce à l'isolation thermique fournie par le couvert organique en été (Burn et Friele 1989; Mackay 1995; Jorgenson et al. 2010). Aussi, lorsque le paysage périglaciaire est perturbé suite à des épisodes impliquant de la remobilisation de matériel (p.ex. glissement de dégel rétrogressif, décrochement de couche active, solifluxion), ce matériel transporté en bas de pente permet la remontée du plafond du pergélisol (Lawson 1986; Verpaelst et al. 2017) et parfois la reprise de la fissuration thermique, s'ajustant au nouvel équilibre (Lewkowicz 1994). De plus, la résilience du pergélisol s'est révélée au sein même des cicatrices de glissements de dégel, où un retour partiel aux conditions écologiques et thermiques initiales a été observé (Burn et Friele 1989). Ces processus de rétablissement, dans un contexte cryostratigraphique (glace dans le sol), se manifestent par la formation d'un horizon très riche en glace, résultant de la remontée du plafond de pergélisol (Shur 1988) et régit par les processus de ségrégation de glace expliqués dans la section 1.1.3, et dont il sera aussi question dans la section 1.4.1.1. La présence de cette glace est en soi un facteur de rétroaction négatif additionnel, puisque sa chaleur latente réduit la sensibilité au dégel (Shur et al. 2005). En cryostratigraphie, cette couche riche en glace se nomme la couche intermédiaire (Shur 1988).

1.3.3 Transitions complexes et incertitudes

Les transitions qui affectent le pergélisol sont régies par l'amalgame de rétroactions positives et négatives (dont quelques exemples sont présentés aux sections 1.3.1 et 1.3.2), et dont la complexité engendre des comportements variés et difficilement prévisibles au sein des géosystèmes périglaciaires. La théorie du cycle des lacs de thermokarst (Britton 1957; Billings et Peterson 1980), ayant été par la suite modifiée et nuancée par Jorgenson et Shur (2007) exemplifie la complexité du pergélisol en transition, où une succession de périodes de dégradation/aggradation est gouvernée par de multiples rétroactions. D'abord, la formation du lac de thermokarst et le développement de taliks dégradent le pergélisol; par la suite, la formation de ravins ou de réseaux d'écoulements souterrains ont le potentiel de drainer les mares et lacs, créant de nouveaux paysages de bassins et vallées thermokarstiques drainés (Czudek et Demek 1970; Marsh et al. 2009; Morgenstern et al. 2011, 2013; Jorgenson et al. 2012; Shur et al. 2012; Grosse et al. 2013; Karlsson et al. 2014; Kanevskiy et al. 2014). On se retrouve alors avec une émergence de milieux terrestres et une diminution de zones aquatiques. L'émergence de ces bassins thermokarstiques drainés (anciens taliks) pourra permettre la formation d'un pergélisol épigénétique, menant éventuellement à la fissuration thermique, la formation de coins de glace (Mackay, 1986) et la formation de glace d'aggradation; tous signes de la résilience du pergélisol. Toutefois, la glace massive formée par le rétablissement du pergélisol (coins de glace et glace d'aggradation) (Mackay et Burn 2002a) pourra fondre et permettre la formation de nouvelles mares thermokarstiques - plus petites et localisées - que lors des conditions initiales (Jorgenson et Shur 2007). Pour évaluer l'évolution d'un pergélisol en transition, il faut donc évaluer le spectre de rétroactions possibles, tout en gardant à l'esprit que le scénario de transition dépendra en grande partie des conditions environnementales et climatiques (Mackay 1970). Aussi, il est important de noter que dans le contexte de la stabilisation et du rétablissement en milieu de pergélisol, le retour aux conditions d'équilibres initiales est très peu commun (Jorgenson et al. 2013).

1.3.4 Ravins de thermo-érosion et transition du paysage

Les géosystèmes affectés par la thermo-érosion subissent des impacts qui sont limités dans le temps (Bowden et al. 2012). La dégradation du milieu est limitée aux premières années d'érosion et permet de redistribuer le carbone et les nutriments, tout en modifiant le paysage. L'échelle temporelle de stabilisation est très variable en fonction du site étudié, du contenu en glace et des matériaux composant son sol (Lawson 1986). Pour les ravins, la période la plus dynamique et instable ne représenterait que 5% de sa durée de vie, lors de ses premières années de formation (Sidorchuk 1999). S'ensuit alors une lente transition vers une stabilisation et un nouvel état d'équilibre au sein du paysage. La stabilisation suivant des épisodes de thermo-érosion est généralement associée à l'érosion complète de la glace massive dans le sol, ou encore à son enfouissement sous des sédiments, ce qui freine le potentiel thermo-érosif du pergélisol (Murton 2009). L'eau liquide s'écoulant dans le pergélisol peut aussi regeler en profondeur, ce qui forme de la *pool-ice* (aussi appelée *thermokarst cave-ice*) et favorise la stabilisation du paysage (Mackay 1988). Cette transition bouleverse le paysage périglaciaire dès les premières années de ravinement, entre autres à cause de la modification des patrons d'écoulement de l'eau et du drainage des polygones humides (Godin et al. 2014) au sein desquels on observe des changements de végétation de humides à mésiques (Perreault et al. 2017). Quant à l'aspect cryostratigraphique, Godin et al. (2016) ont soulevé que la stabilisation du pergélisol, suivant un épisode de ravinement par thermo-érosion, aurait engendré un amincissement de la couche active et l'aggradation de glace en surface du pergélisol.

1.4 ÉTUDE DE LA GLACE DANS LE SOL

L'étude de la glace dans le sol est un outil clé pour la caractérisation du pergélisol, puisqu'elle révèle l'historique de formation et de perturbation des sols gelés (Harry et Godzik 1988), mais permet aussi de comprendre l'effet d'un éventuel dégel sur le paysage (French et Shur 2010)¹.

¹ Il est à noter que dans le contexte de cette recherche, il ne sera pas question de glace enfouie.

La glace peut être présente dans le pergélisol formé de matériaux non consolidés, ainsi que dans la roche, et apparaît dans les pores, les cavités, les vides ou quelque ouverture dans le sol ou de la roche (French 2013). Tout comme le pergélisol, la glace peut se former de manière syngénétique (la glace se forme en même temps que les sédiments s'accumulent), épigénétique (la glace se forme au sein d'un pergélisol déjà existant) ou anti-syngénétique (la glace se forme dans un environnement qui subit l'érosion ou l'affaissement de sa surface) (Murton 2013). Le contenu en glace ainsi que la quantité de glace en excès de la porosité du sol sont deux paramètres primordiaux à prendre en compte dans l'étude de la glace dans le sol, entre autres parce que la glace contenue au sein du pergélisol modifie les patrons de dégel, dû à la chaleur latente qu'elle contient (Jorgenson et al. 2010).

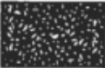


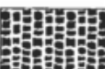
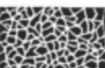


La quantité de glace en excès de la porosité du sol, aussi exprimée en pourcentage, représente quant à elle le volume d'eau par rapport au volume total d'eau et de sédiments après le dégel (Van Everdingen 1988). Les sols ayant un contenu élevé en glace excédentaire seront davantage susceptibles à l'instabilité lors du dégel, alors que les sols sans glace excédentaire seront plus stables même s'il y a dégel, étant donné que l'eau demeurera dans la porosité (French 2013). L'eau liquide en excès, sous l'influence de la cryosuccion, aura tendance à s'agglomérer avec les cristaux de glace présents dans le sol ou à migrer en direction du front de gel (Mackay 1972). Son regel crée de la glace de ségrégation, et fournit des indices pour reconstituer l'histoire de l'aggradation et/ou du rétablissement de la surface et du pergélisol (French 2013).

1.4.1 La cryostratigraphie : cryostructures et cryofaciès

La cryostratigraphie est une branche de la géocryologie qui étudie les sols gelés, en analysant les patrons et la distribution de la glace dans les sols, les sédiments ou la roche qui sont visibles à l'œil nu (Shur 1988 ; Shur et Jorgenson 1998 ; French et Shur 2010 ; Murton 2013). Elle repose

sur la prémisse que les structures de cette glace sont propres aux environnements pergélisolés; on les nomme cryostructures (Murton et French 1994; French 2013). Plusieurs classifications de cryostructures existent (Katasonov 1969; Cheng 1983; Popov et al. 1985b; Murton et French 1994). La Table 2 présente d'ailleurs une version synthétisée des principales cryostructures selon Murton et French (1994), chacune nous donnant des indices sur les conditions de formation et d'évolution du pergélisol, ou encore sur les événements d'aggradation et de dégradation de la glace dans le sol (Harry et Godzik 1988; French et Shur 2010). En effet, pour les structures de glace d'un pergélisol syngénétique, on s'attend à ce qu'elles possèdent des caractéristiques qui représentent une aggradation synchrone à l'élévation du plafond du pergélisol, ainsi que des teneurs en glace plus importantes (p.ex. cryostructure lenticulaire, stratifié, suspendue). À l'opposé, on retrouve des cryostructures généralement plus pauvres en glace lorsqu'associées à la formation d'un pergélisol épigénétique (p.ex. poreuse, réticulaire, crustaliforme) (Stephani et al. 2010). De plus, les cryostructures sont fonction du type de sol, ainsi que de la quantité d'eau dans le sol pendant le gel (French 2013). En cryostratigraphie, la détermination des cryofaciès est un outil supplémentaire à la caractérisation du pergélisol. Les

Table 2. Classification nord-américaine simplifiée des différentes cryostructures observables au sein du pergélisol. La glace est représentée en blanc et les sédiments en noir. Les lentilles présentes au sein des cryostructures lenticulaires et en strates peuvent être formées de glace ou de sédiments.
Source : Murton et French 1994

CRYOSTRUCTURE	SÉDIMENT	GLACE	OCCURENCE À L'INTÉRIEUR DE OU EN TANT QUE
 sans structure	sable gravier	porosité	glace dans du sable + gravier
 lenticulaire	tourbe silteuse silt et sable fin	sable ségrégation fissure	lentilles de glace/sédiments glace massive sédiments englacés coins de glace coins composites de sable/glace glace de fissure de dilatation
 en strates	tourbe silteuse silt et sable fin	sable ségrégation intrusive	lentilles de glace/sédiments glace massive sédiments englacés coins de glace coins composites de sable/glace glace de fissure de dilatation
 réticulé régulier	silt et sable fin	ségrégation	glace dans silt et sable fin
 réticulé irrégulier	silt et sable fin	ségrégation	glace dans silt et sable fin
 crustaliforme	silt et sable fin clastes susceptibles au gel	ségrégation	
 suspendu	silt et sable fin sable gravier	silt et sable fin sable gravier ségrégation intrusive	zone de transition dykes de glace dans silt et sable fin lentilles de glace glace massive sédiments englacés dykes de glace

cryofaciès représentent des unités de pergélisol dont les cryostructures et les teneurs volumétriques en glace sont distinctes des unités adjacentes (Murton et French 1994; French 2013), et concordent avec les unités stratigraphiques du pergélisol étudié (Murton 2013). Les contacts entre les différents cryofaciès d'un profil de pergélisol peuvent résulter du gel, dégel ou d'épisodes érosifs (Murton et French 1994). Dans le cadre de la présente recherche, une attention particulière sera portée à la glace d'aggradation et aux coins de glace réactivés, tous deux signes indéniables du rétablissement du pergélisol après une perturbation.

1.4.1.1 Glace d'aggradation

La glace d'aggradation est un type de glace de ségrégation et est un élément primordial à considérer en cryostratigraphie, particulièrement dans le cas présent où l'on s'intéresse au rétablissement du pergélisol. La transition vers un nouvel équilibre thermique se manifeste par un ajustement de l'épaisseur de la couche active via une remontée du plafond du pergélisol. Ce faisant, le gradient thermique engendre la migration de l'eau contenue dans les pores du sol et son regel à la limite du front de gel (Cheng 1983; Burn 1988; French et Shur 2010). De cela résulte la formation de lentilles et strates riches en glace (Mackay 1971; Calmels et al. 2012). Cette ségrégation de glace répétée, lorsqu'elle se forme de manière synchrone à l'accumulation de sédiments et intègre graduellement le pergélisol, forme de la glace d'aggradation syngénétique (Mackay 1972). Lorsque cette glace se forme par l'amincissement de la couche active dû à des épisodes passés de dégradation suivis d'un rétablissement du pergélisol (Van Everdingen 1988; French 2013), on peut considérer ces lentilles de glace d'aggradation comme étant quasi-syngénétiques, puisque se formant dans un matériel ayant été déposé antérieurement à la formation de la glace (Kanevskiy et al. 2014). L'enrichissement en glace associé à la formation de lentilles quasi-syngénétiques se traduit par une modification micro-topographique du paysage affecté, via la remontée de la surface du sol (Mackay 1972; Osterkamp et al. 2009; Jones et al. 2012).



Figure 8. Carotte de forage d'un coin de glace réactivé où l'on aperçoit plusieurs veines de glace s'incisant au sein du pergélisol, et sous lesquelles se trouve une strate centimétrique de glace d'aggradation, signe d'une remontée du plafond du pergélisol.

Les taux de formation de glace de ségrégation sont fonction du type de sol, de la ressource en eau ainsi que du gradient thermique. La présence de bulles d'air allongées en direction du front de gel est un indicateur de ségrégation utilisé en cryostratigraphie (Calmels et Allard 2004). Généralement, en zone de pergélisol continu, le plafond du pergélisol est une zone riche en glace, dû à l'abondance de glace d'aggradation s'étant accumulée au fil des ans, alors que le pergélisol a graduellement intégré les lentilles de glaces situées à la base de la couche active (Mackay 1972; Shur et Jorgenson 2007). Ce phénomène est responsable de la formation de la zone transitoire (Shur, 1988) dont il a été question à la section à la section 1.1.3.

1.4.1.2 Réactivation de coins de glace

Conjointement à la formation de glace d'aggradation, la réactivation des coins de glace est une caractéristique témoignant d'une remontée du plafond du pergélisol suivant une perturbation, et pouvant être associée à des variations climatiques, de végétation ou de sédimentation (Mackay 1976; Kokelj et Burn 2003; French et Shur 2010). En effet, à la surface des coins de glace réactivés se trouve généralement une strate de glace d'aggradation centimétrique, aussi due à une remontée du plafond du pergélisol (Lewkowicz 1994; Bockheim et Hinkel 2005) (Figure 3 et Figure 8). De plus, la réactivation des coins des glace est une autre source ajoutant des quantités importantes de chaleur latente de fusion au sein du pergélisol et contribue à la formation de sols riches en glace, dont le régime thermique est complexifié et ne répond pas de manière linéaire à l'augmentation des températures atmosphériques (Hinkel et Nelson 2003).

CHAPITRE 2 | Problématique, méthodes et site d'étude

2.1 OBJECTIFS DE RECHERCHE

Ma recherche vise à mieux comprendre les effets associés à la stabilisation du pergélisol, ainsi que la résilience du géosystème périglaciaire face à des épisodes de ravinement par thermo-érosion. Je chercherai à répondre à cette question : dans quelle mesure la stabilisation d'un ravin de thermo-érosion et le rétablissement du pergélisol affecté modifient la structure du pergélisol de surface ? Je vérifierai l'hypothèse selon laquelle la stabilisation des ravins est associée à la formation de glace d'aggradation dans la partie supérieure du pergélisol, glace jouant un rôle important pour la stabilité thermique de la surface du pergélisol via l'effet de chaleur latente.

Ayant pour objectif général d'évaluer l'état du pergélisol - notamment de la glace dans le sol - après la stabilisation d'un ravin de thermo-érosion, la présente recherche a pour objectifs spécifiques de : 1) caractériser les étapes de la transition du paysage périglaciaire allant de la formation d'une terrasse de polygones à coins de glace, son érosion, puis sa stabilisation; 2) déterminer la géomorphologie et cryostratigraphie du pergélisol modifié par la stabilisation; et 3) évaluer la stabilité thermique du pergélisol en déterminant la quantité de chaleur latente associée à la glace d'aggradation de la partie supérieure du pergélisol (0-2 m).

2.2 IMPORTANCE DE L'ÉTUDE

En science du pergélisol, une majorité d'études s'est attardée aux processus de dégradation des environnements nordiques dans le contexte des changements climatiques. De telles recherches sont primordiales afin de comprendre le défi complexe que représentera l'augmentation des

thermokarsts sur les dynamiques hydrologiques (p.ex. modifications des réseaux d'écoulement (Godin et al. 2014), modifications de l'étendue des milieux humides (Godin et al. 2016 ; Perreault et al. 2016), exportation de carbone et de nutriments dans les cours d'eau (Bowden et al. 2008, 2012 ; Harms et al. 2014 ; Abbott et al. 2015)), écologiques (p.ex. changements dans les patrons de végétation et impacts subséquents sur le régime des herbivores (Perreault et al. 2017), transformation d'habitats (p.ex. Marcot et al. 2015)), mais aussi via la fragilisation des infrastructures nordiques, qui sont d'autant plus à risque là où le pergélisol est riche en glace (Allard et al. 2007 ; Malenfant-Lepage et al. 2012 ; L'Hérault et al. 2013 ; Stephani et al. 2014). Finalement, le grand nombre d'études portant sur la dégradation du pergélisol se justifie par la nécessité de mieux comprendre le rôle du dégel du pergélisol sur l'amplification des changements climatiques en Arctique, en évaluant sa contribution sur le bilan de séquestration/libération de gaz à effets (p.ex. Walter et al. 2006, 2014 ; Tarnocai et al. 2009 ; Natali et al. 2014 ; Cassidy et al. 2016).

Afin de développer une vision d'ensemble de l'évolution du paysage et des conditions environnementales qui façonneront le territoire arctique à long-terme, il est primordial de considérer les processus de stabilisation et de rétablissement des géosystèmes suivant une perturbation (Jorgenson et al. 2010). En comprenant mieux les changements que la stabilisation aura engendrés au sein du pergélisol affecté, on pourra mesurer les impacts à long terme du thermokarst au sein du paysage périglaciaire en transition (Vincent et al. 2017). Les retombées de cette recherche permettront une compréhension plus globale de la résilience du pergélisol aux perturbations.

2.3 SITE D'ÉTUDE

L'Île Bylot est une île de 180 km de long par 100 km de large, faisant partie de l'archipel arctique canadien, au sein du territoire du Nunavut (Figure 9). Située à une latitude de 73° Nord, elle est en zone de pergélisol continu. L'épaisseur du pergélisol a été estimée à 400 m (Maxwell 1980, depuis Fortier et al. 2005). Les montagnes Byam Martins, faisant partie de la cordillère arctique canadienne, sont composées principalement de roches ignées et métamorphiques de haut degré,

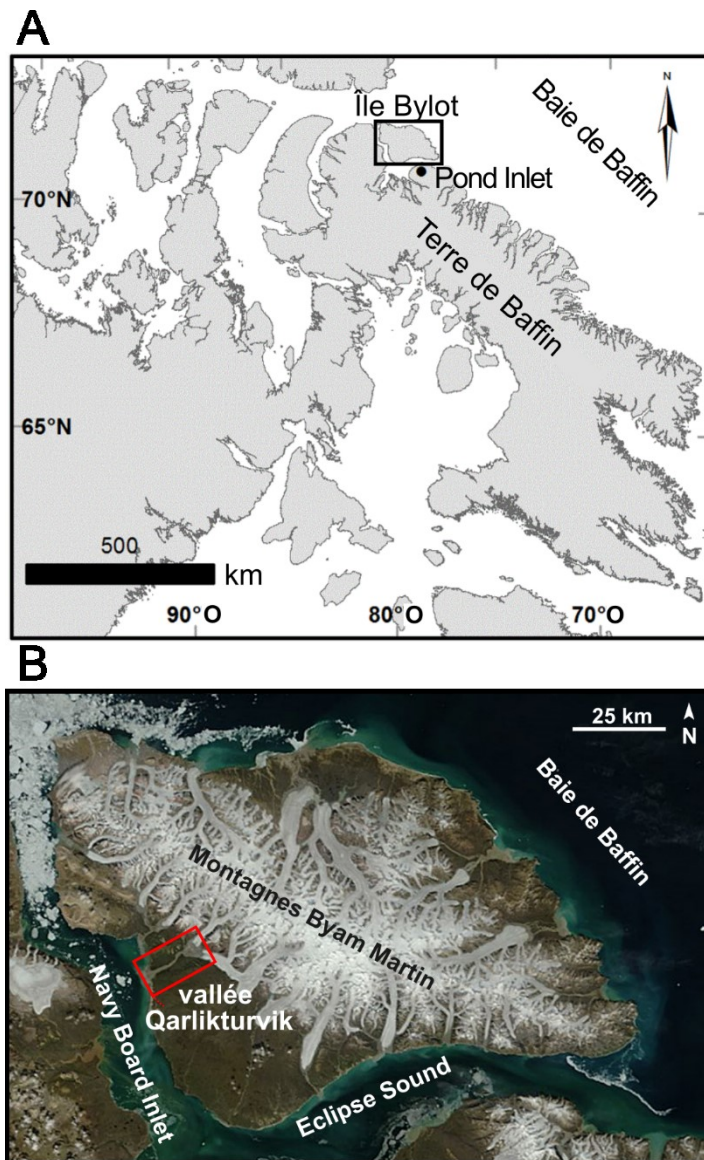


Figure 9. (A) Localisation de l'Île Bylot au sein du Nunavut; (B) Localisation de la vallée Qarlikturvik, où l'on retrouve les terrasses de polygones à coins de glace et le ravin à l'étude.

et s'imposent au centre de l'île, du Nord-Ouest au Sud-Est (Klassen 1993). Des langues glaciaires s'écoulent au sein de vallées qui s'incisent jusqu'à atteindre les plaines de basses-terres, de part et d'autre de la chaîne de montagne. La vallée Qarlikturvik (Figure 9B) est une de ces vallées glaciaires, localisée dans la section sud-ouest de l'île, et mesure environ 65 km² (17 km de long et 4 km de large). De part et d'autre de la vallée, on retrouve des plateaux composés de grès et de shales du Crétacé-Tertiaire (Jackson et Berman 2000), s'élevant à un maximum de 500 m au-dessus du niveau de la mer. Des amphithéâtres d'érosion et des ravins en « V » incisent ces plateaux, formant des cônes alluviaux en bas de pente et contribuant à l'épandage des sédiments issus de l'érosion du grès et du shale au sein de la vallée. Le fond de la vallée Qarlikturvik est parsemé de polygones à coins de glace, s'étant développés au sein d'un pergélisol syngénétique riche en glace, et dont les couches de matière organique et sédiments fins se succèdent (Fortier et al. 2006). L'élévation de la terrasse est d'environ 15 m au-dessus du niveau de la mer. Deux glaciers en fond de vallée (C-79 et C-93) alimentent une rivière proglaciaire aux chenaux tressés, s'écoulant en direction ENE-OSO. Des sédiments sableux et silteux constituant la plaine d'épandage fluvio-glaciaire sont transportés par les vents dominants du Nord-Ouest et redistribués sur la terrasse, participant à son aggradation (pergélisol syngénétique), qui daterait à environ 4000 ans BP (calibrées) (Fortier et Allard 2004). On retrouve plusieurs plans d'eau dans la vallée, notamment des mares polygonales, des mares en surface des coins de glace, des lacs de thermokarst et des lacs de kettle. La présence de monts de contacts glaciaires de part et d'autre de la rivière fluvio-glaciaire indique une ancienne position frontale du glacier. Des coquillages ont été retrouvés sous ces monts, ce qui permet de croire que le front du glacier était en contact avec la mer vers $\pm 10\,746$ BP (Allard 1996); le retrait de la mer dans la vallée se serait effectué après 6000 ans BP (Allard 1996).

Plusieurs formes présentes dans la vallée Qarlikturvik sont indicatrices de transitions au sein du paysage périglaciaire. Dans les environnements de versants, des cicatrices de mouvements de masses stabilisés et de mouvements de masses actifs dénotent de l'état instable du pergélisol (décrochements de couche active, glissement de dégel et coulées de dégel rétrogressives). Les berges sont aussi affectées par l'érosion, ce qui engendre l'effondrement du pergélisol et l'ajout de matériel minéral et organique dans les cours d'eau. Sur la terrasse, on observe la formation de lacs de thermokarst et leur drainage partiel via des réseaux de ravins (engendrant la croissance

de pingos) et la formation de mares de coins de glace dû à la fonte des coins de glace en surface. Finalement, la présence de ravins de thermo-érosion (n=36) (Godin et Fortier 2012a) incisant la terrasse de polygones à coins de glace, et modifiant les patrons de canalisation de l'eau de surface au sein de la vallée dégradent le pergélisol (Godin et al. 2014). La dégradation du paysage engendrée par la thermo-érosion des réseaux de coins de glace est toutefois temporaire. Des ravins de thermo-érosion stabilisés sont observés dans la vallée Qarlikturvik. Le ravin de thermo-érosion stabilisé R05, qui est l'objet de la présente recherche, est situé environs à mi-chemin de la vallée, sur la portion sud de la terrasse polygonale, qui n'aurait pas subi de

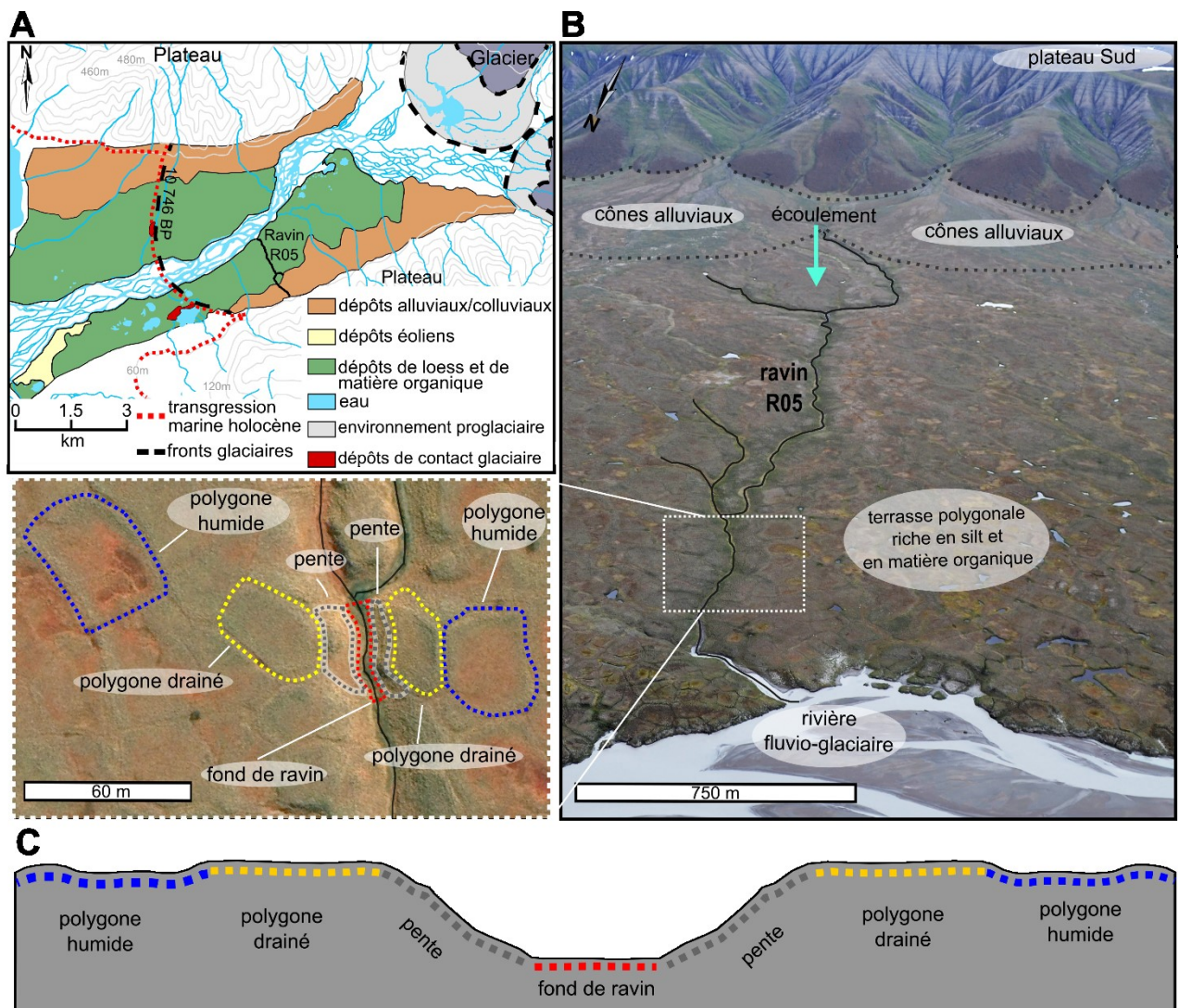


Figure 10. (A) La vallée Qarlikturvik, ses dépôts de surfaces et la limite de transgression marine estimée par Allard (1996); (B) Photographie aérienne du ravin stabilisé (R05) et du paysage environnant, avec un agrandissement des sous-unités associées au ravinement; (C) Représentation schématisée d'un profil transversal du ravin.

transgression marine (Figure 10A). La tête du ravin se trouve dans un cône alluvial, au pied du plateau Sud. Vers l'aval, le ravin de thermo-érosion suit les réseaux de coins de glace de la terrasse polygonale pour se terminer dans la plaine d'épandage fluvio-glaciaire (Figure 10B). Le fond du ravin est incisé par un ruisseau dont l'écoulement est très faible, sinon absent dès que la fonte nivale s'achève. Le fond du ravin est végétalisé de part et d'autre du ruisseau. Les pentes du ravin sont constituées de buttes végétalisées, et les polygones en marge du ravin sont drainés près des pentes et plus humide (centre déprimé) plus loin du ravin sur la terrasse (Figure 10B).

Les températures moyennes annuelles de l'air de 1995 à 2015, issues des données météorologiques de la station SILA du Centre d'Études Nordiques indiquent -14.6°C , avec un maximum allant jusqu'à 6.1°C en juillet et un minimum de -34.7°C en février. Les degrés jours de dégel moyens étaient de 450.4, avec un maximum de 556.2 et un minimum de 348.9. Les degrés jours de gel étaient de 5760.9, avec un maximum de 6239.4 et un minimum de 5393.9 (Centre d'études Nordiques (CEN), 2016). Selon les données de la station météorologique de l'aéroport de Pond Inlet, une municipalité localisée à environ 85 km au Sud-Est de la vallée Qarlikturvik, la moyenne annuelle de précipitation est de 189 mm/an, où 48% tombe sous forme de pluie. Au cours des 35 dernières années, les températures de l'air à l'automne et au printemps ont respectivement augmenté de 2.8 et 4.3°C . L'Annexe 1 fait état des températures du pergélisol pour deux sites différents, soit un polygone humide à centre déprimé dont la couche active est d'environ 50 cm, et un polygone à centre bombé, dont les coins de glace ont été affectés, et ayant une couche active d'environ 70 cm (Allard et al. 2016). La température de la surface du sol de 2002 à 2015 est d'en moyenne -11.6°C , avec un minimum de -31.3°C en février au site le plus froid et un maximum de 10.6°C en juillet au site le plus chaud. Les températures du pergélisol de surface (80 et 120 cm) de 2002 à 2015 sont d'en moyenne -11.1°C , avec un maximum de -23.7°C en mars au site le plus froid, et 0.27 en septembre au site le plus chaud. En général, les températures du polygone bombé sont les plus froides en hiver, et les plus chaudes en été.

2.4 MÉTHODES

Le ravin de thermo-érosion à l'étude s'est développé au sein d'un paysage complexe. Il débute à la base des versants de la vallée, où se sont formés de larges cônes alluviaux. Il traverse la terrasse en suivant le réseau des coins de glace et débouche dans la plaine d'épandage fluvio-glaciaire. Afin de répondre aux objectifs de recherche et évaluer les changements subis par le pergélisol lors des processus de stabilisation du ravin de thermo-érosion, nous avons d'abord caractérisé la géomorphologie locale (fond de ravin, pentes, polygones drainés, polygones humides intacts : voir Figure 11). Cela a été possible via la modélisation 3D du ravin et de la cryostratigraphie du pergélisol sous-jacent. Les profondeurs de front de dégel et les épaisseurs de neige au sein et autour du ravin ont été mesurées afin de comprendre la dynamique de la couche active (Figure 11). Les contenus en glace de la partie supérieure du pergélisol sont comparés afin de caractériser la résistance thermique du pergélisol stabilisé.

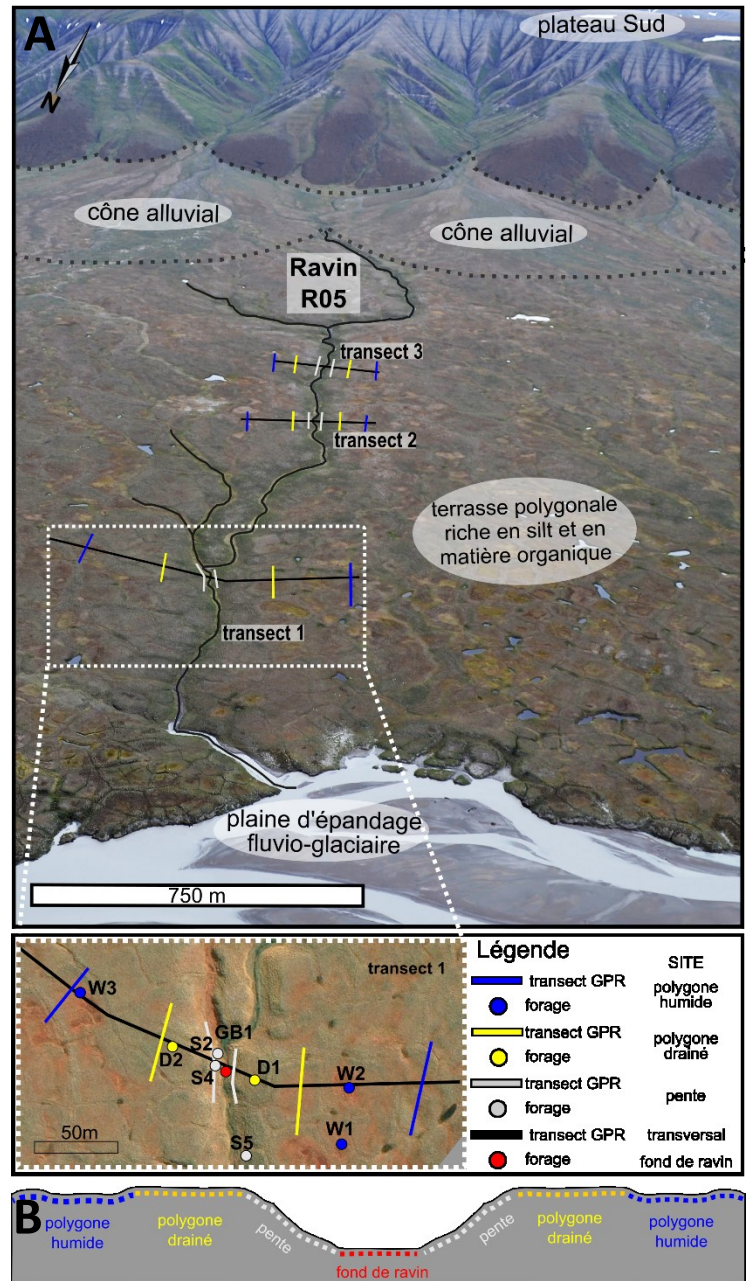


Figure 11: (A) Localisation des transects effectués au *Ground Penetrating Radar* (GPR) et des forages de pergélisol. Les tracés GPR ont été effectués le long des 3 transects 1, 2 et 3. Les forages de pergélisol ont été effectués le long du transect 1 seulement. Le fond de carte provient d'une image satellite GeoEye (septembre 2010); (B) Représentation schématisée d'un profil transversal du ravin.

2.4.1 Analyses géomorphologiques et cryostratigraphiques

2.4.1.1 Analyses géomorphologiques

En bas de versant, le ravin canalise l'écoulement de l'eau en provenance des cônes alluviaux. Pour mesurer l'aire occupée par le bassin versant du ravin de thermo-érosion, nous avons procédé à une analyse de délimitation hydrologique à l'aide du logiciel Arc GIS 10.2.2 ; en utilisant les outils *Fill*, *Flow accumulation* et *Watershed*. Le modèle numérique d'élévation utilisé pour les besoins de cette analyse a été créé par le *Polar Geospatial Center* de DigitalGlobe, Inc. Imagery et a une résolution de 0.5 m.

Les coins de glace incisant la terrasse de fond de vallée furent cartographiés manuellement dans ArcGis 10.2.2, sur une image satellite en couleurs (GeoEye, 2 septembre 2010). Pour identifier le contour des polygones, nous avons cartographié les sillons se formant entre deux bourrelets de polygones puisqu'il s'agissait de l'indicateur le plus perceptible sur l'image satellite. L'outil *Calculate Geometry* nous a permis d'extraire les données de longueur, largeur et d'aire pour chaque polygone cartographié.

Nous avons utilisé un système de positionnement différentiel par satellite, en temps réel (GNSS : *global navigation satellite system*) (modèle Trimble R8), pour la cartographie du site d'étude. La précision centimétrique du GNSS nous a permis de construire un modèle tridimensionnel du ravin à l'aide du logiciel Arc GIS 10.2.2. Le contour du ravin a été défini selon la méthode du *Normalized Topographic Position Index (NTPI)*, développée par Lindsay et al. (2015), et dont le code a été extrait du *Whitebox GAT project*. Cette méthode utilise un modèle numérique d'élévation pour évaluer, à différentes échelles de voisinage, les positions topographiques de chacun des pixels par rapport aux autres. Ce modèle est intéressant puisqu'il annule l'effet des différences d'élévation normalisées entre les pixels ; cela signifie que l'analyse quantifie à quel point un pixel est élevé par rapport à un autre, en éliminant l'effet des grands gradients topographiques réguliers (ex. pente générale du site d'étude). L'analyse a été effectuée à l'aide de l'environnement de développement intégré *IDLE* pour le logiciel Python. Le contour du ravin

a par la suite été cartographié manuellement en suivant les résultats de l'analyse *NTPI*. L'aire occupée par les polygones drainés a été délimitée de manière conservatrice, à un polygone de distance des épaules du ravin, via la cartographie des fentes de gel visibles sur l'image satellite GeoEye 2010. Là où les fentes de coins de glace n'étaient pas visibles, le *NTPI* a été utilisé pour aider à cartographier les polygones drainés, puisqu'ils présentent une microtopographie légèrement surélevée par rapport au terrain environnant (Annexe 4). L'incertitude a été déterminée à partir de la résolution de la matrice de fond utilisée (l'image satellite GeoEye 2010 et le modèle numérique d'élévation, respectivement de 50 cm et 2 m). Pour chaque polygone cartographié, un autre polygone a été calculé pour représenter l'erreur maximale associée à la résolution de la matrice de fond ; la différence entre les deux polygones représente l'incertitude.

2.4.1.2 Analyses cryostratigraphiques

Afin d'examiner les couches stratigraphiques profondes du site d'étude, nous avons utilisé un géoradar bistatique (pulseEKKO Pro de Sensors & Software ®) avec des antennes émettant des ondes électromagnétiques de 50 et 200 MHz, pour sonder le pergélisol le long des 3 transects transversaux au ravin (en amont, au centre et en aval du ravin). Chaque transect a par la suite été traversé de 6 sous-transects, parcourant les unités clé du ravin (fond de ravin, pentes, polygones drainés et polygones humides) (Figure 11). Pour chaque profil effectué, une analyse *Common Mid-Point* (CMP) fut pratiquée, afin d'évaluer la vitesse de l'onde à travers les divers matériaux examinés (Persico 2014). Les profils furent analysés avec les logiciels *EKKO Project V2 R3* et *EKKO View Deluxe R4* (Sensors and Software ®). Des filtres de traitement *down-trace averaging* et *trace-to-trace averaging* furent utilisés pour homogénéiser le signal, ainsi que des filtres *lowpass* et *dewow* pour atténuer le bruit.

Des analyses sédimentologiques permettant d'identifier plus précisément les couches stratigraphiques de surfaces furent effectuées sur des échantillons de pergélisol. Les échantillons furent extraits en utilisant une foreuse portative (BT380 ; Stihl ®) supportant un carottier de 8.3 cm de diamètre ayant des dents en carbure de diamant. Les analyses granulométriques furent effectuées sur les sédiments secs via l'utilisation de tamis et d'hydromètres (ASTM D-422, 2007), en utilisant les classes granulométriques proposées par l'échelle de Udden-Wentworth

(gravier : 4-2mm ; sable : 0.063-2 mm ; silt et argile : < 0.063 mm). Les courbes de références de chaque type de sédiment, reflétant la gamme et la densité des classes granulométrique au sein des différents sédiments, furent extraites via l'utilisation du logiciel Gradistat (Blott et Pye 2001).

Pour compléter l'analyse stratigraphique, nous avons dû quantifier le contenu en matière organique pour chaque échantillon, en utilisant la méthode de la perte au feu. Cette méthode consiste à mesurer la perte de poids qu'un échantillon a subi suite à une combustion à très haute température (550°) et durant 4 heures. Six échantillons de matière organique furent conservés pour effectuer une datation au carbone 14. Les échantillons utilisés pour l'analyse au carbone 14 furent choisis en fonction de leur localisation dans le profil du sol ; à la frontière d'un horizon minéral et organique ou encore à la frontière d'un changement dans la cryostructure du pergélisol, indiquant un changement dans l'histoire de formation du pergélisol. Les échantillons de matière organique furent analysés au Laboratoire de Radiochronologie du Centre d'Études Nordiques de l'Université Laval (Québec, Canada), à l'aide d'un AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Le logiciel Calib 7.1 fut utilisé pour calibrer les dates obtenues à la suite de l'analyse (Stuiver et Reimer 1993).

2.4.2 Quantification du rétablissement du pergélisol

Les images satellitaires et les photographies aériennes, provenant d'une gamme d'années allant de 1958 à 2010, ont été géoréférencées et superposées dans ArcGIS 10.2.2, dans le but d'évaluer quels ont été les changements morphologiques du ravin au fil du temps. Les photos aériennes ont été acquises à la Photothèque nationale de l'air de Ressources Naturelles Canada, nous donnant accès à des photographies prises durant l'été de : 1958 dont l'échelle était de 1 : 60 000; 1972 (échelle 1 : 15 000); et 1982 (échelle 1 : 70 000). Des deux images satellitaires utilisées, l'une datait de 2007 (IKONOS, mi-juillet, 1 pixel = 1 m) et l'autre de 2010 (GeoEye, 2 septembre, 1 pixel = 0.5 m). L'outil *Swipe Layer* de ArcGIS 10.2.2 a été utilisé pour comparer les images les unes avec les autres, en utilisant des points de référence comme des intersections

de fentes de gel ou de branches de ravin. Ainsi, nous avons pu soulever les différences morphologiques du ravin et ses environs au fil du temps.

Les profondeurs de dégel du pergélisol ont été mesurées 2 fois dans l'été (1^{er} juillet et 21 juillet 2016), à l'aide d'une sonde graduée manuelle. Les transects utilisés sont les mêmes que ceux présentés à la Figure 11. Lors des campagnes de sondage des profondeurs de dégel, la sonde fut toujours introduite dans le sol de manière verticale, et non perpendiculaire à la surface. Plus tôt en saison (23 mai 2016), les mêmes transects furent parcourus pour mesurer les épaisseurs de neige (Annexe 2). De plus, nous avons pu utiliser les profondeurs de la surface des coins de glace pour approximer l'épaisseur de couche-active dans les différentes unités ayant des coins de glace, soit les polygones humides, les polygones drainés et les pentes du ravin.

Les 10 carottes de pergélisol de surface (0-2 m) ont été extraites grâce à l'utilisation d'une foreuse portative (BT380 ; Stihl ®) et d'un carottier de 8.3 cm de diamètre, muni de dents de carbure. La figure 11 présente la localisation des forages. L'analyse cryostratigraphique sur les carottes a d'abord nécessité le nettoyage de la boue de forage, puis une séance de macrophotographies en chambre froide pour la visualisation des cryostructures et des bulles d'air dans les échantillons. Les échantillons gelés ont été envoyés au centre Eau Terre Environnement de l'Institut national de la recherche scientifique (INRS-ETE) pour réaliser des analyses non destructives par tomodensitométrie (CT-Scan : SOMATOM Definition AS+ 128 de Siemens ®) à une résolution de 0.4 mm. Les valeurs des voxels (pixels tridimensionnels) représentent les densités des matériaux scannés. Ainsi, les matériaux moins denses comme l'air et la glace apparaissent en gris et en noir, alors que les matériaux plus denses apparaissent en blanc et gris pâle. Les carottes ont été coupées en unités ayant des sédiments de texture similaire et des cryostructures homogènes. Les bulles d'air contenues au sein des unités choisies furent décrites à l'aide de macrophotographies et des scans tomodensitométriques, puisque leur configuration donne des indices sur les processus de ségrégation de la glace (Calmels et Allard 2004). Pour déterminer les contenus volumétriques en glace (le ratio entre le volume de glace et le volume total de l'échantillon gelé), il a fallu sceller chaque échantillon dans un sac sous-vide et l'immerger dans une colonne d'eau dont le volume était connu; le surplus d'eau suivant l'immersion nous donnant le volume total de l'échantillon. Le volume de la glace fut par la suite

dérivé de son poids (différence entre le poids de l'échantillon complet gelé et l'échantillon dégelé et séché), en utilisant le facteur de conversion de densité de la glace d'eau douce, allant de 0.916 à 0.918 g/cm³ (Yen, 1981). Avec ces données (en utilisant la valeur centrale de 0.917 g/cm³ pour la densité de la glace), il a été possible de mesurer le contenu gravimétrique en glace, représentant le poids de l'échantillon total humide sur le poids de l'échantillon sec. Finalement, la quantité de chaleur latente contenue dans chaque échantillon a été obtenue utilisant l'équation 1, proposée par Andersland et Ladayani (2004) :

$$L = \rho_d L' \frac{w - w_u}{100} \quad [1]$$

où L (J/cm³) est le contenu volumétrique de chaleur latente du sol, L'=337.7 J/g et représente la masse de chaleur latente pour l'eau, ρ_d (g/cm³) est la densité du sol sec, w est le contenu total en eau (masse de l'eau sur masse des sédiments), et w_u est le contenu en eau non gelée sur sol. Pour des raisons pratiques, et parce que w_u est estimé très faible, sa valeur a été simplifiée à zéro (Andersland et Ladayani 2004). Par la suite, une description cryostratigraphique a été développée en considérant les unités proposées par Stephani et al. (2010), Murton (2013) et Murton et French (1994).

Finalement, des forages de surface dans des fentes de gel nous ont permis de développer une analyse comparative des coins de glace (épaisseur et profondeur) constituant les polygones intacts de la terrasse et ceux de l'environnement raviné. La largeur des coins de glace fut évaluée par une série de forages de surface, effectués de part et d'autre de la fente de gel, et de manière perpendiculaire à celle-ci, jusqu'à trouver les extrémités du coin de glace (contact entre la glace pure et le retour au pergélisol minéral). La distance entre ces deux extrémités représente la largeur du coin de glace. De plus, toutes les fentes de gel trouvées dans le ravin furent cartographiées manuellement au GNSS pour ensuite être importées dans le logiciel ArcMap 10.2.2.

CHAPITRE 3 | Article

Titre: *Periglacial landscape recovery after thermo-erosion gullyng : how stabilization changes the structure and ice content of surficial permafrost.*

Auteurs: Audrey Veillette, Daniel Fortier, Étienne Godin

L'article constituant le chapitre 3 de ce mémoire de maîtrise est en préparation en vue d'être soumis à la revue *Permafrost and Periglacial Processes*. L'article traite de la transition à long-terme du pergélisol suite à la formation d'un ravin de thermo-érosion s'étant stabilisé au terme de plusieurs siècles, ce qui a engendré un nouvel équilibre thermique pour le pergélisol de surface.

Audrey Veillette (premier auteur) est responsable de la collecte de données via des campagnes de terrain, l'analyse et le traitement des données ainsi que la rédaction de l'article. L'élaboration du projet de recherche et du cadre méthodologique fut développé par Daniel Fortier (directeur de recherche) et Audrey Veillette. Finalement, Daniel Fortier et Étienne Godin (Ph D), grâce à leur expertise scientifique, ont contribué à guider l'écriture du texte et améliorer sa structure, enrichissant ainsi la qualité de l'article inséré dans ce chapitre.

Référence complète: Veillette, A., Fortier, D. and Godin, E. (indéterminé). Periglacial landscape recovery after thermo-erosion gullyng: how stabilization changes the structure and ice content of surficial permafrost. *Article en préparation*

Periglacial landscape recovery after thermo-erosion gullyng: how stabilization changes the structure and ice content of surficial permafrost

Audrey Veillette^{a,b}, Daniel Fortier^{a,b} and Étienne Godin^c

^a *Department of geography, University of Montreal, Montreal, Quebec, Canada*

^b *Center for Northern Studies, Quebec, Quebec, Canada*

^c *Department of Earth Sciences and Centre for Planetary and Space Exploration, Western University, London, ON, Canada*

ABSTRACT

Many thermo-erosion gullies dissect the ice-wedge polygonal terrace in Qarlikturvik valley, Bylot Island (Nunavut), and they stay in the landscape as stabilized features following their catastrophic formation. Long-term evolution of the gully and its surrounding landscape following disturbance needs to be studied thoroughly to understand the recovery processes and new permafrost structure that results. In this study, we investigate the affected landscape, starting with the formation of the terrace to its incision by the gully and until its stabilization. A special focus was put on the cryostratigraphic patterns of surficial permafrost inherited from the disturbance-recovery sequence and on the quantification of its latent heat, which is a key component to understand permafrost strength towards thawing. We learned that the gully affected an area of 226 ± 22 m² per linear meter of eroded permafrost, due to disturbance and stabilization processes. Aggradational ice structures and rejuvenated ice-wedges were found in the disturbed permafrost units as a result of stabilization processes lead by negative feedbacks. On a 1-meter deep profile, the recovered permafrost of the drained polygons and slopes had thermal components globally comparable to pre-degradation conditions. However, when only looking at the drained polygons' permafrost, the aggradational ice in the intermediate layer added 1.2 times more latent heat than what we found within the wet intact polygons' permafrost. This suggests that the drained polygons are better shielded towards thawing than the wet intact polygons. It also puts to light the high level of permafrost resiliency in the context of this study and confirms that long-term studies of permafrost disturbances and stabilization are essential in understanding periglacial landscape evolution.

3.1 INTRO

Arctic climate and environmental changes increase the vulnerability of permafrost to disturbances (Jorgenson et al. 2006; Kokelj and Jorgenson 2013; Grosse et al. 2016). These disturbances alter the biogeochemical cycles (MacLean et al. 1999, Harms et al. 2013), the ecosystems (Jorgenson et al. 2001), the landscape and the hydrology of the periglacial environment (Woo et al. 1992; Jorgenson et al. 2001). Where permafrost is continuous and ice-rich, like in Arctic organic-rich lowlands, its vulnerability to thermokarst disturbance is greater (Jorgenson and Osterkamp 2005).

Thermal erosion is a mode of permafrost degradation by which heat advected by flowing water melts the ice of permafrost. This process is responsible for the formation of a variety of thermokarst features (Jorgenson and Brown 2005, Jorgenson et al. 2015). Inland thermo-erosion gullying initiated through thermal erosion of ice wedges is one that deserves particular attention, due to its multiple impacts on landscape and the ecosystems (Kokelj and Jorgenson 2013). These disturbances can develop over several hundreds of linear meters within only a few years, powered by strong positive feedbacks (Seppälä 1997; Fortier et al. 2007; Kokelj and Jorgenson 2013). By collecting surface water, these gullies modify the hydrological connectivity of the terrain and change water quality via the redistribution of sediments, soil carbon and nutrients (Osterkamp et al. 2009; Bowden and Larouche 2012; Godin et al. 2014). Catastrophic lake drainage occur when thermo-erosion gullies erode and breach the shore of a lake (Mackay 1988; Marsh et al. 2009; Morgenstern et al. 2011, 2013; Jones and Arp 2015). Retrogressive erosion of gully head can be sustained at various rates for decades (Godin et Fortier 2012a, 2012b; Veillette et al. 2015) and eroded sections will take about ten years to stabilize (Bowden et al. 2012; Godin et al. 2014) in response to local changes in ground moisture, temperature and vegetation (Perreault et al. 2015; Godin et al. 2016).

An unanswered key question is to what extent the stabilization of thermo-erosion gullies and permafrost recovery change ground ice conditions on pluri-decadal to pluri-centennial time scales. Landscape stabilization, vegetation succession and permafrost recovery following permafrost disturbance has been studied for mass movements (Burn and Friele 1989; Lewkowicz 1994; Lantz and Kokelj 2008; Kokelj et al. 2009; Lantz et al. 2009), drained lakes basins (Mackay 1986; Bockheim and Hinkel 2005; Jorgenson and Shur 2007; Morgenstern et al. 2011, 2013; Briggs et al. 2014; Kanevskiy et al. 2014; Fritz et al. 2016), underground thermal-erosion (Shur et al. 2004; Bray et al. 2006; Fortier et al. 2008; Kanevskiy et al. 2008; Douglas et al. 2011), fire (Mackay 1995; Shur and Jorgenson 2007; Jorgenson et al. 2013), and forest clearing for agriculture, mining and community development (Calmels et al. 2012, Benkert et al. 2013, 2015; Grandmont et al. 2015). These studies indicated that permafrost recovery following disturbances created a layer of aggradational ice and/or ice wedges rejuvenation in the upper part of permafrost that has positive impacts on permafrost resiliency to further thawing.

Here we have reconstructed the history of gullying and the cryostratigraphy of a stable thermo-erosion gully located on Bylot Island (Nunavut) to verify the hypothesis that the long-term stabilization of gullied permafrost has formed (1) an ice-rich horizon of aggradational ice and (2) the reactivation of degraded ice wedges. The objectives of this paper are: 1) to quantify ground ice changes in permafrost following stabilization of thermal erosion disturbances; and 2) to evaluate how these changes impacts the thermal resilience of permafrost to climate warming.

3.2 SITE

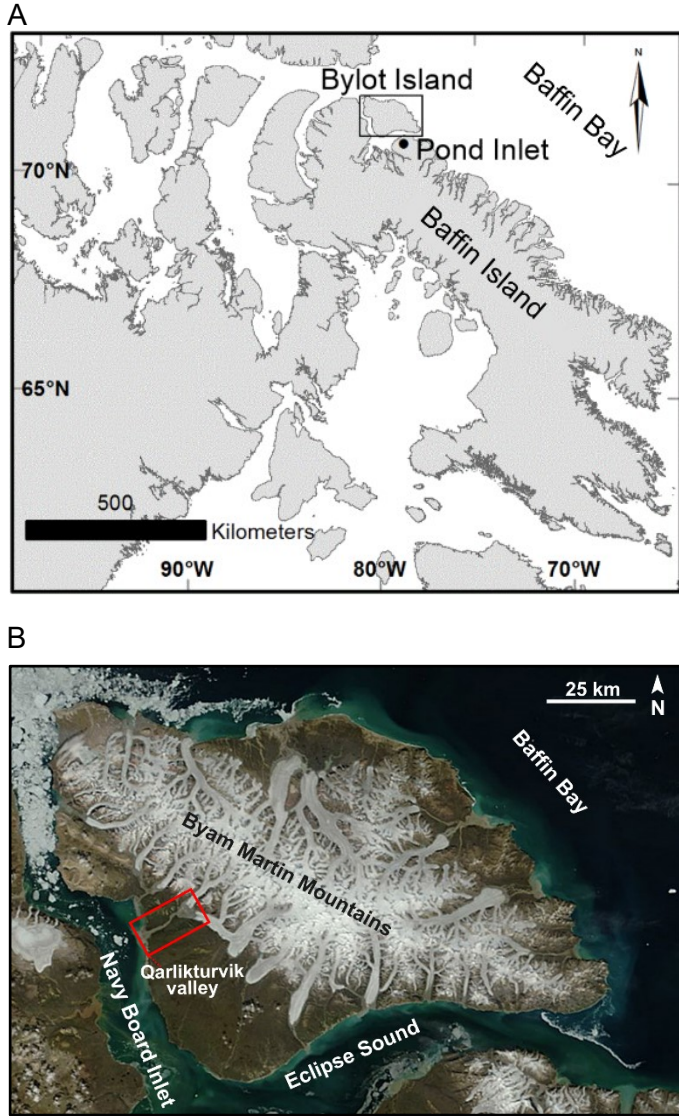


Figure 12. (A) Bylot Island, Nunavut, Canada; (B) Qarlikturvik valley (LANDSAT, 2016)

Ice-contact sediment mounds stand on the terrace, approximately 5 km from Navy Board Inlet’s coast, marking the frontal position of a glacier advancing into the sea which has been dated at 10 746 BP (Figure 13A) (Allard, 1996). The plateaus are incised by deep ravines, forming alluvial fans over the valley floor. An ENE-WSW glaciofluvial braided river fed by two glaciers (C-79 and C-93) (Inland Waters Branch, 1969) separates the valley floor (Figure 13A). The dominant summer northwesterly winds blow fine sands and silts from the outwash plain of the glaciofluvial river over the valley floor, contributing to the aeolian sedimentation

Bylot Island is a ~11 000 km² island that takes part of the Canadian Arctic Archipelago in Nunavut, Canada (Figure 12). The central mountains of the island, the Byam Martin Mountains, are oriented northwest-southeast and composed of igneous and high-grade metamorphic rocks (Jackson and Berman 2000). From there, an ice-cap feeds multiple glacial tongues that flow in valleys of the lowland plains (Figure 12) (Klassen 1993). Qarlikturvik valley (73°9’N, 79°57’W) is a glacial valley of approximately 65 km², over 17 km long and 4 km wide, located on the southwestern sector of Bylot Island (Figure 12). The valley is bordered on both sides by plateaus < 500 m a.s.l. made of Cretaceous-Tertiary sandstones and shales (Jackson and Berman 2000).

on the terrace (Fortier et al. 2006). The valley floor's terrace is characterized by a well-developed ice-wedge polygonal terrain, made of ice-rich syngenetic permafrost, where organic-matter and fine eolian sediments alternate (Fortier et al. 2006). Various water bodies occupy the valley floor, such as polygonal ponds, ice-wedge trough ponds, thermokarst lakes and kettle lakes (Bouchard et al. 2015). Throughout the polygonal terrace of the Qarlikturvik valley, Bylot

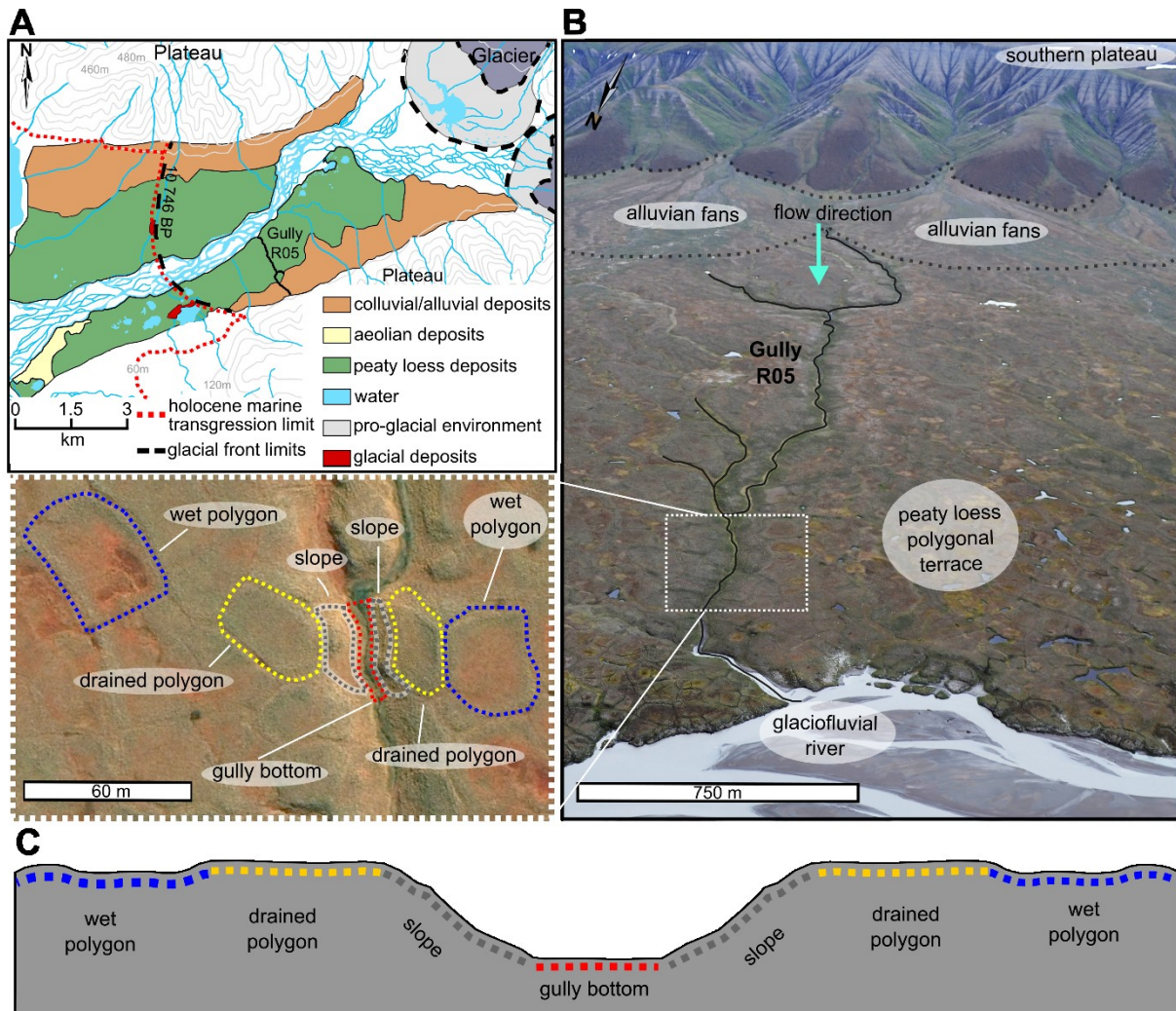


Figure 13. (A) Map of Qarlikturvik valley with main surficial deposits showing the marine transgression limit as estimated by Allard (1996). The hydrologic and topographic layers were obtained via Natural Resources Canada, Earth Sciences Sector; Canadian Centre for Mapping and Earth Observation; (B) Aerial photographs of the stabilized gully (R05) and the surrounding landscape. The zoomed area shows the main patterns of ice-wedge polygons, slopes and gully floor in and around the gully's main channel; (C) Schematic representation of a gully transect with its units, as observed in the field. Photo source: A. Veillette, 31st July 2016.

Island (Nunavut), as many as 36 thermo-erosion gullies have been listed (Godin and Fortier 2012a),

At the study site, two alluvial fans – fed by water and sediments from the deep ravines eroding the plateau – are connected to a thermo-erosion gully that incises the polygonal terrace and reaches the glacio-fluvial river (the gully outlet) (Figure 13B). The gully is located at approximately 7.5 kilometers from the valley mouth. The gully bottom hosts a small stream at the snow melt period. Slopes from both sides of the gully floor are vegetalized and hummocky and drain adjacent flat to high-centered polygons. Inland are wetter and flat to low-centered intact, undisturbed polygons (Figure 13C).

In Mittimatalik (Pond Inlet), the airport's weather station ($72^{\circ} 41' N$, $77^{\circ} 59' W$) recorded the normal mean annual precipitation at 189 mm, where 48% falls as rain (Environnement Canada 2017). This station is located ~ 85 km SE of Qarlikturvik valley, and weather data are highly correlated ($r = 0.997$ for the 1995-2016 period) with the data acquired through the SILA network weather station of the Centre d'Études Nordiques, located less than 3 km from the stabilized gully that we studied. The correlation was calculated for the period of 1995-2016. In Qarlikturvik valley, the mean annual air temperature (MAAT) from 1995 to 2016, measured from the SILA network weather station ($73^{\circ} 09' N$, $79^{\circ} 57' W$), was $-14.6^{\circ}C$, with a maximum reaching $6.1^{\circ}C$ in July and a minimum of $-34.7^{\circ}C$ in February (Centre d'études Nordiques (CEN), 2016). Over the last 20 years (1995 to 2016), average atmospheric thawing degree days was 450.4 (maximum = 556.2, minimum = 348.9) and the average atmospheric freezing degree days was 5760.9 (maximum = 6239.4, minimum = 5393.9) (Centre d'études Nordiques (CEN), 2016). Considering various polygons types (high-centered, flat and low-centered), mean soil surface temperature is $-11.6^{\circ}C$ and mean permafrost temperature (80 and 120 cm deep) is $-11.2^{\circ}C$.

3.3 METHODS

The studied gully developed at the base of a plateau in an alluvial fan. It is incised in the ice-wedge polygons terrace and ends in the glaciofluvial river via the ice-wedge network of an organic-rich polygonal terrain. To be able to evaluate the new permafrost structure brought by the gully stabilization processes, we characterized the geomorphology of the landscape (3D modelling of the gully and the surrounding terrain, hydrological patterns, ice-wedge configuration of the terrace and general stratigraphy of the study site) and the cryostratigraphy of the permafrost in the gully and the adjacent terrain units. The geomorphology of the gully and its surrounding was investigated according to the gully units shown in Figure 13 (gully bottom, slopes, drained polygons from both sides of the slopes and wet undisturbed polygons inland). Thaw front depths, snow thicknesses and ground ice characteristics were measured and the gully terrain units patterns compared (gully bottom, slopes, drained polygons and wet polygons).

3.3.1 Geomorphology and stratigraphy of the thermo-erosion gully and surrounding permafrost

The gully canalizes the water coming from the alluvial fans formed at the base of the plateau. To portrait the general gully hydrological pattern, we performed a watershed delineation in ArcGIS 10.2.2, using the *Fill*, *Flow accumulation* and *Watershed* tools. The digital elevation model used to perform geospatial analysis was created by the Polar Geospatial Center from DigitalGlobe, Inc. imagery, with a resolution of 0.5 m.

Ice-wedge polygons of the terrace near the gully were manually mapped in Arc GIS 10.2.2, using a true color satellite image (GeoEye, 2 September 2010). The *Calculate geometry* tool was used to extract length, width and surface area of the polygons.

A real-time Global Navigating Satellite System (GNSS) Trimble model R8, with a centimetric-level precision, was used to position (x,y,z) and delineate the stabilized gully and adjacent polygonal terrains. The gully contour was defined using a method developed by Lindsay et al

(2015) (source code extracted from the Whitebox GAT project website), called the normalized topographic position index (NTPI). It uses a digital elevation model to perform a multi-scale topographic position analysis, considering the normalized elevation differences between the pixels, and at different scales. This analysis quantifies how elevated a location is compared with its surrounding. Therefore, it eliminates the effect of large-scale topographic gradient, that would mask the smaller scale topographic variations along the gully. The analysis was performed in the integrated development environment (IDLE) for Python. Gully contour was traced based on the NTPI analysis. To determine the area represented by drained polygons, a conservative mapping of one polygon distance from the gully channel was manually delineated on the satellite image, and the estimated area occupied by the ice-wedges was removed (see Appendix 7). Where ice wedges contours were not visible on the satellite image, the raster created with the NTPI analysis permitted us to determine the limit of the drained polygons, since they were slightly more elevated than the surrounding low centered polygons (Appendix 4). The error on the measurement was defined according to the resolution of the GeoEye image and the DEM (respectively 50 cm and 2 m). For each polygon delineated, whether on the image or on the DEM, another superimposed polygon was calculated adding the error on the measurement for each point manually mapped, the difference in areas of each polygon represents the uncertainty. The mean width of the gully was extracted from width measurements every meter along the gully channel, once the gully contour was created on ArcGIS.

To characterize the stratigraphy of the permafrost we conducted GPR surveys in the upstream (transect 3), middle (transect 2) and outlet (transect 1) sections of the gully (Figure 14). Each transect intercepted all the terrain units of the gully system (intact wet polygon, drained polygons, and the slope and floor of gully channel) (Figure 14). To perform our analysis, we used the Bistatic GPR PulseEKKO PRO low frequency from Sensors & Software®, coupled with a 12V transmitter with 200 MHz and 50 MHz antennas. Determination of the wave velocity within the host material was performed using a Common Mid-Point Survey (CMP) (Persico 2014). Data was processed using *EKKO Project V2 R3* and *EKKO View Deluxe R4* software (Sensors and Software ®). Post-processing filters used for data analysis were the *down-trace averaging* and *trace-to-trace averaging* to homogenize the data, and the *dewow* and *lowpass* filters to soften the noise.

Permafrost cores were extracted with a 8.3 cm diameter diamond carbide core barrel powered by a two-stroke portable earth auger (BT380; Stihl ®). Sedimentologic analysis were performed on the dried permafrost samples. Grain size analysis was done with the use of sieves and hydrometers (ASTM D-422, 2007), and grain size classes were based on the Udden-Wentworth scale for gravel (4-2 mm), sand (0.063-2 mm) and mud (silt and clay) (<0.063 mm). Sediments envelope curves were extracted from the Gradistat software (Blott and Pye 2001). The organic matter content was measured for each sub-sample using loss on ignition technique, consisting of measuring the weight loss after burning a fraction of the sub-sample at 550°C for four hours. Six sub-samples containing organic matter were selected for their relevant location - at boundaries between mineral and organic material or cryostructure (ice patterns) changes - and kept for radiocarbon dating. Bulk organic matter samples were analyzed at the Radiochronology laboratory of the University Laval's Center for northern studies (Quebec, Canada) via the Accelerator Mass Spectrometry. Calibration of the ¹⁴C dates was made using the Calib 7.1 program, based on (Stuiver and Reimer 1993).

3.3.2 Permafrost recovery and ice-wedge rejuvenation: quantification of the thermal state of surficial permafrost

Multiple georeferenced satellite images and aerial photographs were imported in ArcGIS 10.2.2, then superimposed and stacked with the use of visual reference points (ice-wedge furrows and gully branches convergence) to quantify changes in the gully's morphology through time. Georeferenced aerial photos, acquired through the Canadian Air Photo Library, were from summers of 1958 (scale = 1 : 60 000), 1972 (scale = 1 : 15 000) and 1982 (scale = 1 : 70 000). More recent satellite images were from 2007 (IKONOS mid-July, 1 pixel = 1 m) and 2010 (2 September, 1 pixel = 0.5 m). All images were compared with one another using the *Swipe Layer* tool in ArcGIS 10.2.2 with a particular attention paid on the gully channel to monitor its evolution through time.

Earlier in the season (23rd of May 2016), three transects (Figure 14) were used to measure the snow depths along the gully (see Appendix 2). The same transects were used to measure the thaw

depth later in the season. The depth of the thaw fronts across the terrain units was measured every meter along the transects, twice in the summer (1 July and 21 July 2016), using a graduate metal probe. The depth of ice-wedge tops was also used to approximate the active-layer thickness for wet intact polygons, drained polygons, and gully floor units. Coupling this information with thaw front depths surveys gave us a portrait of active-layer depths at our various terrain units.

Permafrost cores were extracted from each geomorphological unit (Figure 15). Cores were always performed in the center of ice-wedge polygons, and in the steepest sections of slopes. To perform the coring, we used the 8.3 cm diameter diamond carbide core barrel powered by a two-stroke portable earth auger (BT380; Stihl®). The cores were kept frozen and shipped to Université de Montréal’s laboratory. A combination of micro-computed tomodensitometric scans and photographs were used to precisely characterize the cryostructures and reconstruct the cryostratigraphy (CT-Scan: SOMATOM Definition AS+128; Siemens®, resolution of 0.4 mm). Air bubbles within the permafrost cores were described using macrophotographies and CT-Scan imagery, and used in the interpretation of ice segregation processes (Calmels and Allard 2004). To analyse fine scale stratigraphic and cryostratigraphic units, permafrost cores were cut into sub-samples of similar sediment textures and cryostructures. Volumetric ice content (VIC), which represents the ratio between the volume of

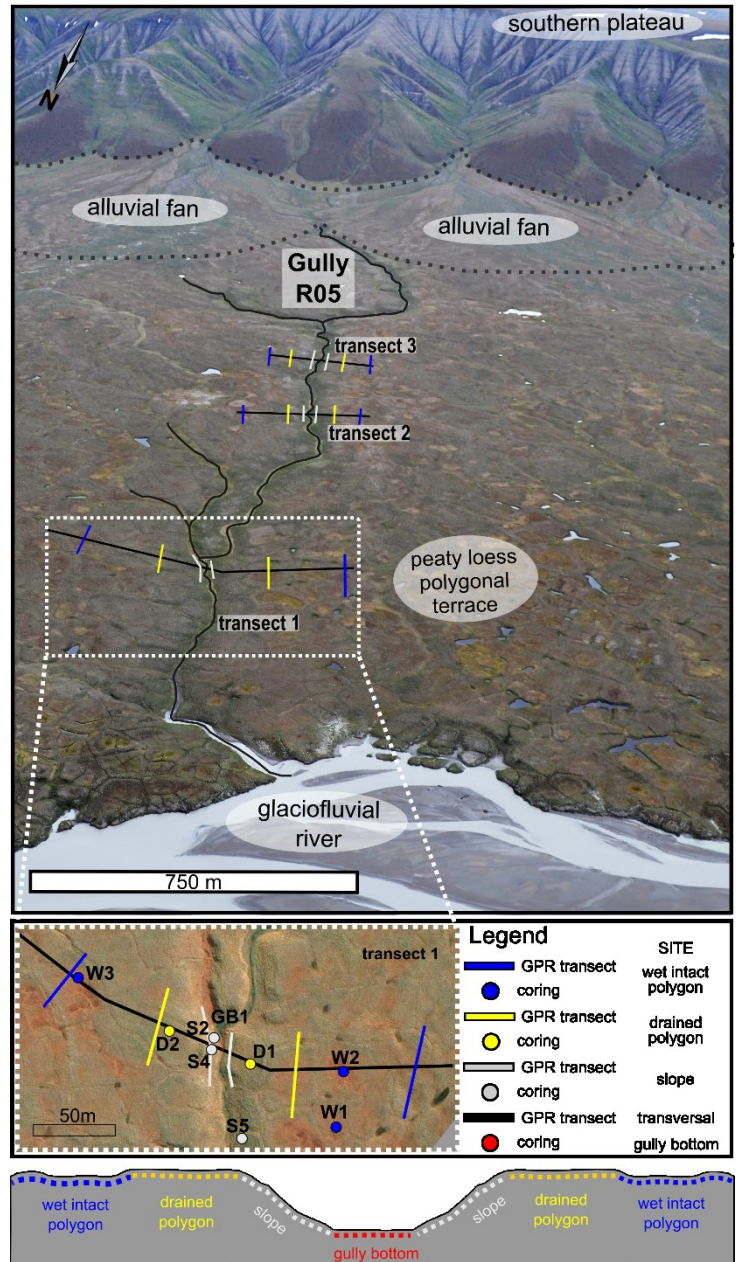


Figure 14. Localization of the GPR transects (line) and permafrost cores (circles) along the stabilized gully. The background is a colored GeoEye satellite image (September 2010).

ice on the total volume of the frozen sample, was measured after sealing the frozen sample under vacuum conditions in a plastic bag and immersing it in a known volume of water. We inferred the volume of ice in the sub-sample using the weight of the ice (weight difference between the frozen and dried sample) and multiplying it with the density of ice (0.917 g/cm³) (Yen 1981) for a precise estimate of the VIC. The gravimetric ice content represents the mass of the wet sub-sample on the mass of the dried subsample.

The latent heat of fusion, which is the quantity of energy required to melt one gram of frozen soil, was calculated using the formula (Andersland and Ladayani 2004):

$$L = \rho_d L' \frac{w - w_u}{100} \quad [1]$$

where L (J/cm³) is the soil volumetric latent heat of fusion, L' is 337.7 J/g and is the mass latent heat for water, ρ_d (g/cm³) is the dry soil density, w is the total water content (mass of water over mass of sediments), and w_u is the unfrozen water content of the frozen soil. For practical reasons and since w_u is estimated to be very low in arctic permafrost, its value was simplified to zero (Andersland and Ladayani 2004).

A comparative analysis of the ice wedges on the undisturbed terrace and in the gully was performed to understand how these massive ice bodies evolved following the gully formation. The ice-wedge width was determined after coring by measuring the distance between the sides of the ice-wedges (contact between pure ice and mineral permafrost), perpendicular to the ice-wedge cracks. Also, all the ice-wedges found in the gully were manually identified on the field with the GNSS and reported in our geographic information system in ArcGIS.

3.4 RESULTS

3.4.1 Geomorphology of the thermo-erosion gully and the surrounding terrace

The history of permafrost degradation and stabilization was reconstructed by the analysis of gully geomorphology.

The watershed of the gully had an area of 2.05 km² and drained water coming from two ravines cutting through the sedimentary rocks. The studied gully represented 1885 linear meters extending from an alluvial fan to the river bordering the ice wedge polygons terrace, in a southeast-northwest alignment. Its area was 108 528 ± 13 179 m², with a mean depth of 3.4 m and mean width of 49 m (Table 3). In the upstream section, one main branch of the gully was connected to one the ravines of the southern valley wall, while three other branches incised the flat polygonal terrace (Figure 13B). The ice-wedge polygons on the terrace incised by the gully had a mean area of 1020 m², varying between 57 m² and 5735 m². The flat gully floor, incised by a small stream, had an area of 10 882 m² with a mean width of 5 m. Its largest section (the outlet) had a width of 19 meters and its narrowest section was observed near the alluvial fan (gully head), with a width of 1.5 m (Table 3). Gully shoulders were rounded and

Table 3. Morphological characteristics of the gully and the surrounding polygons. Ice-wedge polygons include wet (intact) and drained polygons (n=405) around the study site. SD stands for standard deviation.

SITE	Morphological characteristics															
	Width (m)				Length (m)				Depth (m)				Area (m ²)			
	Mean	Max.	Min.	SD	Mean	Max.	Min.	SD	Mean	Max.	Min.	SD	Mean	Max.	Min.	SD
Ice-wedge polygons	29	82	7	17	43	105	11	25	-	-	-	-	1020	5735	57	756
Gully R05	49	79	10	17	1885	-	-	-	3.4	5.5	2.4	0.8	108 528	121 707	95 349	-
Gully floor (including the stream)	5	19	2	2	1 885	-	-	-	-	-	-	-	10 882	-	-	-
Gully slopes	23	42	11	6	-	-	-	-	-	-	-	-	97 646	110 825	84 467	-
Drained (eroded) polygons area *	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	194 476	209 687	179 265	-

* See Annexe 5 for more details on how we measured the area of the drained polygons

the slopes on both side of the gully channel were vegetalized and hummocky. Gully slopes represented an area of $97\,646 \pm 13\,179 \text{ m}^2$ and had a mean gradient of 11° , except for the lasts 200 m downstream, near the gully outlet, where they were more abrupt (mean slope = 15°). The main slope gradient of the gully channel and terrace were both 0.7° . From both sides of the gully shoulders, the eroded and drained polygons occupied an area of $194\,476 \pm 15\,211 \text{ m}^2$.

Aerial photographs taken in 1958 showed that the gully had the same general morphology as in the 2010 GeoEye satellite image. Other photographs of 1972, 1982 and 2007 confirms the stability of the feature in the landscape between 1958 and today with no major evidence of reactivated disturbances and erosion.

3.4.2 Stratigraphy of the terrace hosting the stabilized gully

We investigated the stratigraphy of the terrace at the gully site to identify the main sedimentologic units in which the gully was formed. The data presented here was extracted from GPR and coring analysis (with dating of the organic matter found in the cores). To be able to extract depth values from GPR survey, we performed a CMP analysis which indicated an average velocity of the electromagnetic wave of 0.127 m/nanoseconds (see Appendix 5 for more details on the CMP analysis).

3.4.2.1 Ice wedges of the terrace

Several ice wedges intersected the terrace; they appeared as hyperbolic features on the 50 MHz profiles and as “blurred” sections on the 200 MHz profiles (Figure 15). Coring across a polygonal ride (i.e. over an ice wedge) on the terrace indicated a width of 2.5-2.8 m. The depth of the ice wedge exceeded our coring capacities.

3.4.2.2 Stratigraphic units

Unit 1

The deepest detectable GPR reflection appeared exclusively under ice wedges, as hyperbolic features (Figure 15) and represented the top of unit 1. The reflection was visible at a depth

decreasing from 15 m (230 ns) at transect 3, near the alluvial fan, to 10-11 m (150-170 ns) at transect 1, close to the gully outlet. When looking at the elevations, this contact represented a gentle slope (0.15°) going from 7.5 m a.s.l. (at transect 3) and 6 m a.s.l. (at transect 1) (Figure 16). The slope of the surface of unit 1 was discordant with the slope of the surface of the terrace (0.7°). The lower limit of unit 1 was beyond the reach of the GPR and coring, therefore its thickness is unknown.

Table 4. 14C dates for 1) stratigraphic contacts observed in the gully and the adjacent terrain units, and 2) previous geomorphological study of Qarlikturvik valley made by Allard (1996).

Core name	Sample name	Material dated	Depth (cm)	Adjusted depth* (cm)	Sample elevation (m)	Sample site	Type of contact**	Age (years BP)	Cal ¹⁴ C AD/BC	Interval ¹⁴ C AD/BC**
W3	ULA-6506		54	-	16.8	Intact wet polygon		1185±15	AD 831	AD 775-886
D1	ULA-6508		82	66	14.6	Drained polygon		1250±20	AD 770	AD 679-861
D2	ULA-6509	Peat fibers	63	57	15.5	Drained polygon	Organic matter over mineral deposit	1430±15	AD 626	AD 602-650
S1	ULA-6511		76	-	12.4	Slope		8855±20	7868 BC	7896-7840 BC
S2	ULA-6507		59	-	13.2	Slope		3045±15	1311 BC	1389-1233 BC
GB	ULA-6510		194	-	10.9	Gully floor	Organic matter over subparallel oblique sand layers	3875±15	2376 BC	2457-2295 BC
Allard, 1996	UL-1048		135	-	-	Peat terrace in the marine submerged area	Peat over buried ice-wedge	2210±120	349 BC	390-157 BC
	UL-1028	Shells (<i>Mya Truncata</i>)	-	-	-	Ice-contact sediment mounds	Shells in marine clay	9860±140	8796 BC	8930-8525 BC
	UL-1347	Mixed shells	-	-	-	Pingos	Mixed shells in marine clay	6430±110	4933 BC	5064-4808 BC

*The adjusted depths represent the estimated depth of the sample without the thickness of the ice layers present in the core.

**95% confidence interval

Unit 2

The upper limit of unit 2 appeared as a strong continuous horizontal reflection, observable in every of the 50 MHz transects. It lay 5.5 m (80 ns) below the surface in all three transects and was parallel to the terrace's surface slope (Figure 15B). Its elevation varied from 17 m a.s.l. (at transect 3), to 10 m a.s.l. (at transect 1). From both sides of the gully channel (Figure 15B), the unit was horizontal and not following the depressed topography (Figure 15C). The bottom of unit 2 being between 10 to 14 meters-deep, the thickness of this unit varied between 8.5 (at transect 3, upstream) and 4.5 m (at transect 1, downstream) (Figure 16). Unit 2 was beyond the reach of the coring and therefore no samples could be retrieved.

Unit 3

A 3.5 m deep (50 ns) sub-horizontal reflection, observable in the three transects, marked the upper limit of unit 3. The slope of this reflection was concordant with the slope of the terrace and had an elevation of 21 m a.s.l. at transect 3 (upstream) and 14 m a.s.l. at transect 1 (downstream) (Figure 16). This signal was weaker in the 50 MHz profiles, and appeared in all the 200 MHz profiles as discontinuous (Figure 15A, B). The thickness of unit 3 was 2 meters. Organic matter, sampled at an elevation of 12.4 m a.s.l. (0.76 m deep) (Table 4: ULA-6511) and 13.2 m a.s.l. (6.59m deep) (Table 4: ULA-6507) respectively had a radiocarbon age of 7868 BC and 1311 BC.

Permafrost core GB extracted from the gully floor reached a depth of 2.1 m, which represented an elevation of 11 m a.s.l. at the transect 1 site, therefore corresponding to the bottom of unit 3. The core was divided in 2 sections (GB-A and GB-B), based on grain size analysis data (Table 5). GB-A alternated between sandy silt and silty sand, and GB-B had a dominance of sand with the highest gravel portion (rounded sedimentary rock gravels). Both cores had 5 to 10 % of organic matter (Table 5). Grain size analysis showed that GB-A and GB-B had distinct depositional contexts (Figure 17). The dipping of the subparallel layers were horizontal in core section GB-A and oblique ($\sim 20^\circ$) in GB-B. Organic material lying over the oblique subparallel gravelly sands and under ~ 50 cm of pure ice (depth = 190 cm and elevation = 11.2 m a.s.l.) had a calibrated radiocarbon age of 2376 BC (Table 4: ULA-6510).

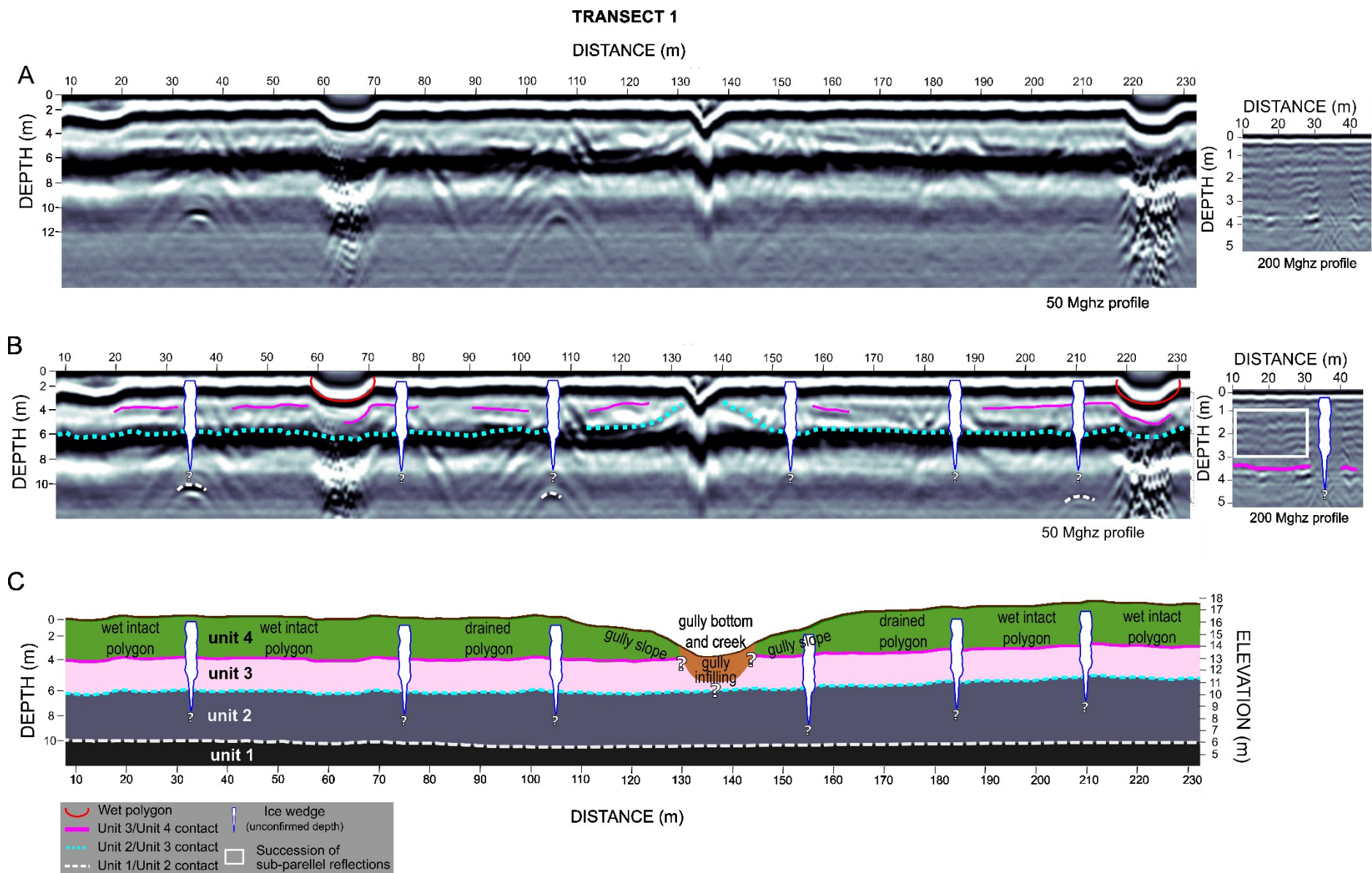


Figure 95. (A) Raw GPR profiles (50 and 200 Mghz) of the gully (transect 1, downstream). For transect localisation, refer to Figure 14; (B) Interpreted GPR profile (50 and 200 Mghz); (C) Schematic representation of the interpreted GPR profile along a gully transect (transect 1). Vertical exaggeration is 1:2m.

Unit 4

Unit 4 had a thickness of 3.5 meters, with the upper limit being the surface of the terrace. This unit had a GPR facies of multiple discontinuous sub parallel reflections (Figure 15A, B). The presence of wet polygons corresponded with “depression-like” features on the GPR signal (Figure 15B). Grain size analysis showed that two distinct materials constituted the unit 4 (Table 5): (1) a silty and organic-rich matrix (10-25% organic matter content), with low gravel and clay contents, and (2) a coarser deposit dominated by sands with a higher gravel content (1.7%) and a lower 4% organic matter content (see Figure 17, W3-B). Grain size distribution curve of Figure 17 confirmed the distinctive nature of both deposits in unit 4. Permafrost samples of organic matter at contacts between an organic-rich layer and the underlying mineral sediment had dates ranging from 626 to 831 AD (Table 4: ULA-6506, ULA-6508, ULA-6509).

Table 5. Grain size analysis for permafrost cores retrieved along gully transect (transect 1). n (number of analysis), OMC (organic matter content), W2-A, W2-B, W3-A and W3-B (cores of wet intact polygons corresponding to Unit 4 (surficial permafrost)), GB-A and GB-B (cores of gully bottom).

Grain size analysis data				
	Unit 4		Gully bottom	
	W2-A, W2-B, W3-A	W3-B	GB-A	GB-B
n (grain size analysis)	11	1	9	2
Gravel (%)	0 - 1.1	1.7	0.4 - 1.1	6,0
Sand (%)	26.1 - 41.3	59.8	30.4 - 69.5	67.0 - 72.1
Silt (%)	58.5 - 73.4	37.6	38.5 - 69.5	21.9 - 22.0
Clay (%)	0 - 0.5	0.1	0 - 0.6	0 - 5.0
OMC (%)	9 - 25	4	5 - 10	5 - 11
Mean size (ϕ)	3.9 - 4.6	2.6	2.9 - 4.1	1.4 - 1.7
Sorting	0.8 - 2.2	1.7	1.3 - 2.0	2.1 - 2.5
Graphic skewness	-0.23 - +0.23	-0.16	-0.02 - +0.30	+0.18 - +0.28

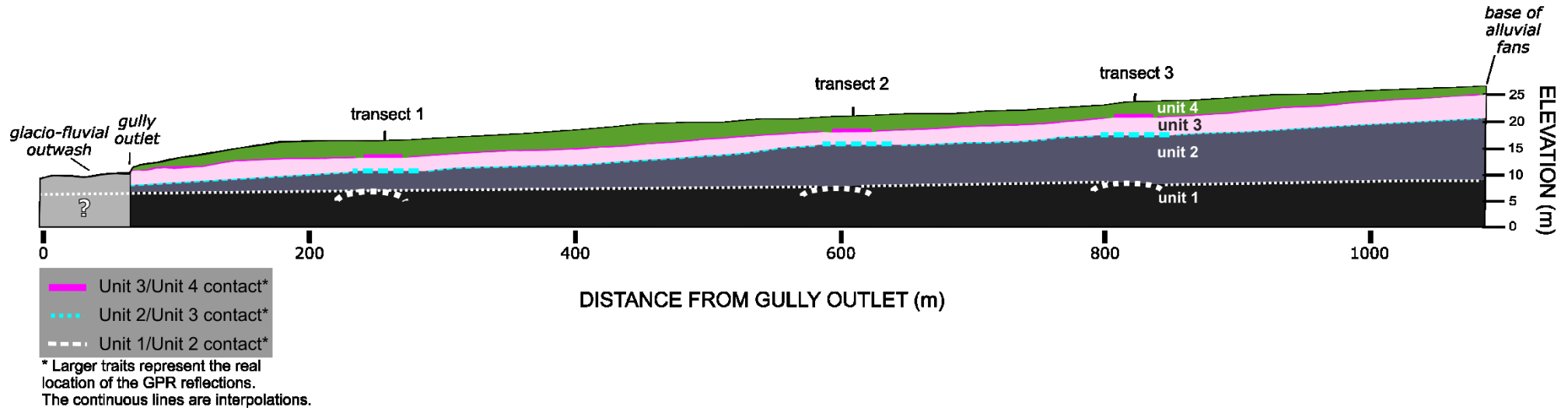


Figure 16. Interpolation of GPR units between a longitudinal profile, extracted from the 3 transect zones, from the alluvial fans towards the glaciofluvial river. GNSS data was used to represent the topographic profile of the ground surface. Vertical exaggeration is 1:4 m.

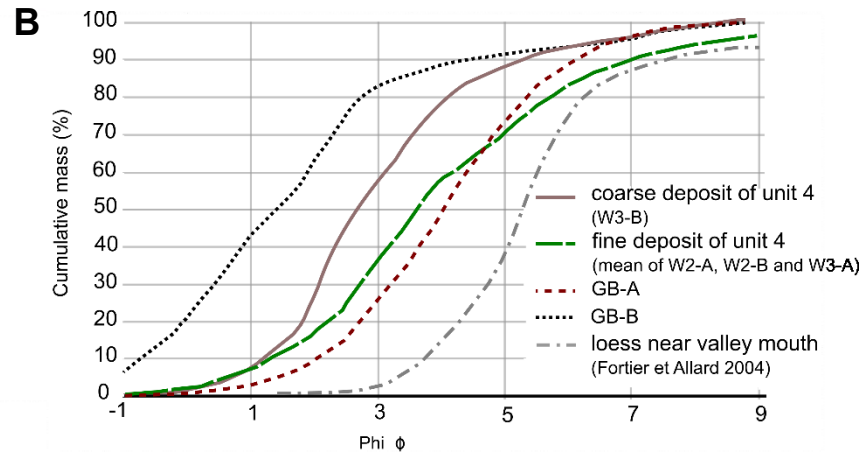
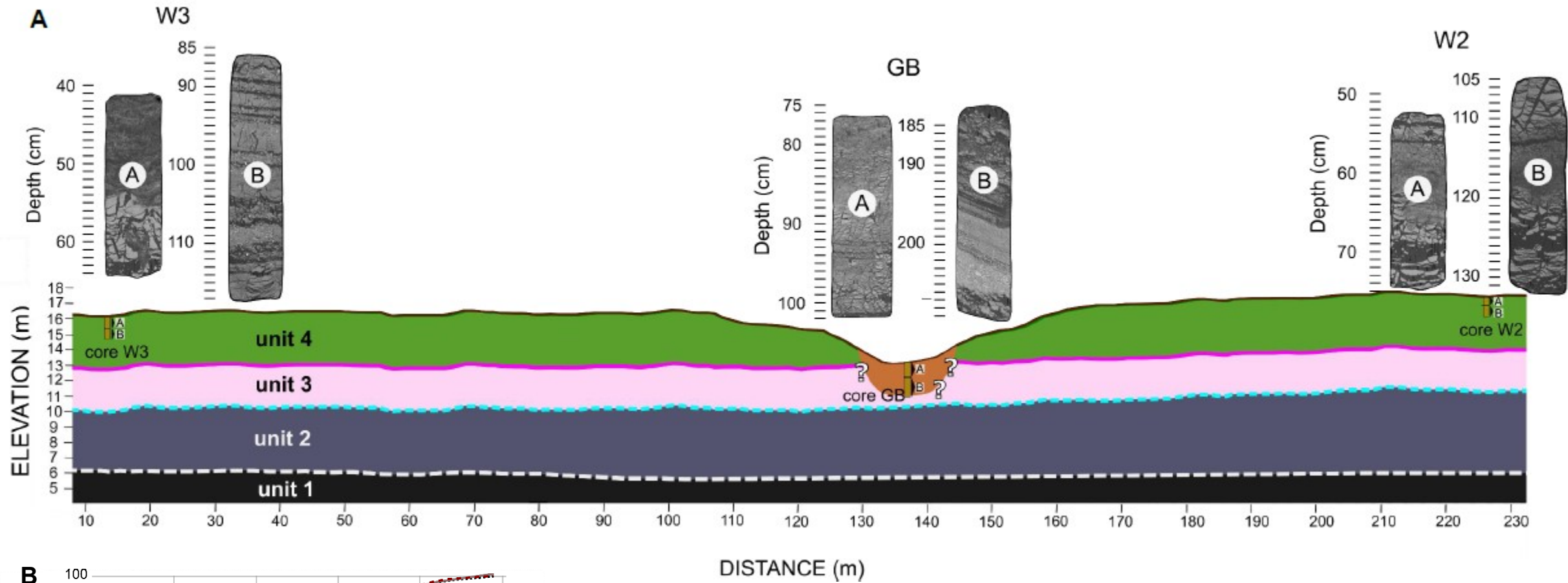


Figure 17. Figure 17A serves as a visual template to the analysis of Figure 17B. Figure 17B shows the heterogeneity in the structure and grain-size distribution curves of various cores from unit 4 (cores W2 and W3) and gully bottom (GB). Core W2 shows a homogenous succession of muddy material (clayey silt) while core W3, at a depth of 80 cm and deeper, is made of coarser sandy material with poor organic matter content. Core GB shows a unique oblique layered structure with coarser sediments at depth corresponding with unit 3. All cores were extracted along the transect 1 (refer to Figure 14 for transects localization).

3.4.3 Permafrost structure of the stabilized thermo-erosion gully and its surrounding

This section presents the data related to the stabilization of the gully and the structure of surficial permafrost regarding the different terrain units (gully slopes, drained polygons and wet intact polygons).

The first meter and a half of permafrost did not exhibit signal variability in the GPR transects between sites, as shown in Figure 15. The cryostratigraphic analysis is presented in Table 6 and detailed below, and the complete permafrost cores are presented in Appendix 3. Permafrost cores showed distinctive patterns along the transects, between the wet intact polygons, drained polygons, and the stabilized slopes.

Wet intact polygons (cores W2 and W3)

The two wet intact polygons were the furthest from the gully edges along the main transect (> 50 m) and had no signs of perturbation associated with gully erosion, such as breaching, drainage or devegetalization. The mean thaw depth on July 21st, 2016 was 24 cm, and the approximate active-layer depth was 46 cm (based on the depth of an ice-wedge top investigated in this terrain unit). Snow accumulation on the 23rd of May 2016 was 37 cm (see Appendix 2 for more details on the snow depth profiles). Wet polygons' cores (W2 and W3) had an organic-rich silt accumulation at the surface (section A), creating an organic matrix cryostructure (visible ice inclusions within the fibrous material) (Shur and Jorgenson 1998) and a reticulate cryostructure where there was less organic matter. The highest OMC content, near two times higher than all other cores, was found in a wet polygon's core (W3 section A). Lower, in section B, ice-rich suspended cryostructures developed within a silty material, forming mud aggregates with vertically elongated bubbles trains having a maximum length of 5 cm in the ice. Section C showed two distinctive cryostructures; (1) organic-rich silt overlying an ice-rich suspended cryostructure (similar to the pattern between section A and section B) (Table 6, W2-C), and (2) a succession of ice lenses formed within slightly gravelly sand, with relatively low OMC and VIC (Table 6, W3-C).

Drained polygons (cores D1 and D2)

The two drained polygons were breached by the gully, at the edge of gully slopes (Figure 13: D1, D2). Results from the NTPI analysis demonstrated that drained polygons all around the gully channel had a higher ground surface compared to intact wet polygons (see Appendix 4). Mean thaw depth was the lowest from all units (Figure 18) and the active-layer depth was estimated to 37 cm. Mean snow thickness for this unit was 25.7 cm, the thinnest snow cover of

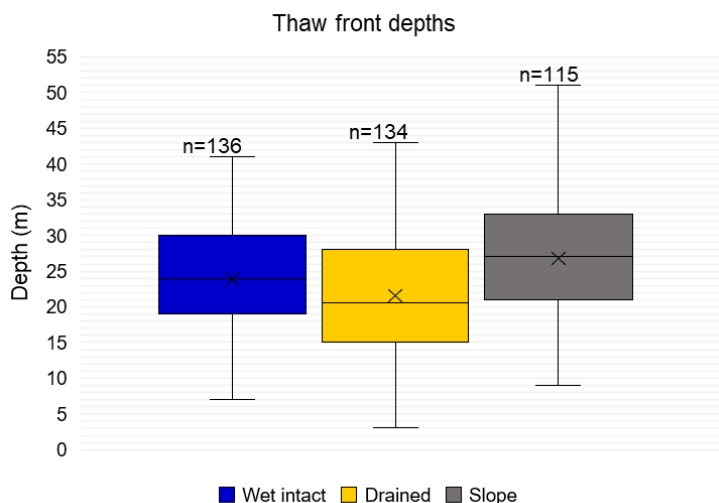


Figure 18. Boxplots of thaw front depths of the 3 units taken on July 31st 2016. The x indicates the mean value.

all units (Appendix 2.2). Within core-section A, there was an organic-rich silty layer, recalling the one in the wet polygons. The organic matrix cryostructure was distinct than wet intact polygons due to the presence of a 10-15 cm-thick pure-ice layer with vertical bubble trains (< 3 cm), approximately 25-35 cm below the surface (see Table 6: D1 and D2, section A). The underlying section B

had two distinct cryostructures, developed in silty sediments; (1) reticulate cryostructure with the lowest VIC of its section (D1-B), and (2) a suspended cryostructure, where bubbles were vertically elongated and slightly longer than in overlying section A (< 4 cm) (D2). Within section C, both cores had a dominant suspended cryostructure.

Stabilized slopes (cores S2, S4 and S5)

Three permafrost cores were sampled from the stabilized slopes of the gully. Slopes had the deepest thaw front depth, with 27 cm on average (July 31st) (Figure 18). Snow patterns were asymmetric; the eastern slope had a mean snow cover of 170 cm, while the western slope had a mean snow cover of 40 cm (see Appendix 2.2). All three cores had a surficial section A with a VIC lower than 65%, and OMC contents were generally lower than the wet and drained polygons (Table 6). All three cores presented a shallow (25 to 35 cm below the surface) oblique

pure-ice layer (1-3 cm-thick). Bubble trains were shorter (<1.5 cm) and oblique, perpendicular to the ice lens and to the surface. The main cryostructures were layered and lenticular, and an organic-matrix cryostructure was observed where organic matter content was higher. Section B of the stabilized slopes had whether interstitial ice and reticulate cryostructures with relatively low VIC, except for one core with suspended cryostructures (involving high VIC). Maximum length of bubbles trains was 1.5 cm. Section C had a dominant suspended cryostructure, with secondary layered and reticulate cryostructures and oblique bubbles were found within all the cryostructures (< 1 cm).

Ice-wedge cracks were observed on gully slopes and floor all along the gully network. They connected with the ice-wedge network of the terrace. The horizontal coring of an ice-wedge in the gully (Figure 19A) revealed a width of 50 cm, where a centimetric pure-ice layer developed above the top of the ice-wedge (Figure 19). A buried ice-wedge was cored near the outlet (see Figure 19A for localization), at an elevation corresponding to 8 m a.sl. (depth below the terrace top = 6 m and depth below the gully floor = 2m); the top of the buried ice-wedge corresponded to the depth of unit 2. A 2 cm-thick aggradational ice layer was found on top of the ice-wedge (Figure 19 C).

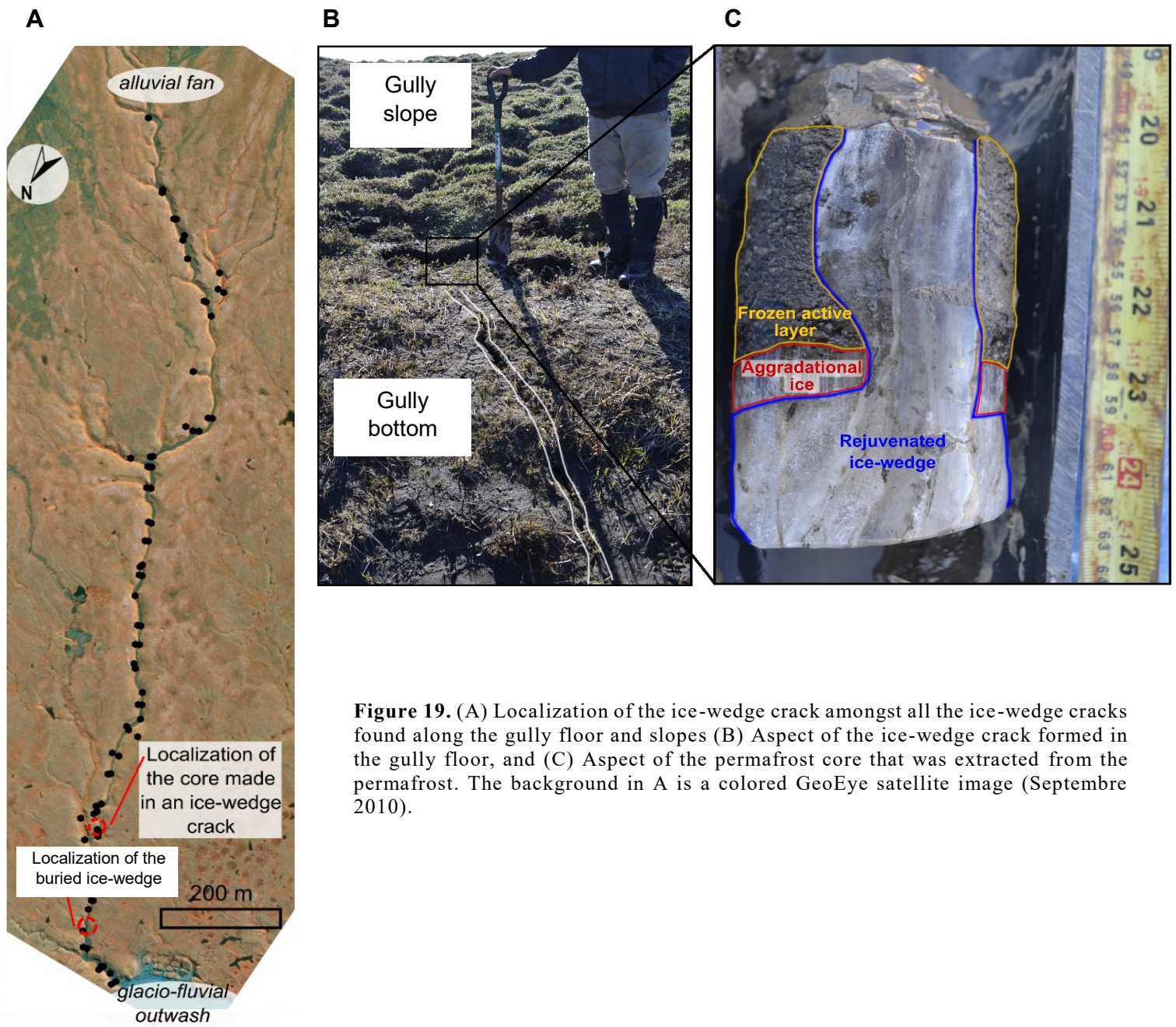


Figure 19. (A) Localization of the ice-wedge crack amongst all the ice-wedge cracks found along the gully floor and slopes (B) Aspect of the ice-wedge crack formed in the gully floor, and (C) Aspect of the permafrost core that was extracted from the permafrost. The background in A is a colored GeoEye satellite image (Septembre 2010).

3.5 DISCUSSION

3.5.1 Stratigraphy of the terrace and the thermo-erosion gully

This section presents the landscape before and after disturbance and changes to permafrost properties.

The good propagation of GPR signal in ice wedges allowed to image Unit 1 (Fortier et al. 2004; De Pascale et al. 2008). The composition of Unit 1 is unknown. The slope of this unit is discordant with surface slope, formed by alluvial deposition. We therefore propose that this unit was deposited before alluvial fan developed.

Unit 2 was the host for the first generation of ice wedges, as evidenced by the detection of a buried ice-wedge at 8 m a.s.l. (6 m deep from the surface of the terrace) (Figure 19). Fortier and Allard (2004) reported ice wedges at approximately 8 m depth formed in glaciofluvial sands, deposited before 3670 ± 110 BP (Fortier and Allard 2004). The composition of Unit 2 is unknown. Unit 2 is however probably correlative of the glaciofluvial sands reported by Fortier and Allard (2004).

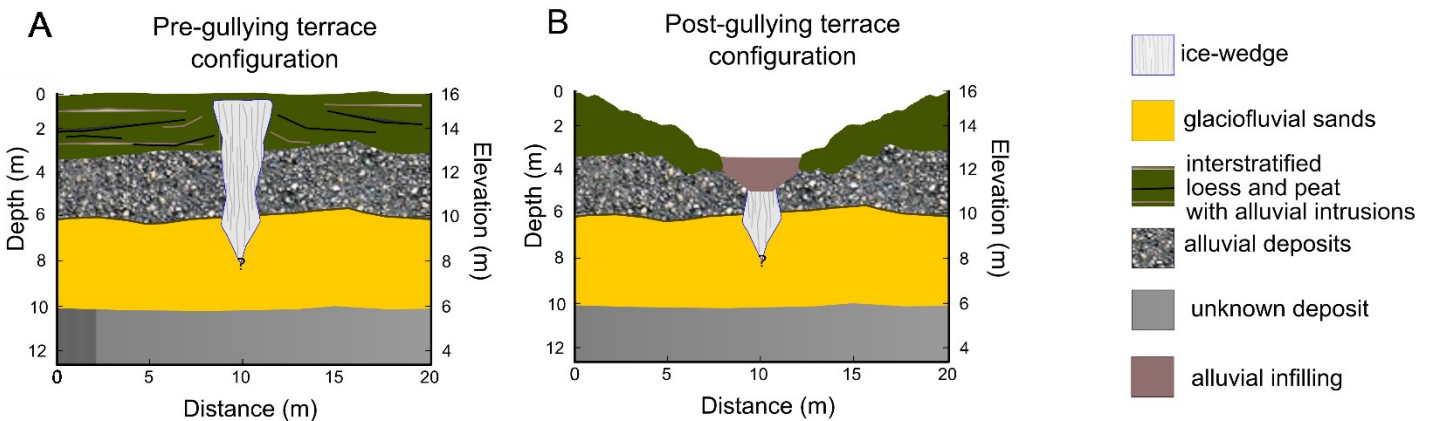


Figure 20. (A) Stratigraphic model of the terrace at the study site, with alluvial sediment inputs; (B) Stratigraphic model of the terrace following thermo-erosion gullying of the ice-wedge network.

Unit 3 is composed of sand and gravel mostly derived from shale and sandstone bedrock corresponding to the lithology of altered cretaceous-tertiary rock layers forming the plateaus they were deposited in large alluvial fans (Figure 17). This unit accumulated around 2376 BC,

as suggest ^{14}C dates obtained on organic matter a few centimeters above the base level of the alluvial unit. The date of 7868 BC obtained in disturbed permafrost (slope unit) is interpreted as reworked organic matter, likely originating from the plateaus. The gully affected this alluvial unit down to 11 m a.s.l., following the ice-wedge network and parallel to the alluvial sedimentation axis. The subsequent infilling of the gully floor is ~ 2 m thick, as shows the top of a buried ice-wedge, found at depth of 2 m (for localization, see Figure 19A) (Figure 20B). Furthermore, the core GB, made in the gully bottom, confirms this ~ 2 m (1.95 m) thick gully infilling (section GB-A), deposited with a lower energy than the sub-lying deposit (section GB-B) that is associated with the formation of unit 3 (Figure 17). Indeed, the envelope curves presented in figure 17 permit us to obtain signatures for each type of sediment and compare them one with another; also with known signatures extracted from older studies at the study site. Knowing that gully infilling is dependent on its base level (Leopold 1992), and that the base level of gully R05 is the glaciofluvial outwash plain, we can state that the sediment infilling in the gully floor is due to the glaciofluvial outwash plain aggradation (base level rise).

The surficial layer of the terrace (unit 4) is an in-situ accumulation of peat, syngenetically with sediment accumulation from mixed eolian and alluvial processes (Figure 20A). The subparallel layers observed on the GPR profiles represent the successive deposition/growth of the materials (Figure 15B). The last organic-rich growth/accumulation episode started between 626-831 AD in the polygons. The gully incised this unit on all its depth, creating slopes of disturbed sediments from both sides of the gully channel (Figure 20B).

The bottom portion of the ice wedges was not eroded due to burial by alluvial sediments deposited on the gully floor. This sedimentary cover protects the massive ice from further thawing (Murton 2009).

3.5.2 Impact of gullying on ice-wedge polygons

3.5.2.1 Polygonal landscape change

The loss of 318 162 m² of low-centered polygons terrain at the expense of slopes and high-centered polygons begets landscape dynamics' modifications. Indeed, the formation of a gully has many impacts on the surrounding landscape: incision of a gully channel, formation of slopes and transformation of wet polygons into drained polygons. This represents 226 ± 22m² of affected landscape for every linear meter of gully incision. A study by Perreault et al. (2017), also made in Qarlikturvik valley, have measured an affected area of 56 m² for each linear meter of gully erosion. The surface difference is attributed to the age difference between the gully studied in Perreault et al. (2017) (two gullies were formed at least after 1972 and one gully initiated in 1999) (Fortier et al. 2007; Godin and Fortier, 2012a) and the older gully R05. Indeed, impacts on permafrost following a thermokarst episode might only appear after few decades to centuries (eg. Mackay 2002; Osterkamp 2003; Günther et al. 2013). This underlines the importance of long-term (pluri-centennial) studies of permafrost change following thermokarst formation.

3.5.3 Stabilization and ice aggradation

A visual synthesis of the processes discussed in this section is presented in Figure 22. This figure represents how the structure of surficial permafrost reacts following the disturbance and further stabilization associated with the thermo-erosion gullying episode. We will also discuss on the modified and new permafrost structures that are inherited from the stabilization within the various terrain units (wet polygons, drained polygons and slopes).

3.5.3.1 Aggradational ice formation at the top of permafrost

In the very surficial permafrost (section A of Table 6), aggradational ice in the form of lenses is found in both the drained polygons and the slopes, but absent from the wet polygons. These ice aggradation lenses form when the freezing front progresses in the soil towards the surface, where

cryosuction mechanisms forces the water to migrate towards the freezing zone (Mackay 1971; Calmels et al. 2012; French 2013). This indicates a thickening of the active-layer due to a disturbance (thermo-erosion gullying and deepening of the active-layer), followed by a recovery (gully stabilization and thinning of the active-layer) (Shur 1988). This aggradational ice integrates the permafrost to form the intermediate layer (Shur 1988), which acts as a shield for the underlying permafrost, protecting it from climate fluctuations (Bockheim and Hinkel 2005; Shur et al. 2005). The aggradational ice layer is thicker in the drained polygons' permafrost compared with the slopes' permafrost, and that can be attributed to a lower active layer water content and to the thin snow cover of the drained polygons (Appendix 2), permitting heat extraction in the winter and leading to higher level of recovery and thinning of the active-layer (Godin et al. 2015). This ice enrichment via aggradational ice formation is also responsible for the surface heaving of the drained polygons (Appendix 4) (Mackay and Burn 2002a).

We believe the lower organic matter content in surficial permafrost of slopes reflects the slumping and erosion of surficial peat induced by the gullying event. Thinner aggradational ice layers of the slopes are linked to the limited water storage potential due to sloping terrain, and to the lower thermal gradient inferred by the snow trapping in the gully, reducing the potential for active-layer thinning (Calmels and Allard 2004; Arenson et al. 2008). Aggradational ice is absent from the wet intact polygons' permafrost. Its surficial permafrost is made of a homogenous organic-matrix structure that represents the undisturbed syngenetic permafrost growth (Kanevskiy et al. 2011), corresponding to the formation of unit 4 (syngenetic accumulation of alluvial, aeolian and organic material). The absence of aggradational ice confirms that wet polygons' permafrost has not been modified by the gullying nor the stabilization episode, and therefore represents the intact permafrost of the pre-gullying conditions. The presence of aggradational ice in the drained polygons permafrost explains the difference in the peat depth-age relation between the samples extracted from the drained polygons (D1 and D2) and the wet polygons (W3). When subtracting the thicknesses of aggradational ice layers from the drained polygons, the rate of organic and loess accumulation was similar between the disturbed and undisturbed units, varying between 0.4 to 0.5 mm/year. This means the permafrost growth conditions were similar before the gully formation and stabilization between the two terrain units.

3.5.3.2 Impact of gullying on deeper permafrost structure

Lower permafrost layers (section B and C of Table 6) from wet and drained polygons correspond with the syngenetic permafrost formation of interstratified loess and peat with alluvial intrusions corresponding to the terrace formation (see Figure 20). Syngenetic permafrost forms simultaneously with the accumulation/aggradation of the soil surface and is often made of thick ice structures and reticulate cryostructures (Shur et al. 2005). Suspended and reticulate cryostructures found in the deeper permafrost of the wet and drained polygons correspond with syngenetic permafrost cryofacies. Therefore, we believe that the gullying has not affected the deeper permafrost of the drained polygons, since it has the same cryofacies than the wet intact polygons. In the slopes, cryostructures were similar to wet and drained polygons' permafrost; however, oblique trains of bubbles, found on more than 1 meter-deep in permafrost slopes indicates a distinct formation context. Since bubble trains form perpendicular to the freezing front (French and Shur 2010), this means that permafrost re-aggraded in the thawed-slope material following the formation of the gully. This permafrost regrowth following the disturbance (on more than 1 meter deep) has therefore formed a thick intermediate layer in the slopes' permafrost. This would mean aggradational ice formed at the bottom of the active-layer gradually integrated permafrost as the active-layer thinned with gully slopes stabilization (Shur 1988).

The hummocky surface of the slopes is interpreted as the result of mass movement combined with differential frost heave/thaw settlement related to the gully disturbance (Gusmeroli et al. 2015) (Figure 22).

3.5.3.3 Ice-wedge reactivation

Ice-wedge rejuvenation is one of the most obvious example of permafrost aggradation (French and Shur 2010), and rejuvenated ice wedges were observed in the gully slopes and gully bottom (Figure 19). It is made possible when there is sediment aggradation at the soil surface and/or rise of permafrost table, mostly after deep-thaw event, which explains the presence of the

aggradational ice layer above the top of the ice-wedge (Lewkowicz 1994) (Figure 19). The presence of rejuvenated ice-wedges confirms that the modified landscape reached a high level of recovery.

3.5.3.4 Thermal stability and latent heat content changes after permafrost recovery

To measure and compare latent heat contents between the studied units, we considered the amount of latent heat in one square meter for each unit (Figure 21). The characteristics of the wet polygons are used as a comparative for the other terrain units, since they represent the undisturbed permafrost.

Using an equivalent permafrost volume (1 m^3) and comparing it amongst the various terrain units, we measured that the stabilization has added latent heat in the permafrost of the drained polygons. Indeed, its permafrost is now 1.2 times higher than the wet intact polygons' permafrost, meaning it would take 20% more energy to thaw permafrost from the drained polygons than from wet intact polygons (Shur et al 2005). We could estimate that recovery of the drained polygons added 5371 GJ of latent heat within the first meter of permafrost, which

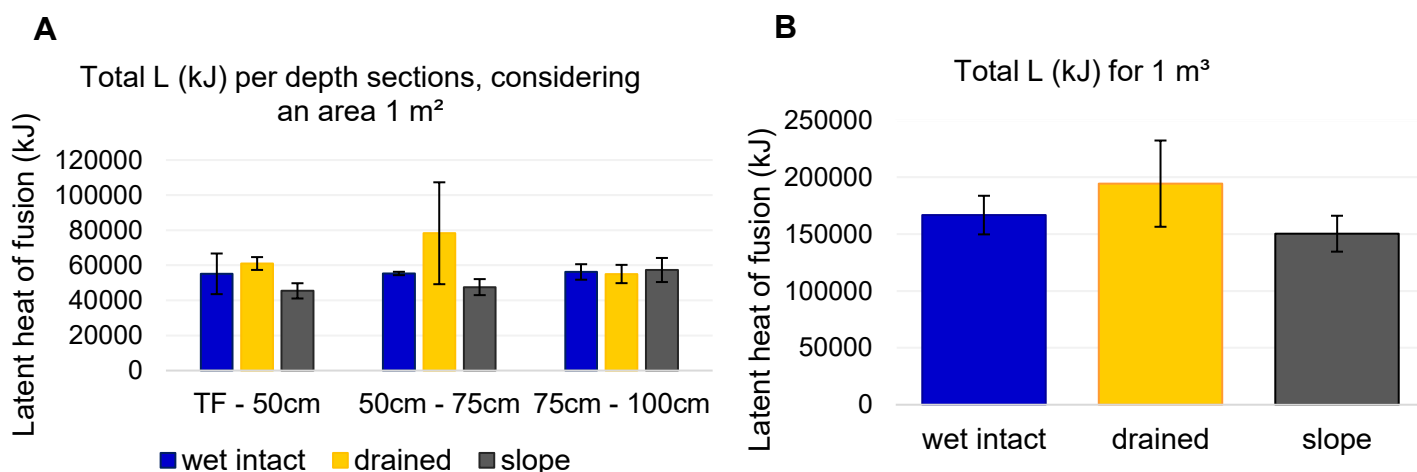


Figure 21. Representations of the quantity and variability of latent heat of fusion (L) for each sub-unit (wet intact polygons (W); drained polygons (D); and slopes (S)). (A) Quantity and variability of latent heat contained in various depth sections, considering an area of 1 m^2 ; (B) Total latent heat and its variability contained in the first cubic-meter below the ground.

represents 10 566 m³ of ice². This added latent heat has the potential to protect the drained polygons from further thawing.

The latent heat content of the slopes is 1.1 times lower than for the wet intact polygons. However, considering the high disturbances of the slope's permafrost due to gullying (vegetation, soil and ice loss and deepening of the active layer), this 10% difference between the slopes and the wet polygons ice content suggests that the following slopes stabilization was efficient and permitted permafrost to reach similar thermal stability than initial conditions. Signs of ice segregation on more than 1-meter deep in the slope's permafrost support this interpretation. Due to soil loss and high terrain disturbance in the slopes, the total latent heat content removed from the gullying and stabilization could not be measured and compared with the wet intact polygons.

On a finer scale, we revealed that drained polygons have the greatest latent heat content, meaning a greater thermal stability, due to its ice-rich intermediate layer (located in the 50 to 75 cm deep section, in the shallow permafrost) (Figure 21). Indeed, this section of the drained polygons has the highest latent heat content and is 1.4 times more resistant towards thawing than wet polygons in this portion of surficial permafrost, and 1.65 times more than the slopes. Since the intermediate layer is a key horizon for thermal stability (Shur et al. 2005) and therefore to environmental disturbances, drained polygons are better shielded in this recovered permafrost state. The resilience of arctic permafrost following thermo-erosion gullying is supported by our data.

² To measure the added latent heat in the drained polygons' permafrost due to the sequence thermo-erosion gully formation and stabilisation, we had to compare the amount of latent heat that the area covered by drained polygons would have had if they were undisturbed and compare it with their actual latent heat content. We therefore multiplied the mean latent heat contained in 1m³ of wet intact polygon (166 679 kJ) and multiplied it by the mean surface occupied by the drained polygons (194 476 m²) which gave us a latent heat content of 32 415 GJ. We then used the mean latent heat contained in 1m³ of drained polygons (194 298 kJ) and multiplied, again, with the mean surface of the drained polygons, which gave us a product of 37 786. The difference between the 2 products (5 371 GJ) is the latent heat gained in the drained polygons after the disturbance and stabilisation modified the structure of the surficial permafrost.

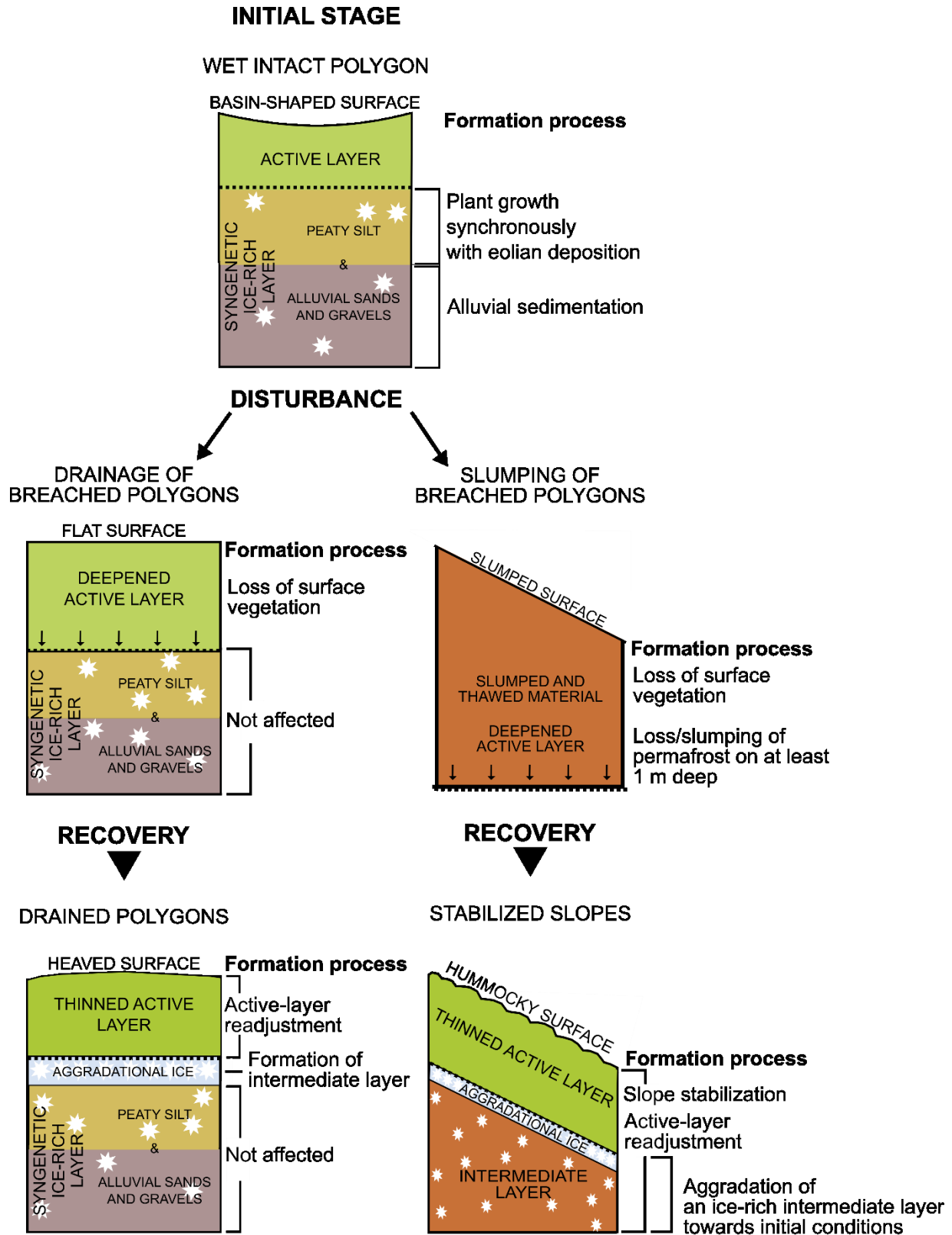


Figure 22 : Simplified representation of a permafrost in transition due to gullyng and further stabilization (on a $\pm 1\text{m}$ -deep profile). The new structures added to the stabilized permafrost of the drained polygons and slopes are aggradational ice layers at the top of permafrost (reflecting the formation of a shallow intermediate layer). The intermediate layer is thicker in the slopes and modified the structure of permafrost on more than 1-meter deep. Active-layer lower limit is represented as the dashed black line.

3.6 SUMMARY AND CONCLUSION

The study of a stabilized thermo-erosion gully allowed us to investigate a long-term sequence of permafrost in transition, starting with: (1) permafrost and ice-wedge formation; (2) disturbance episode (thermokarst formation); and (3) surficial permafrost changes brought by stabilization processes.

In the context of this study, we learned that:

1. The thermo-erosion gully formed through the partial degradation of ice wedges. These degraded ice wedges were then buried by alluvial sediments.
2. Following slumping of polygons from both sides of the eroded ice-wedge (gully), and breaching of polygons adjacent to the gully edge, thaw penetrated in the newly drained polygons (~ 50 cm) and deep thaw affected the slopes (> 1 m).
3. Following the disturbance, stabilization processes resulted in the ice-enrichment of permafrost in the intermediate layer of the affected terrain units. In the drained polygons' permafrost, centimetric aggradational ice structures developed, creating a thin intermediate layer in the top of permafrost. In the slopes, a thick (> 1 m) ice-rich intermediate layer formed in the slumped soil. The reaching of a new equilibrium also permitted ice-wedge rejuvenation.
4. The recovery sequence lead by negative feedbacks added thermal stability within the drained polygons' permafrost due to ice segregation processes described in 3. The surficial layer (50-75 cm deep) of drained polygons' permafrost now contains 1.4 times more latent heat the wet intact polygons' permafrost (representing the pre-gully conditions). On the 1-meter soil profile, the drained polygons have gained 1.2 times latent heat than the wet intact polygons. This study has proven that permafrost in recovery, in the context of thermo-erosion gully and stabilization, is able to develop new structures that increase its strength towards future thawing, compared with intact/undisturbed permafrost.

ACKNOWLEDGMENTS

We want to thank Dr. Gilles Gauthier (Center for Northern Studies) and his team for the access to base camp. We are also grateful to Simon Charbonneau, Vilmantas Preskienis, Denis Sarrazin, Maxime Tremblay, Audrey Roy and Maria Belke for their help on the field. Thanks to the many institutions that helped us logistically and financially in this project: the staff and installations of the Sirmilik National Park in Mittimatalik, the Polar Continental Shelf Program, the Northern Scientific Training Program, Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), Fonds de recherche du Québec - Nature et Technologies (FQRNT), Center for Northern Studies, W. Garfield Weston Foundation, Polar Geospatial Center.

CHAPITRE 4 | DISCUSSION GÉNÉRALE

L'article présenté au chapitre 3 aura permis de répondre aux trois grands objectifs de recherche au cœur de mes travaux de maîtrise, soit 1) caractériser les étapes de la transition du paysage périglaciaire allant de la formation d'une terrasse de polygones à coins de glace, son érosion puis sa stabilisation; 2) déterminer la géomorphologie et cryostratigraphie du pergélisol modifié par la stabilisation; et 3) évaluer la stabilité thermique du pergélisol stabilisé en déterminant la quantité de chaleur latente associée à la glace d'aggradation de la partie supérieure du pergélisol (0-2 m). Dans ce chapitre résumé, nous verrons comment l'hypothèse de départ a été confirmée, et développerons sur les détails que cela implique. L'hypothèse de base propose que la stabilisation à long-terme des ravins de thermo-érosion engendre la formation de glace d'aggradation qui augmente la résistance thermique du pergélisol au dégel.

4.1 STRUCTURE INITIALE DE LA TERRASSE ET FORMATION DU RAVIN

4.1.1 Formation de la terrasse et des coins de glace

La reconstruction de la stratigraphie de la terrasse et de la formation des réseaux de coins de glace est le résultat d'analyses géoradar, combinées à l'analyse cryostratigraphiques et granulométriques des forages de pergélisol et de l'étude des coins de glace. Ces analyses indiquent que les coins de glace se sont d'abord développés au sein d'une couche de sables et graviers d'une épaisseur d'environ 4 mètres (Figure 20A). Ces sables et graviers, que l'on croit fluvio-glaciaires, auraient entamé leur fissuration thermique (phase initiale de la formation des coins de glace) suite à l'encaissement de la rivière dans ses alluvions grâce au relèvement isostatique (Fortier et Allard 2004). Une couche de 2.5 m de dépôts alluviaux en provenance des versants recouvre ces sables et graviers (Figure 20A). On associe cette sédimentation issue des versants à la phase paraglaciale (sédimentation massive engendrée par la déglaciation et le réajustement des versants dans la vallée) (Church et Ryder 1972). La datation ^{14}C de matière

organique localisée à la base de l'unité alluviale porte à croire que cet événement sédimentaire aurait débuté vers les 2376 ans BC. En surface, une couche de 3,5m de matière organique mixée à des sédiments alluviaux (en moins grand volume que la couche sous-jacente) est associée à la stabilisation des versants, facilitant la croissance végétale sur la terrasse de polygones à coins de glace (Figure 20A). Le dernier épisode d'accumulation organique aurait été initié entre 626 et 831 ans AD.

Selon ce modèle stratigraphique, nous estimons que les coins de glace furent d'abord épigénétiques suite à l'exposition des sables et graviers fluvio-glaciaires, tel que proposé par Fortier et Allard (2004). Les coins de glace se seraient par la suite développés de manière syngénétique au sein de l'unité alluviale jusqu'à la surface actuelle de la terrasse, qui a permis une aggradation de glace synchronisée à l'aggradation sédimentaire (Figure 20A).

4.1.2 Thermo-érosion des coins de glace

La formation du ravin de thermo-érosion résulte de l'érosion des coins de glace sur une profondeur de 6 m, ce qui indique que le ravinement a incisé sur toute sa profondeur l'unité organique de surface, ainsi qu'une portion de l'unité sous-jacente de sédiments alluviaux et colluviaux. L'érosion des coins de glace fut partielle, tel que prouvé par l'observation d'un coin de glace enfoui au fond du ravin. On estime que ce sont les sédiments alluviaux au fond du ravin qui auraient permis l'enfouissement des coins de glace et inhibé leur érosion complète (Figure 20B). En effet, la hausse du niveau de base du ravin suivant la hausse du niveau de la plaine d'épandage fluvio-glaciaire (qui représente l'exutoire du ravin), aurait permis l'accumulation de 2 mètres de sédiments au fond du ravin, par-dessus les coins de glace. Ce processus d'enfouissement a un effet protecteur sur la glace massive puisque les sédiments recouvrant la glace pure la protègent contre davantage d'érosion thermique et mécanique (Murton 2009). Nous associons la remontée du niveau de base du ravin et l'enfouissement des coins de glace à la première phase de stabilisation du ravin de thermo-érosion (Figure 20B).

4.2 MODIFICATION DU PERGÉLISOL AFFECTÉ PAR LE RAVINEMENT

Suite à la formation du ravin de thermo-érosion, c'est une surface de $226 \pm 22\text{m}^2$ par mètre linéaire raviné qui a été modifiée, ce qui représente une surface totale de $318\,162\text{ m}^2$. Cette surface affectée comprend les pentes et le chenal du ravin ainsi que les polygones drainés. Les résultats de ce mémoire diffèrent d'une étude menée par Perreault et al. (2017), au sein de la même vallée, ayant mesuré qu'en moyenne ce sont 56m^2 de pergélisol par mètre linéaire raviné qui sont perturbés. Nous expliquons cette différence de surface affectée au temps depuis le ravinement. En effet, le ravin étudié ici date d'avant 1958 (date de la plus ancienne photo aérienne de la vallée où le ravin a une morphologie quasi-identique à aujourd'hui), alors que les ravins examinés dans l'étude de Perreault et al. (2017) se sont formés après 1972 (Godin et Fortier 2012a) et après 1999 (Fortier et al. 2007). Cela porte à croire que plusieurs décennies à siècles sont nécessaires pour observer l'émergence des perturbations associées aux ravins de thermo-érosion à l'échelle du paysage. Plus largement, cela confirme la pertinence d'étudier les impacts à long terme qu'ont les thermokarsts sur le paysage périglaciaire. En effet la majorité des études qualifiées de long-terme dans la littérature scientifique sont généralement des études retraçant une période de moins de 30 ans (e.g. Mackay 2002; Osterkamp 2003; Günther et al. 2013). D'ailleurs, les rares études s'attardant aux dynamiques à long-terme associées à des transitions perturbation-stabilisation du pergélisol sont les recherches sur les cycles des lacs thermokarstiques (Britton 1957; Billings et Peterson 1980; Jorgenson et Shur 2007), hautement discutées en recherche périglaciaire et dont les retombées sur les modèles d'évolution du paysage sont marquantes en science du pergélisol.

4.3 STABILISATION DU PAYSAGE : aggradation de glace et nouvelle morphologie de surface

La Figure 22 synthétise les effets qu'ont eu la formation du ravin de thermo-érosion puis les processus de stabilisation du paysage sur la structure du pergélisol de surface, plus particulièrement l'aggradation de glace dans la partie supérieure du pergélisol.

4.3.1 Aggradation de glace

Au site d'étude, c'est l'approfondissement de la couche active, suivie de la remontée du plafond du pergélisol, qui est responsable de la modification de la structure du pergélisol. En surface, la glace d'aggradation s'est accumulée en une mince couche dans les polygones drainés et dans les pentes, mais ne se retrouve pas au sein des polygones humides intacts (Table 6). Cette glace d'aggradation se forme via l'amincissement de la couche active, alors que le front de gel remonte vers la surface (Shur et al. 2005). C'est le processus de cryosuccion qui a pour effet d'intégrer au pergélisol ces structures riches en glace. En effet, lors du gel de l'eau contenue dans le sol, un gradient de pression négatif se met en place et l'eau liquide est attirée vers la glace pour y geler (Mackay 1971, French 2013). L'amincissement de la couche active après une perturbation crée ce contexte favorable à la formation de glace d'aggradation (Shur 1988). C'est entre le pergélisol non perturbé et la couche active, dans la couche intermédiaire, que l'on retrouve ces structures de glace (Shur et al. 2005; Murton 2013). La couche intermédiaire est constituée majoritairement de cryostructures réticulées et suspendues (Table 6) (Shur 1988). Ces deux cryostructures représentent le même processus de ségrégation de glace, mais la cryostructure suspendue indique un stade plus avancé de ségrégation de glace (Murton et French 1994). Ces structures sont généralement accompagnées de trainées de bulles, indiquant la direction du front de gel (Calmels et Allard 2004). Au sein du pergélisol des pentes du ravin, les bulles obliques nous indiquent que la séquence de perturbation-stabilisation a affecté la structure du pergélisol sur plus d'un mètre de profondeur.

La glace contenue dans la couche intermédiaire permet de protéger le pergélisol de surface en créant une zone tampon moins susceptible d'être affectée par l'augmentation des températures atmosphériques à cause de la chaleur latente contenue dans la glace (Buckheim et Hinkel 2005; Shur et al. 2005). En effet, la chaleur latente dans le sol inhibe les risques de dégel et joue un

rôle tampon entre l'atmosphère et le pergélisol sous-jacent puisque davantage d'énergie est nécessaire pour réaliser le changement de phase de la glace à l'eau.

L'aggradation de glace au sein du pergélisol s'est aussi manifestée par la réactivation des coins de glace dans les pentes et dans le fond du ravin (Figure 19). Comme c'est le cas au site d'étude, la formation de coins de glace réactivés est souvent synchrone à la formation de glace d'aggradation (Lewkowicz 1994) (Figure 19C). Ce phénomène est un signe manifeste d'aggradation du pergélisol et a un effet positif sur la résilience du pergélisol face au dégel (French et Shur 201). L'observation de coins de glace réactivés d'amont en aval du ravin stabilisé démontre le haut niveau de rétablissement du paysage au site d'étude.

4.3.2 Nouvelle morphologie de surface

La différence structurelle du pergélisol de surface des polygones drainés et des polygones humides intacts a été mise en relief via l'analyse cryostratigraphique du pergélisol, mais aussi via l'analyse de la morphologie de surface, où l'on observe que les polygones drainés sont bombés par rapport au paysage environnant (Annexe 4). Cette morphologie propre aux polygones drainés s'explique par l'ajout de glace au sein du pergélisol, engendrant un soulèvement de la surface du sol (French 2013). Due à leur morphologie, les polygones drainés n'accumulent pas la neige et celle-ci est redistribuée dans les pentes et dans le ravin (Annexe 2). L'hiver, cela signifie une plus grande extraction de chaleur contenue dans le pergélisol des polygones drainés, favorisant la remontée du plafond du pergélisol et le gel de l'eau contenue dans le sol (Calmels et Allard 2004; Godin et al 2016) et augmentant leur résilience face au dégel.

La topographie en hummocks (bosselée) dans les pentes du ravin s'expliquerait par la restructuration de la couche intermédiaire du pergélisol, engendrant un soulèvement différentiel du sol dû au dégel-gel (Gusmeroli et al. 2015).

4.3 STABILITÉ THERMIQUE ET CHALEUR LATENTE ISSUE DE LA STABILISATION

Les données cryostratigraphiques récoltées au sein des trois unités étudiées (polygones drainés, pente du ravin et polygones humides intacts) nous indiquent que la structure du pergélisol est unique pour chacune d'entre elles, mais que les quantités totales de chaleur latente sur 1 mètre de profondeur sont similaires (Figure 19B). En effet, les polygones drainés contiennent 1.2 fois plus de chaleur latente que les polygones humides, et les pentes en contiennent légèrement moins (1.1 fois moins). Cela signifie que les processus de stabilisation ont été efficaces et ont permis au pergélisol de rattraper, voire dépasser légèrement les conditions initiales (pour les polygones drainés). Dans les pentes, malgré une diminution de la quantité de chaleur latente, on remarque que le rétablissement a tout de même été efficace puisqu'il a permis la ségrégation de glace sur plus d'un mètre de profondeur. De plus, il est important de noter que ces données ne comptabilisent pas la quantité de chaleur latente associée aux coins de glace (réactivation vs. érosion).

C'est à plus fine échelle, en surface de la couche intermédiaire, (50-75 cm), que l'on observe les différences les plus marquées entre les unités étudiées. Les polygones drainés ont une quantité de chaleur latente nettement supérieure aux deux autres sous-unités (1.4 par rapport aux polygones humides et 1.6 par rapport aux pentes), et cela est associé à la remontée du plafond du pergélisol ayant permis la formation de couches pluri-centimétriques de glace d'aggradation. Cela confirme que les polygones drainés sont en meilleure posture pour affronter l'augmentation des températures atmosphériques dans le contexte des changements climatiques, puisque davantage d'énergie sera requise pour engendrer le dégel de la surface du pergélisol.

4.4 OUVERTURE

Les études sur les thermokarsts s'affairent souvent à comprendre la perturbation et les impacts sur le pergélisol sur de courtes période. Brouchkov et al. (2004) mentionnent même que les thermokarsts sont des perturbations relevant des impacts à court terme. Toutefois, cette étude

met en relief l'importance des études à long terme sur les modifications du pergélisol qui émergent bien après la perturbation initiale (formation du thermokarst). En effet, l'étude menée dans ce mémoire confirme que la stabilisation du paysage périglaciaire a des effets marqués sur la structure du pergélisol de surface et influencera son comportement face à l'augmentation des températures atmosphériques des prochaines années.

Une étude similaire menée par Gamon et al. (2012) a montré que des paysages affectés par la dégradation des coins de glace, comme les champs de baydjarakhs (polygones à centre élevé) (French 1974) sont demeurés sans ou avec peu de signes d'évolution depuis au moins 80 ans (âge minimal fourni par des photographies aériennes). Cela corrobore le fait que certains paysages pergélisolés s'étant rétablis des perturbations passées ont le potentiel de demeurer dans le paysage et d'affronter de manière plus efficace les bouleversements que subissent leur environnement. Les paysages arctiques ont des vitesses et des modes d'adaptation variés face aux perturbations (Callaghan et al. 2011). Ainsi, l'étude des transformations du pergélisol au sein des paysages thermokarstiques est primordial pour nourrir les modèles d'évolution du paysage périglaciaire et ce, surtout en contexte de changements climatiques face auxquels les environnements nordiques sont particulièrement vulnérables.

CONCLUSION

L'étude d'un ravin de thermo-érosion stabilisé nous aura permis de comprendre les patrons à long-terme qui s'installent au sein du pergélisol de surface et influencent sa structure ainsi que sa stabilité thermique.

Voici les points marquants de cette étude :

1. Le ravin de thermo-érosion à l'étude s'est formé suite à la dégradation d'un réseau de coins de glace s'étant préalablement développé au sein d'un substrat stratifié de sables fluvio-glaciaires, superposé d'une couche de matériel alluvial, puis éolien et organique avec intrusions alluviales (en alternance). Ce serait l'élévation du niveau de base du

ravin qui aurait permis la première phase de stabilisation du paysage, dû à l'enfouissement des coins de glace sous des sédiments alluviaux.

2. De part et d'autre du chenal du ravin, des polygones effondrés ont formé des pentes à hummocks. Ces unités ont subi un dégel profond sur plus d'un mètre. Des polygones drainés, dont une des arêtes a été complètement dégradée par le ravinement, sont adjacents aux pentes et ont subi un dégel au niveau du pergélisol de surface (~ 50 cm de profondeur).
3. Le rétablissement du pergélisol de surface après la perturbation, via l'amincissement de la couche active, a engendré des cryofaciès d'aggradation propre à chaque unité affectée par le ravinement :
 - a. Au sein des polygones drainés, la couche intermédiaire, couche de transition entre la couche active et le plafond du pergélisol, s'est enrichi en glace par rapport aux polygones humides intacts.
 - b. Dans les pentes, la couche intermédiaire s'est reformée sur plus d'un mètre, et est légèrement (0.1 fois) moins riche en glace que le pergélisol intact.
 - c. La stabilisation du paysage a aussi permis la réactivation des coins de glace dans le ravin, signe probant de rétablissement du paysage périglaciaire.
4. Les nouvelles structures d'aggradation au sein du pergélisol ont amélioré la stabilité thermique des polygones drainés, dû à l'ajout de chaleur latente contenue dans la glace d'aggradation de la couche intermédiaire. La quantité de chaleur latente est dorénavant 1.2 fois plus élevée que le pergélisol des polygones intacts, ce qui correspond à un ajout de 5371 GJ de chaleur latente par rapport aux conditions initiales. Cela laisse croire que grâce aux héritages de la stabilisation, le pergélisol des polygones drainés serait aujourd'hui plus résistant au dégel engendré par la hausse des températures atmosphériques prévues en Arctique.

RÉFÉRENCES

- Abbott, B.W., Jones, J.B., Godsey, S.E., Larouche, J.R. and Bowden, W. B. Patterns and persistence of hydrologic carbon and nutrient export from collapsing upland permafrost. *Biogeosciences*, 12, 3725-2740. DOI:10.5194/bg-12-3725-2015
- 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), 205-224. DOI: 10.12789/gsc.v23i4.3916
- Allard, M., Fortier, R., Calmels, F., Savard, C., Guimond, A. et Tarussov, A. (2007). *L'évaluation de l'impact du réchauffement climatique sur la stabilité des pistes d'atterrissage au Nunavik : première étape vers une stratégie d'entretien*. dans *Congrès annuel de 2007 de L'Association des transports du Canada*, 1-20, Saskatoon, Canada.
- Allard, M., Sarrazin, D., L'Hérault, E. 2016. Températures du sol dans des forages et près de la surface dans le nord-est du Canada, v. 1.4 (1988-2016). *Nordicana D8*, DOI: 10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD.
- AMAP, 2017. Snow, Water, Ice and Permafrost. Summary for Policy-makers. *Arctic Monitoring and Assessment Program (AMAP)*, Oslo, Norway. 20pp.
- American Society of Testing and Materials. ASTM D 422, (Réapprouvé 2007). Standard test method for a particle-size analysis of soils. *Annual book of ASTM standards*. ASTM, West Conshohocken, PA. DOI: 10.1520/d0422-63r02e01
- Andersland, O.B. and Al-Moussawi, H.M. (1987). Crack formation in soil landfill covers due to thermal contraction. *Waste Management & Research*, 5(4): 445-452. DOI: 10.1177/0734242x8700500158
- Andersland, O. B. and Ladayani, B. (2004). Frozen Ground Engineering. (2e édition), *The American Society of Civil Engineers & Johns Wiley & Sons*, Hoboken, New Jersey, 349pp. DOI: 10.1007/978-1-4757-2290-1_1
- Anisimov, O. and Reneva, S. (2006). Permafrost and changing climate: the Russian perspective. *Ambio*, 35(4), 169-75. DOI: 10.1579/0044-7447(2006)35[169:PACCTR]2.0.CO;2
- Arenson, L.U., Azmatch, T.F. and Segó, D.C. (2008). A new hypothesis on ice lens formation in frost-susceptible soils. in *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 59-64, Fairbanks, Alaska (USA).
- Benkert, B.E., Kennedy, K., Fortier, D., Lewkowicz, A., Roy, L.-P., Grandmont, K., de Grandpré, I., Laxton, S., McKenna, K., Moote, K. (2015) Dawson City Landscape Hazards: Geoscience Mapping for Climate Change Adaptation Planning. *Northern Climate ExChange*, Yukon Research Centre, Yukon College. 166 p. and 2 maps.
- Benkert, B., Fortier, D., Kennedy, K., Lewkowicz, A., Bonnaventure, P., de Grandpré, I., Grandmont, K., Laxton, S., Light, E., Slinger, M., Pope, G. (2013) Burwash Landing and Destruction Bay landscape hazards: Geological mapping for climate change adaptation planning. *Northern Climate ExChange*, Yukon Research Centre, Whitehorse, Canada: 66 pp.
- Billings, W. D. and Peterson, K. M. (1980). Vegetational change and ice-wedge polygons through the thaw-lake cycle in arctic alaska. *Arctic and Alpine Research*, 12(4), 413-432. DOI: 10.2307/1550492
- Black, R. F. (1976). Features Indicative of Permafrost. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 4, 75-94. DOI: 10.1146/annurev.ca.04.050176.000451
- Blott, S. J. and Pye, K. (2001). Technical communication gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248. DOI: 10.1002/esp.261
- Bockheim, J. G. and Hinkel, K. (2005). Characteristics and significance of the transition zone in drained thaw-lake basins of the arctic coastal plain, Alaska. *Arctic*, 58(4), 406-417. DOI: 10.14430/arctic454
- Bouchard, F., Laurion, I., Prékienis, V., Fortier, D. and Whitticar, M.J. (2015). Modern to Millennium-Old Greenhouse Gases Emitted from Ponds and Lakes of the Eastern Canadian Arctic (Bylot Island, Nunavut). *Biogeosciences*, 12(23): 7279-7298. DOI: 10.5194/bg-12-7279-2015
- Bowden, W.B., Gooseff, M.N., Balsler, A., Green, A., Peterson, B.J. and Bradford, J. (2008). Sediment and nutrient delivery from thermokarst features in the foothills of the North Slope, Alaska: Potential impacts on headwater stream ecosystems. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(2), 1-12, DOI: 10.1029/2007JG000470

- Bowden, W. B., Larouche, J. R., Pearce, A. R., Crosby, B. T., Krieger, K., Flinn, M. B., Kampman, J., Gooseff, M.N., Godsey, S.E., Jones, J.B., Abbott, B.W., Jorgenson, M.T., Kling, G.W., Mack, M., Schuur, E.A.G., Baron, A.F. and Rastetter, E. B. (2012). An integrated assessment of the influences of upland thermal-erosional features on landscape structure and function in the foothills of the Brooks Range. in *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 61–66, Salekhard, Russia.
- Bray, M.T., French, H.M. and Shur, Y.L. (2006). Further Cryostratigraphic Observations in the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3): 233–243. DOI: 10.1002/ppp.558
- Briggs, M.A., Walvoord, M.A., McKenzie, J.M., Voss, C.I., Day-Lewis, F.D. and Lane, J.W. (2014). New Permafrost is Forming Around Shrinking Arctic Lakes, But Will It Last? *Geophysical Research Letters*, 41(5): 1585–1592. DOI: 10.1002/2014gl059251
- Brouchkov, A., Fukuda, M., Fedorov, A., Konstantinov, P. and Iwahana, G. (2004) Thermokarst as a Short-term Permafrost Disturbance, Central Yakutia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 81-87. DOI: 10.1002/ppp.473
- Brown, J., Hinkel, K. M. and Nelson, F. E. (2000). The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results. *Polar Geography*, 24(3), 166–258, DOI: 10.1080/10889370009377698
- Burn, C. R. (1988). The development of near-surface ground ice during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Journal of Quaternary Science*, 3(1), 31–38. DOI: 10.1002/jqs.3390030106
- Burn, C. R. and Friele, P. A. (1989). Geomorphology, vegetation succession, soil characteristics and permafrost in retrogressive thaw slumps near Mayo, Yukon Territory. *Arctic*, 42(1), 31–40. DOI: 10.14430/arctic1637
- Burn, C. R. and Kokelj, S. V. (2009). The Environment and Permafrost of the Mackenzie Delta Area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 83–105, DOI: 10.1002/ppp
- Callaghan, T. V., Tweedie, C. E., Åkerman, J., Andrews, C., Bergstedt, J., Butler, M. G., Christensen, T. R., Cooley, D., Dahlberg, U., Danby, R. K., Daniëls, F. J. A., de Molenamar, J. G. Dick, J., Mortensen, C. E., Ebert-May, D., Emanuelsson, U., Eriksson, H., Hedenäs, H., Henry, G. H., Hik, D. S., Hobbie, J. E., Jantze, E. J., Jaspers, C., Johansson, C., Johansson, M., Johnson, D. R., Johnstone, J. F., Jonasson, C., Kennedy, C., Kenney, A. J., Keuper, F., Koh, S., Krebs, C. J., Lantuit, H., Lara, M. J., Lin, D., Lougheed, V. L., Madsen, J., Matveyeva, N., McEwen, D. C., Myers-Smith, I. H., Narozhniy, Y. K., Olsson, H., Pohjola, V. A., Price, L. W., Rigét, F., Rundqvist, S., Sandström, A., Tamstorf, M., Van Bogaert, R., Villarreal, S., Webber, P. J. and Zemtsov, V. A. (2011). Multi-Decadal Changes in Tundra Environments and Ecosystems: Synthesis of the International Polar Year-Back to the Future Project (IPY-BTF). *Ambio*, 40(6), 705-716, DOI: 10.1007/S13280-011-0179-8.
- Calmels, F. and Allard, M. (2004). Ice segregation and gas distribution in permafrost using tomodesitometric analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 367–378, DOI: 10.1002/ppp.508
- Calmels, F., Froese, D. G. and Clavano, W. R. (2012). Cryostratigraphic record of permafrost degradation and recovery following historic (1898-1992) surface disturbances in the Klondike region, central Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8), 938–952, DOI: 10.1139/e2012-023
- Calmels, F., Allard, M. and Delisle, G. (2008). Development and decay of a lithalsa in Northern Québec: A geomorphological history. *Geomorphology*, 97(3–4), 287–299, DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.08.013
- Cassidy, A.E., Christen, A. and Henry, G.H.R. (2016). The effect of a permafrost disturbance on growing-season carbon-dioxide fluxes in a high Arctic tundra ecosystem. *Biogeosciences*, 13(8), 2291-2303, DOI: 10.5194/bg-13-2291-2016
- Centre d'études nordiques (CEN). (2018). Climate station data from Bylot Island in Nunavut, Canada, (1992-2017), *Nordicana D2*. DOI: 10.5885/44985SL-8F203FD3ACCD4138.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J. and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7(9), 627–637, DOI: 10.1038/ngeo2234
- Costard, F., Gautier, E., Brunstein, D., Hammadi, J., Fedorov, A., Yang, D. and Dupeyrat, L. (2007). Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 34(14), 2–5, DOI: 10.1029/2007GL030212

- Church, M. and Ryder, J.M. (1972). Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10): 3059–3072. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2
- Czudek, T. and Demek, J. (1970). Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research*, 1(1), 103–120, DOI: 10.1016/0033-5894(70)90013-X
- Docherty, C. L., Hannah, D. M., Riis, T., Rosenhøj Leth, S. and Milner, A. M. (2017). Large thermo-erosional tunnel for a river in northeast Greenland. *Polar Science*, 14, 1–5, DOI: 10.1016/j.polar.2017.08.001
- Douglas, T.A., Fortier, D., Shur, Y.L., Kanevskiy, M.Z., Guo, L., Cai, Y. and 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): 120–28. DOI: 10.1002/ppp.709
- Duchkov, A. D. (2006). Characteristics of permafrost in Siberia. *NATO Science Series IV Earth and Environmental Sciences*, 65, 81–91, DOI: 10.1007/1-4020-4471-2
- Environnement Canada. (2017). Historical Climate Data. Pond Inlet (online database). (Toronto: Meteorological Service of Canada). Website: http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/, [Web, Online, 10 november 2017]
- Fortier, D. and 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: 10.1139/e04-031
- Fortier, D., Allard, M. and Pivrot, F. (2006). A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic. *Holocene*, 16(5), 635-646. DOI: 10.1191/0959683606h1960rp
- Fortier, D., Allard, M. and Shur, Y. (2007). Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(3), 229–243, DOI: 10.1002/ppp.595
- Fortier, D., Kanevskiy, M. and Shur, Y.L. (2008). Genesis of Reticulate-Chaotic Cryostructure in Permafrost. in *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 451–456, Fairbanks, Alaska (USA)
- French, H. (1974). Active thermokarst processes, eastern Banks Island, western Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11(6), 785–794, DOI: 10.1139/e74-078
- French, H. M. (2013). The periglacial environment. *John Wiley and Sons*, Chichester, 3e éd.: 458pp, DOI: 10.1002/9781118684931
- French, H. and Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101(3-4), 190–206, DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002
- Fritz, M., Wolter, J., Rudaya, N., Palagushkina, O., Nazarova, L., Obu, J., Rethemeyer, J., Lantuit, H. and Wetterich, S. (2016). Holocene ice-wedge polygon development in northern Yukon permafrost peatlands (Canada). *Quaternary Science Reviews*, 147(1), 279–297, DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.02.008
- Gamon, J.A., Kershaw, G.P., Williamson, S. and Hik, D.S. (2012). Microtopographic patterns in an arctic baydjarakh field: do fine-grain patterns enforce landscape stability? *Environmental Research Letters*, 7(1), 1-6. DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/015502
- Gautier, E., Brunstein, D., Costard, F. and Lodina, R. (2003). Fluvial dynamics in a deep permafrost zone – the case of the middle Lena river (Central Siberia). in *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 271–275, Zürich, Switzerland
- Godin, E., Fortier, D. and Coulombe, S. (2014). Effects of thermo-erosion gully on hydrologic flow networks, discharge and soil loss. *Environmental Research Letters*, 9(10), 1-10, DOI: 10.1088/1748-9326/9/10/105010
- Godin, E. and Fortier, D. (2012a). Fine-scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-erosion gully development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago. in *Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost*, 125–130, Salekhard, Russia. DOI: 10.13140/2.1.3827.6803

- Godin, E. and Fortier, D. (2012b). Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8), 979–986, DOI: 10.1139/e2012-015
- Godin, E., Fortier, D. and Lévesque, E. (2016). Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland. *Biogeosciences*, 13(5), 1439-1452, DOI: 10.5194/bg-13-1439-2016
- Grandmont, K., Roy, L.-P., de Grandpré, I., Fortier, D., Benkert, B., Lewkowitz, A. (2015) Impact of land cover disturbance on permafrost landscapes: Case studies from Yukon communities. in *Proceedings of the Seventh Canadian Conference on Permafrost and the 68th Canadian Conference on Geotechnic*, 1-8, Quebec City, Canada
- Grosse, G., Jones, B. and Arp, C. (2013). Thermokarst lakes, drainage, and drained basins. in: Shroder, J. (Chief editor), Giardino, R., Harbor, J. (Éds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 8, *Glacial and Periglacial Geomorphology*, 325-353, DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00216-5
- Grosse, G., Schirrmeyer, L. and Malthus, T. J. (2006). Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena-Anabar coastal lowland. *Polar Research*, 25(1), 51–67, DOI : 10.1111/j.1751-8369.2006.tb00150.x
- Grosse, G. and Romanovsky, V. (2011). Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 92(9), 73–80, DOI: 10.1029/2011EO090001.
- Grosse, G., Romanovsky, V.E., Walter, K., Morgenstern, A., Lantuit, H. and Zimov, S. A. (2008). Distribution of thermokarst lakes and ponds at three yedoma sites in Siberia. in *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 551–556, Fairbanks, Alaska (USA)
- Günther, F., Overduin, P. P., Sandakov, A. V., Grosse, G. and Grigoriev, M. N. (2013). Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region. *Biogeosciences*, 10(6), 4297–4318, DOI: 10.5194/bg-10-4297-2013
- Guodong, C. (1983). The mechanism of repeated-segregation for the formation of thick layered ground ice. *Cold Regions Science and Technology*, 8(1), 57–66, DOI: 10.1016/0165-232X(83)90017-4
- Harms, T. K., Abbott, B. W. and Jones, J. B. (2013). Thermo-erosion gullies increase nitrogen available for hydrologic export. *Biogeochemistry*, 117(2-3), 299–311, DOI: 10.1007/s10533-013-9862-0
- Harry, D. G. and Godzik, J. S. (1988). Ice wedges : growth , thaw transformation , and palaeoenvironmental significance. *Journal of Quaternary Science*, 3(1), 39–55, DOI: 10.1002/jqs.3390030107
- Head, J. W., Dickson, J. L., Levy, J. S., Marchant, D. R., Morgan, G.A. and Raymond, C. E. (2007). Transient streams and gullies in the Antarctic dry valleys: Geological setting, processes and analogs to Mars. U. S. *Geological Survey and The National Academies*, extended abstract 151
- Hinkel, K. M., Paetzold, F., Nelson, F. E. and 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: 10.1016/S0921-8181(01)00096-0
- Hinkel, K. M. and Nelson, F. E. (2003). Spatial and temporal patterns of active layer thickness at Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites in northern Alaska, 1995–2000. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 1995–2000, DOI: 10.1029/2001JD000927
- Inland Waters Branch. (1969). *Glaciers Atlas of Canada, Bylot Island Area*, 46201. Inland Waters Branch, *Environment Canada: Ottawa*.
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151pp
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52(1-2), 105–120, DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00251-9

- Jackson, G.D. and Berman, R.G. (2000) Precambrian metamorphic and tectonic evolution of northern Baffin Island, Nunavut, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 38(2), 399–421. DOI: 10.2113/gscanmin.38.2.399
- Jolivel, M. and Allard, M. (2013). Thermokarst and export of sediment and organic carbon in the Sheldrake River watershed, Nunavik, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(3), 1729–1745, DOI: 10.1002/jgrf.20119
- Jones, B. M., Stoker, J. M., Gibbs, A. E., Grosse, G., Romanovsky, V. E., Douglas, T.A., Kinsman, N.E.M. and Richmond, B. M. (2013). Quantifying landscape change in an arctic coastal lowland using repeat airborne LiDAR. *Environmental Research Letters*, 8(4), 1–10, DOI: 10.1088/1748-9326/8/4/045025
- Jones, B.M. and Arp, C.D. (2015). Observing a Catastrophic Thermokarst Lake Drainage in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 128(2), 119–28. DOI: 10.1002/ppp.1842.
- Jones, M. C., Grosse, G., Jones, B. M. and Walter Anthony, K. (2012). Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(2), 1–16, DOI: 10.1029/2011JG001766
- Jorgenson, M. T. and J. Brown. (2005). Classification of the Alaskan Beaufort Sea Coast and estimation of carbon and sediment inputs from coastal erosion. *Geo-Marine Letters*, 25(2-3), 69–80. DOI: 10.1007/s00367-004-0188-8
- Jorgenson, J. C., Ver Hoef, J. M. and Jorgenson, M. T. (2010). Long-term recovery patterns of arctic tundra after winter seismic exploration. *Ecological Applications*, 20(1), 205–221, DOI: 10.1890/08-1856.1
- Jorgenson, M. T., Harden, J., Kanevskiy, M., O'Donnell, J., Wickland, K., Ewing, S., Manies, K., Zhuang, Q., Shur, Y., Striegl, R. and Koch, J. (2013). Reorganization of vegetation, hydrology and soil carbon after permafrost degradation across heterogeneous boreal landscapes. *Environmental Research Letters*, 8(3), 1-13, DOI: 10.1088/1748-9326/8/3/035017
- Jorgenson, M. T., Kanevskiy, M., Shur, Y., Moskalenko, N., Brown, D. R. N., Wickland, K., Striegl, R. and Koch, J. (2015). Role of ground ice dynamics and ecological feedbacks in recent ice-wedge degradation and stabilization. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(11), 2280–2297, DOI: 10.1002/2015JF003602. Received
- Jorgenson, M. T. and Osterkamp, T. E. (2005). Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation. *Canadian Journal of Forest Resources*, 35(9), 2100–2111, DOI: 10.1139/X05-153
- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C. and Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *Climatic Change*, 48(4), 551–579, DOI: 10.1023/A:1005667424292
- Jorgenson, M. T., Shur, Y. L. and Pullman, E. R. (2006). Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophysical Research Letters*, 33(2), 2–5, DOI: 10.1029/2005GL024960
- Jorgenson, M. T. and Shur, Y. (2007). Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2), 1–12, DOI: 10.1029/2006JF000531
- Jorgenson, T., Romanovsky, V., Harden, J., Shur, Y., O'Donnell, J., Schuur, E. A. G., Kanevskiy, M. and Marchenko, S. (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(7), 1219–1236, DOI: 10.1139/X10-061
- Jorgenson, M.T., Kanevskiy, M.Z., Shur, Y., Osterkamp, T., Fortier, D. (2012) Thermokarst lake development in Central Alaska. *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 179-184 Salekhard, Russia.
- Jorgenson, M. T., Kanevskiy, Y. Shur, N. Moskalenko, D. R. N. Brown, K. Wickland, R. Striegl and J. Koch. (2015). Role of ground ice dynamics and ecological feedbacks in recent ice-wedge degradation and stabilization. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(11), 2280–2297.
- Kane, D. L., Hinkel, K. M., Goering, D. J., Hinzman, L. D. and Outcalt, S. I. (2001). Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, 29(3-4), 275–292, DOI: 10.1016/S0921-8181(01)00095-9
- Kanevskiy, M, Fortier, D., Shur, Y., Bray, M. and Jorgenson, T. (2008) Detailed Cryostratigraphic Studies of Syngenetic Permafrost in the Winze of the CRREL Permafrost Tunnel, Fox, Alaska. in *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 889–894, Fairbanks, Alaska (USA)

- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M.T. and Stephani, E. (2011) Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure. *Quaternary Research*, 75(3): 584-596. DOI: 10.1016/j.yqres.2010.12.003
- Kanevskiy, M., Jorgenson, T., Shur, Y., O'Donnell, J. A., Harden, J. W., Zhuang, Q. and Fortier, D. (2014). Cryostratigraphy and Permafrost Evolution in the Lacustrine Lowlands of West-Central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(1), 14–34, DOI: 10.1002/ppp.1800
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Jorgenson, M. T., Ping, C. L., Michaelson, G. J., Fortier, D., Stephani, E., Dillon, M. and Tumskey, V. (2013). Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 85(1), 56–70, DOI: 10.1016/j.coldregions.2012.08.002
- Karlsson, J. M., Lyon, S. W. and Destouni, G. (2014). Temporal behavior of lake size-distribution in a thawing permafrost landscape in northwestern Siberia. *Remote Sensing*, 6(1), 621–636, DOI: 10.3390/rs6010621
- Katasonov, E.M. (1969). Composition and cryogenic structure of permafrost. in *Permafrost investigations in the field*. National Research Council of Canada, Ottawa, Technical Translation 1358, 25-36.
- Klassen, R.A. (1993). Quaternary geology and glacial history of Bylot Island, Northwest Territories, Canada. Ottawa, *Geological Survey of Canada*, Mémoire 429, 93pp
- Kokelj, S. V. and Burn, C. R. (2003). Ground ice and soluble cations in near-surface permafrost, Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(3), 275–289, DOI: 10.1002/ppp.458
- Kokelj, S.V., Lantz, T.C., Kanigan, J., Smith, S.L. and Coutts, R. (2009). Origin and Polycyclic Behaviour of Tundra Thaw slumps, Mackenzie Delta Region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 173-184, DOI: 10.1002/ppp.642
- Kokelj, S. V. and Jorgenson, M. T. (2013). Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 108–119, DOI: 10.1002/ppp.1779
- Kokelj, S.V., Lantz, T.C., Tunnicliffe, J., Segal, R. and Lacelle, D. (2017). Climate-Driven Thaw of Permafrost Preserved Glacial Landscapes, Northwestern Canada. *Geology*, 45(4): 371–74. DOI: 10.1130/G38626.1
- Kokelj, S.V. and Lewkowicz, A.G. (1998). Long-Term Influence of Active-Layer Detachment Sliding on Permafrost Slope Hydrology, Hot Weather Creek, Ellesmere Island, Canada. in *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, 583–589, Yellowknife, Canada.
- Lacelle, D., Bjornson, J. and Lauriol, B. (2010). Climatic and geomorphic factors affecting contemporary (1950-2004) activity of retrogressive thaw slumps on the Aklavik plateau, Richardson mountains, NWT, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 1–15, DOI: 10.1002/ppp.666
- Lachenbruch, A. H. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Society of America Special Papers*, 70, 1–66, DOI: 10.1016/0378-7788(86)90031-9
- Lamoureux, S. F. and Lafrenière, M. J. (2009). Fluvial impact of extensive active layer detachments, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(1), 59–68, DOI: 10.1657/1523-0430-41.1.59
- Lantuit, H. and Pollard, W. H. (2008). Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*, 95(1-2), 84–102, DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.07.040
- Lantz, T. C. and Kokelj, S. V. (2008). Increasing rates of retrogressive thaw slump activity in the Mackenzie Delta region, N.W.T., Canada. *Geophysical Research Letters*, 35(6), 1–5, DOI: 10.1029/2007GL032433
- Lantz, T.C., Kokelj, S.V., Gergel, S.E. and Henry, G.H.R. (2009). Relative Impacts of Disturbance and Temperature: Persistent Changes in Microenvironment and Vegetation in Retrogressive Thaw Slumps. *Global Change Biology*, 15(7): 1664–1675. DOI : 10.1111/j.1365-2486.2009.01917.x

- Larouche, M-E. (2010). Interaction entre la dégradation accélérée du pergélisol discontinu et l'organisation du réseau de drainage, Québec subarctique. M.Sc. thesis, Department of Geography, Faculty of Arts and Science, Université Laval, 222pp
- Lawrence, D. M. and Slater, A. G. (2005). A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 32(24), 1–5, DOI: 10.1029/2005GL025080
- Lawson, D. E. (1986). Response of permafrost terrain to disturbance: a synthesis of observations from northern Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 18(1), 1–17. DOI: 10.2307/1551209
- Leffingwell, E. D. K. (1915). Ground-ice wedges: The dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. *Journal of Geology*, 23(7), 635–654. DOI: 10.1086/622281
- Leopold, L.B. (1992). Base Level: Gradient of deposition. *Israel Journal of Earth Science*, 41, 57-64. DOI: 10.1007/springerreference_43049
- Levy, J. S., Head, J. W. and Marchant, D. R. (2008). The role of thermal contraction crack polygons in cold-desert fluvial systems. *Antarctic Science*, 20(6), 565–579, DOI: 10.1017/S0954102008001375
- Levy, J. S., Head, J.W., Marchant, D.R., Dickson, J.L. and Morgan, G.A. (2009). Geologically Recent Gully-Polygon Relationships on Mars: Insights from the Antarctic Dry Valleys on the Roles of Permafrost, Microclimates, and Water Sources for Surface Flow. *Icarus*, 201(1): 113–126. DOI: 10.1016/j.icarus.2008.12.043.
- Lewkowicz, A. G. (1990). Morphology, frequency and magnitude of active layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, NWT. in *Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*, 111-118, Québec, Canada
- Lewkowicz, A. G. (1994). Ice-wedge rejuvenation, fosheim peninsula, ellesmere Island, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(4), 251–268, DOI: 10.1002/ppp.3430050405
- Lewkowicz, A. G. and Harris, C. (2005). Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69(1-4), 275–297, DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.01.011
- L'Hérault, E., Allard, M., Fortier, D. et Lemieux, C. (2013). *Production de cartes des caractéristiques du pergélisol afin de guider le développement de l'environnement bâti pour quatre communautés du Nunavik*. (Rapport #520004-XXI). Québec : Centre d'Études Nordiques, Université Laval.
- Liljedahl, A. K., Hinzman, L. D. and Schulla, J. (2012). Ice-Wedge Polygon Type Controls Low-Gradient Watershed-Scale Hydrology. in *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 231-236, Salekhard, Russia
- Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., Hinzman, L.D., Iijma, Y., Jorgenson, J.C., Matveyeva, N., Necsoiu, M., Reynolds, M.K., Romanovsky, V.E., Schulla, J., Tape, K.D., Walker, D.A., Wilson, C.J., Yabuki, H. and Zona, D. (2016). Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, 9(4), 312–318, DOI: 10.1038/ngeo2674
- Lindsay, J.B., Cockburn, J.M.H. and Russell, H.A.J. (2015) An intergral image approach to permafrost multi-scale topographic position analysis. *Geomorphology*, 245(15), 51-61. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.05.025
- Luoto, M. and Seppälä, M. (2003). Thermokarst ponds as indicators of the former distribution of palsas in Finnish Lapland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(1), 19–27, DOI: 10.1002/ppp.441
- Mackay, J. R. (1970). Disturbances to the tundra and forest tundra environment of the western Arctic. *Canadian Geotechnical Journal*, 7(4), 420–432, DOI: 10.1139/t70-054
- Mackay, J. R. (1971). The Origin of Massive Icy Beds in Permafrost, Western Arctic Coast, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(4), 397–422. DOI: 10.1139/e71-043
- Mackay, J. R. (1972). The world of underground ice. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(1), 1–22, DOI: 10.1111/j.1467-8306.1972.tb00839.x
- Mackay, J. R. (1983). Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(1), 120–134, DOI: 10.1139/e83-012

- Mackay, J. R. (1986). The first 7 years (1978–1985) of ice-wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(11), 1782–1795, DOI: 10.1139/e86-164
- Mackay, J.R. (1988). Catastrophic lake drainage, Richard Island, Northwest Territories: A progress report. In Current Research, Part A, *Geological Survey Canada*, Paper 88-ID, 83-90
- Mackay, J.R. (1990). Some Observations on the Growth and Deformation of Epigenetic, Syngenetic and Anti-Syngenetic Ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(1), 15-29, DOI: 10.1002/ppp.3430010104
- Mackay, J.R. (1993). Air Temperature, Snow Cover, Creep of Frozen Ground, and the Time of Ice-Wedge Cracking, Western Arctic Coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1720–1729. DOI: 10.1139/e93-151
- Mackay, J. R. (1995). Active layer changes (1968 to 1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 27(4), 323–336. DOI: 10.2307/1552025
- Mackay, J. R. and Burn, C. R. (2002). The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of ice-wedge growth at the Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(11), 1657–1674, DOI: 10.1139/e02-068
- MacLean, R., Oswood, M.W., Irons III, J.G. and McDowell, W.H. (1999). The effect of permafrost on stream biogeochemistry: A case study of two streams in the Alaskan (U.S.A.) taiga. *Biogeochemistry*, 47, 239–267. DOI: 10.1007/BF00992909
- Malenfant-Lepage, J., Doré, G. and Fortier, D. (2012). Thermal effectiveness of the mitigation techniques tested at Beaver Creek Experimental road site based on a heat balance analysis (Yukon, Canada). in *Proceedings of the Fifteenth International Conference on Cold Regions Engineering*, 42-51, Quebec, Canada. DOI: 10.1061/9780784412473.005
- Marcot, B.G., Jorgenson, M.T., Lawler, J.P., Handel, C.M. and DeGange, A.R. (2015). Projected changes in wildlife habitats in Arctic natural areas of northwest Alaska. *Climatic Change*, 130(2), 145-154, DOI: 10.1007/s10584-015-1354-x
- Marchant, D.R. and Head, J.W. (2007). Antarctic Dry Valleys: Microclimate Zonation, Variable Geomorphic Processes, and Implications for Assessing Climate Change on Mars. *Icarus*, 192(1): 187–222. DOI: 10.1016/j.icarus.2007.06.018
- Marsh, P., Russell, M., Pohl, S., Haywood, H. and Onclin, C. (2009). Changes in thaw lake drainage in the western Canadian arctic from 1950 to 2000. *Hydrological Processes*, 23(1), 145–158, DOI: 10.1002/hyp
- Maxwell, J.B. (1980). The Climate of the Canadian Arctic Islands and Adjacent Waters, vol. 1. *Atmospheric Environment Service Canada*, 532pp
- Moorman, B.J. and Michel, F.A. (2003). Burial of Glacier Ice by Deltaic Deposition, Bylot Island, Arctic Canada. in *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, 777–782, Zürich, Switzerland.
- Morgenstern, A., Grosse, G., Günther, F., Fedorova, I. and Schirrmeister, L. (2011). Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta. *Cryosphere*, 5(4), 849–867, DOI: 10.5194/tc-5-849-2011
- Morgenstern, A., Ulrich, M., Günther, F., Roessler, S., Fedorova, I. V., Rudaya, N. A., Wetterich, S., Boike, J. and Schirrmeister, L. (2013). Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study. *Geomorphology*, 201, 363–379, DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.07.011
- Murton, J. B. (2009). Global Warming and Thermokarst. *Soil Biology*, 16, 185–203, DOI: 10.1007/978-3-540-69371-0
- Murton, J. B. (2013). Ground ice and cryostratigraphy. *Treatise on Geomorphology*, vol. 8, Elsevier Ltd, 173-201, DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00206-2
- Murton, J. B. and 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
- Natali, S.M., Schuur, E.A.G., Webb, E.E., Hicks Pries, C.E. and Crummer, K.G. (2014). Permafrost degradation stimulates carbon loss from experimentally warmed tundra. *Ecology*, 95(3), 602-608. DOI: 10.1890/13-0602.1
- Osterkamp, T. E., Jorgenson, M. T., Schuur, E. A. G., Y.L., S., Kanevskiy, M. Z., Vogel, J. G. and Tumskey, V. E. (2009). Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in interior Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3), 235–256, DOI: 10.1002/ppp

- De Pascale, G.P., Pollard, W.H. and Williams, K.K. (2008). Geophysical Mapping of Ground Ice Using a Combination of Capacitive Coupled Resistivity and Ground-Penetrating Radar, Northwest Territories, Canada. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 113(2), 1–15. DOI: 10.1029/2006jfo00585
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. and Beauchemin, M. (2004). Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 31(18), 1–4, DOI: 10.1029/2004GL020358
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D. and Lamarque, L. J. (2016). Thermo-erosion gullies boost the transition from wet to mesic tundra vegetation. *Biogeosciences*, 13(4), 1237–1253, DOI : 10.5194/bg-13-1237-2016
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D., Gratton, D. and Lamarque, L. J. (2017). Remote sensing evaluation of High Arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-erosion gully processes. *Arctic Science*, 3(2), 1–17. DOI: 10.1139/as-2016-0047
- Persico R. (2014) Introduction to Ground Penetrating Radar, *Institute of Electrical and Electronics Engineers, Wiley*, 376 pp.
- Péwé, T.L. (1969). The periglacial environment. In: Péwé, T.L., ed., *The Periglacial Environment*, *McGill-Queen's University Press*, Montreal, 1-9.
- Pollard, W. H. and French, H. M. (1980). A first approximation of the volume of ground ice, Richards Island, Pleistocene Mackenzie delta, Northwest Territories, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 17(4), 509–516, DOI : 10.1139/t80-059
- Pomeroy, J.W., Bewley, D.S., Essery, R.L.H., Hedstrom, N.R., Link, T., Granger, R.J., Sicart, J.E., Ellis, C.R. and Janowicz, J.R. (2006). Shrub tundra snowmelt, *Hydrological Processes*, 20(4), 923–941, DOI : 10.1002/hyp.6124
- Quinton, W. L. and Carey, S. K. (2008). Towards an energy-based runoff generation theory for tundra landscapes. *Hydrological Processes*, 22(23), 4649–4653, DOI: 10.1002/hyp
- Romanovskii, N. N., Hubberten, H. W., Gavrillov, A. V., Tumskoj, V. E., Tipenko, G. S., Grigoriev, M. N. and Siegert, C. (2000). Thermokarst and land/ocean interactions, Laptev Sea region, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(2), 137–152. DOI: 10.1002/1099-1530(200004/06)11:2<137::AID-PPP345>3.0.CO;2-L
- Romanovsky, V., Burgess, M., Smith, S., Yoshikawa, K. and Brown, J. (2002). Permafrost temperature records: Indicators of climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(50), 589–594, DOI: 10.1029/2002EO000402
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L. and Christiansen, H. H. (2010). Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the international polar year 2007–2009 : a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 106–116, DOI: 10.1002/ppp.689
- Rowland, J. C., Jones, C. E., Altmann, G., Bryan, R., Crosby, B. T., Geernaert, G. L., Hinzman, L.D., Kane, D.L., Lawrence, D.M., Mancino, A., Marsh, P., McNamara, J.P., Romanovsky, V.E., Toniolo, H., Travis, B.J., Trochim, E. and Wilson, C. J. (2010). Arctic landscapes in transition: Responses to thawing permafrost. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 91(26), 229–230, DOI: 10.1029/2010EO260001
- Sannel, A. B. K. and Kuhry, P. (2011). Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3), 1-16. DOI: 10.1029/2010JG001635
- Schirmermeister, L., Siegert, C., Kunitzky, V.V., Grootes, P.M. and Erlenkeuser, H. (2002). Late Quaternary Ice-Rich Permafrost Sequences as a Paleoenvironmental Archive for the Laptev Sea Region in Northern Siberia. *International Journal of Earth Sciences* 91(1): 154–67. DOI: 10.1007/s005310100205
- Seppälä, M. (1997). Piping causing thermokarst in permafrost, Ungava Peninsula, Quebec, Canada. *Geomorphology*, 20(3-4), 313–319, DOI: 10.1016/S0169-555X(97)00032-9
- Shur, Y. and Jorgenson, M. (1998). Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, northern Alaska. in *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, 993–999, Yellowknife, Canada
- Shur, Y. L. (1988). The upper horizon of permafrost soils. in *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*, 867–871, Trondheim, Norway
- Shur, Y. L. and 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: 10.1002/ppp.582

- Shur, Y., Hinkel, K. M. and 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
- Shur, Y.L., French, H.M., Bray, M.T. and Anderson, D.A. (2004). Syngenetic Permafrost Growth: Cryostratigraphic Observations from the CRREL Tunnel near Fairbanks, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4): 339–347. DOI: 10.1002/ppp.486
- Shur, Y., Kanevskiy, M.Z., Jorgenson, M.T., Dillon, M., Stephani, E., Bray, M., Fortier, D. (2012) Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment. in *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 383-388, Salekhard, Russia.
- Sidorchuk, A. (1999). Dynamic and static models of gully erosion. *Catena*, 37(3-4), 401–414, DOI: 10.1016/S0341-8162(99)00029-6
- Smith, M.W. (1988). The significance of climatic change for the permafrost environment. in *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*, 18-23, Trondheim, Norway.
- Smith, S. L., Throop, J. and Lewkowicz, A. G. (2012). Recent changes in climate and permafrost temperatures at forested and polar desert sites in northern Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8), 914–924, DOI: 10.1139/E2012-019
- Smith, S. L., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Burn, C. R., Allard, M., Clow, G. D., Yoshikawa, K. and Throop, J. (2010). Thermal state of permafrost in North America: A contribution to the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 117–135, DOI: 10.1002/ppp.690
- Stephani, E., Fortier, D. and 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 *63rd Canadian Geotechnical Conference & 6th Canadian Permafrost Conference*, 476–483. DOI: 10.13140/2.1.2467.2961
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R. and 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: 10.1016/j.coldregions.2013.12.006
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993). Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35(1): 215–30. DOI: 10.1017/S0033822200013904
- Tarnocai, C.J.G., Canadell, P., Schuur, E.A.G., Kuhry, G., Mazhitova, G. and Zimov, C. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region, *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2), 1-11, DOI: 10.1029/2008GB003327
- Tsuyuzaki, S., Ishizaki, T. and Sato, T. (1999). Vegetation structure in gullies developed by the melting of ice wedges along Kolyma River, northern Siberia. *Ecological Research*, 14(4), 385–391, DOI: 10.1046/j.1440-1703.1999.00316.x
- Van Everdingen, R. (1988). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. *National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Technical Memorandum 142*, 186pp, DOI: 10.2307/1551636
- Veillette, A., Fortier, D. and Godin, E. (2015). Contrasting patterns of thermo-erosion gullies formed in syngenetic ice-wedge polygonal terrains on Bylot Island, eastern Canadian Arctic : case studies from three different sedimentary environments. in *68th Canadian Geotechnical Conference and 7th Canadian Conference on Permafrost*, 8pp
- Verpaelst, M., Fortier, D., Kanevskiy, M., Paquette, M. and Shur, Y. (2017). Syngenetic dynamic of permafrost of a polar desert solifluction lobe, Ward Hunt Island, Nunavut. *Arctic Science*, 3(2), 301-3019. DOI: 10.1139/as-2016-0018
- Vincent, W.F., Lemay, M. and 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
- Walsh, J. E. (2014). Intensified warming of the Arctic : Causes and impacts on middle latitudes. *Global and Planetary Change*, 117, 52–63, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.03.003
- Walter, K.M., Chanton, J.P., Verbyla, D., Chapin, F.S. III. (2006). Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming, *Nature*, 443(7107), 71-75. DOI: 10.1038/nature05040

- Walter, A., Zimov, S., Grosse, S.A., Jones, M.C., Anthony, P.M., Chapin, F.S. III., Finlay, J.C., Mack, M.C., Davydov, S., Frenzel, P. and Frohling, S. (2014). A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch. *Nature*, 511, 452-456, DOI: 10.1038/nature13560
- Woo, M.-K. and Guan, X. J. (2006). Hydrological Connectivity and Seasonal Storage change of Tundra Ponds in a Polar Oasis Environment, Canadian High Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4), 309–323, DOI: 10.1002/ppp
- Woo, M. K., Lewkowicz, A. G. and Rouse, W. R. (1992). Response of the Canadian permafrost environment to climatic change. *Physical Geography*, 13(4), 287–317, DOI: 10.1080/02723646.1992.10642459
- Wright, N., Hayashi, M. and Quinton, W. L. (2009). Spatial and temporal variations in active layer thawing and their implication on runoff generation in peat-covered permafrost terrain. *Water Resources Research*, 45(5), 1–13, DOI: 10.1029/2008WR006880
- Yen, Y.-C. (1981). Review of Thermal Properties of Snow, Ice, and Sea Ice. *CRREL Report 81-10 from the Cold Regions and Engineering Lab*, 1–27.
- Zhang, T. (2005). Influence of seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. *Reviews in Geophysics*, 43(4), 1–23, DOI: 10.1029/2004RG000157
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J.A. and Brown, J. (2008). Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23(2), 132–154, DOI: 10.1080/10889370802175895

ANNEXES

Les annexes qui suivent sont présentées en complément d'information, en français lorsqu'elles font référence aux textes des chapitres 1 et 4, et en anglais lorsqu'elles font références exclusivement au chapitre 3.

Annexe 1. Température du pergélisol à différentes profondeurs (moyennes de 2001 à 2015). PB : polygone à centre bombé. PD : polygone à centre déprimé.

Température moyennes du sol à différentes profondeurs (°C)

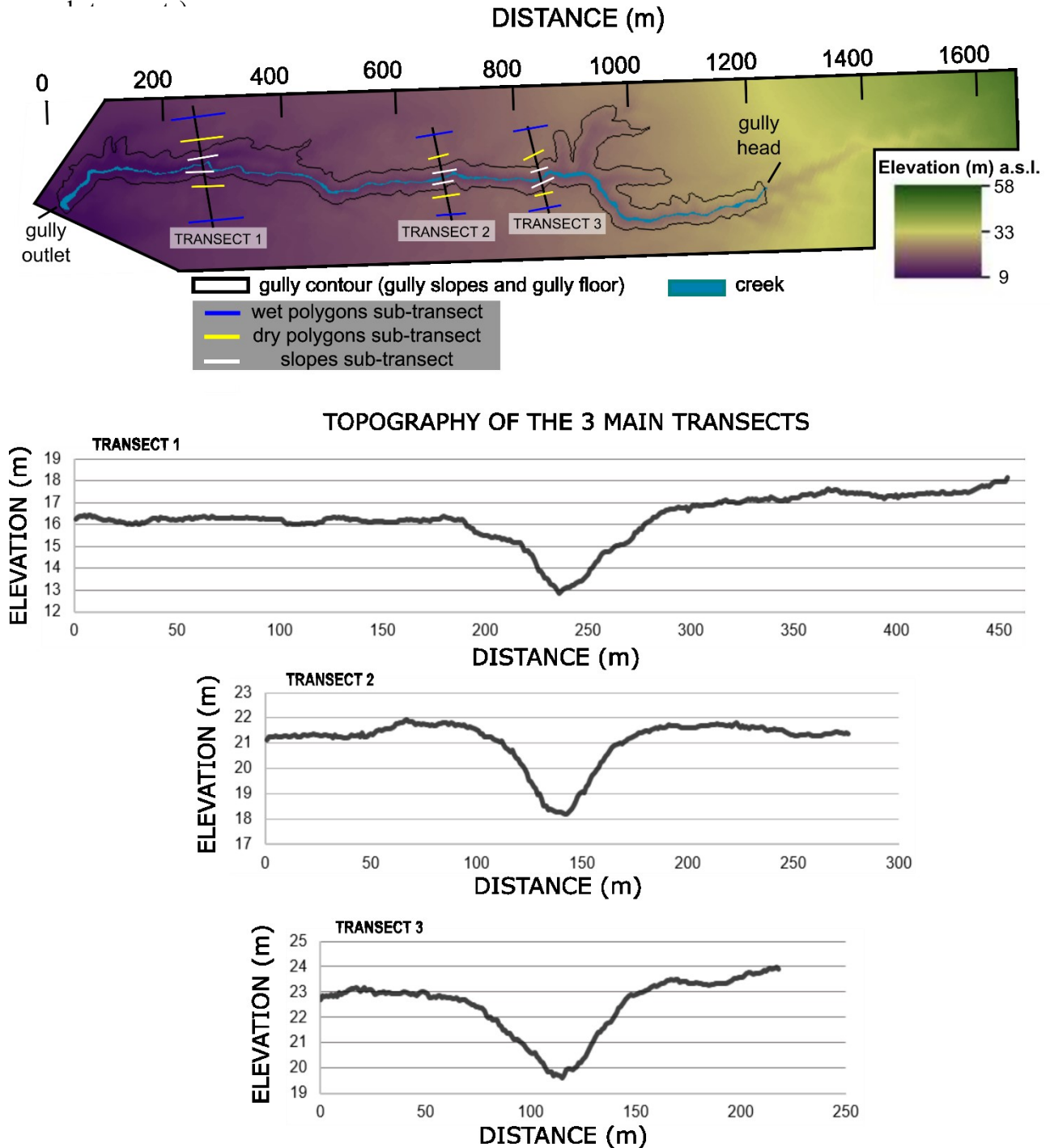
Prof. (cm)	Janvier		Février		Mars		Avril		Mai		Juin		Juillet		Août		Sept.		Octobre		Novembre		Décembre		Moyenne		Médiane	
	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD	PB	PD
0	-29,5	-23,0	-31,3	-26,5	-28,0	-25,2	-20,1	-22,5	-8,4	-16,3	6,7	-2,2	10,6	4,1	7,5	3,7	0,5	0,7	-6,8	-3,3	-17,8	-13,2	-24,8	-17,3	-11,4	-11,8	-13,1	-14,8
20	-23,5	-19,5	-26,5	-22,4	-25,5	-22,8	-20,6	-20,6	-11,1	-15,5	1,9	-3,7	6,5	1,1	5,6	1,9	1,8	0,9	-1,0	-0,9	-10,5	-9,2	-18,4	-15,1	-9,9	-10,5	-10,8	-12,1
30	-22,4	-19,0	-25,7	-21,9	-25,1	-22,5	-20,6	-20,6	-11,8	-16,1	0,1	-4,9	3,7	0,1	3,7	1,0	1,4	0,5	-0,3	-1,1	-9,3	-8,8	-17,3	-14,6	-10,1	-10,7	-10,6	-11,7
40	-22,1	-18,7	-25,5	-21,7	-25,3	-22,4	-21,3	-20,7	-13,0	-16,3	-1,5	-5,9	1,5	-0,5	2,1	0,4	1,1	0,4	0,0	-0,9	-8,7	-8,2	-17,0	-14,2	-10,6	-10,7	-10,9	-11,2
80	-19,8	-17,1	-23,5	-20,2	-23,7	-21,3	-20,8	-20,2	-13,9	-16,7	-4,3	-8,5	-1,0	-2,8	-0,5	-1,4	-0,3	-1,0	-0,7	-1,6	-6,9	-7,2	-14,7	-12,8	-10,7	-10,9	-10,4	-10,6
120	-18,3	-16,1	-22,2	-19,1	-23,0	-20,7	-20,6	-20,2	-15,1	-17,6	-7,1	-11,1	-3,4	-5,5	-2,6	-3,6	-2,0	-2,8	-2,0	-3,0	-6,3	-6,9	-13,4	-12,0	-11,2	-11,5	-10,2	-11,6

Source : Allard et al. (2016)

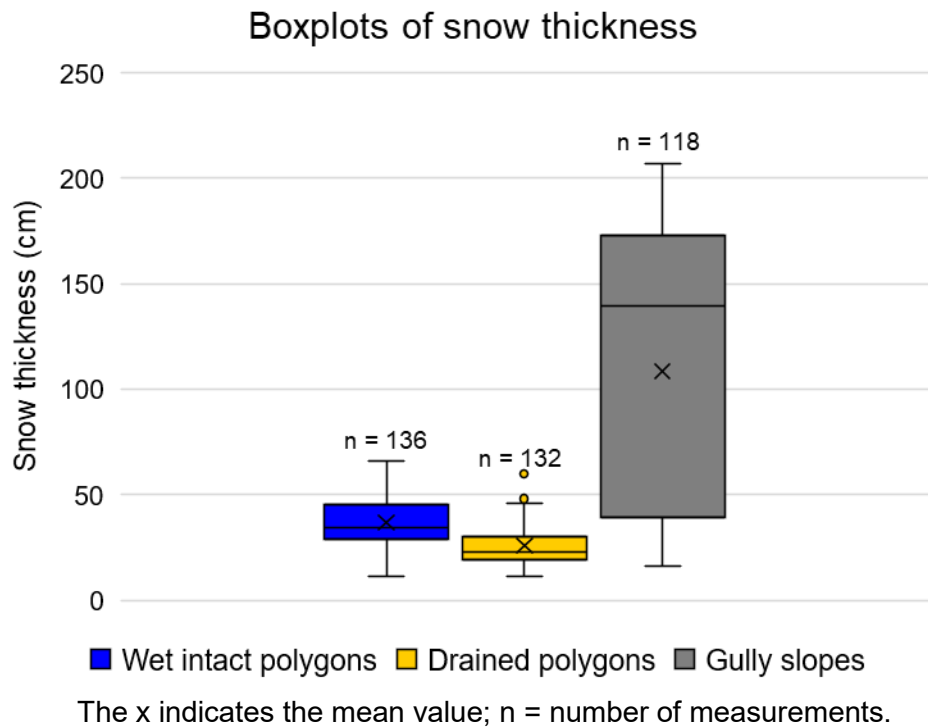
Une courbe de tendance logarithmique a été utilisée pour interpoler l'épaisseur de couche active associée à chacun des deux types de polygones. Le polygone à centre déprimé (PD), possède une couche active de 50.6 cm et le polygone à centre bombé (PB) possède une couche active de 70.0 cm. Aussi, on observe que les températures du pergélisol sont de plusieurs degrés plus froides en hiver et plus chaudes en été au site du polygone bombé.

Annexe 2. Snow thickness in the 3 gully units on the 23rd of May 2016.

Annexe 2.1. Localization of the transects and sub-transects used to perform snow thickness surveys and topographic profiles of the three gully transects (having each 6



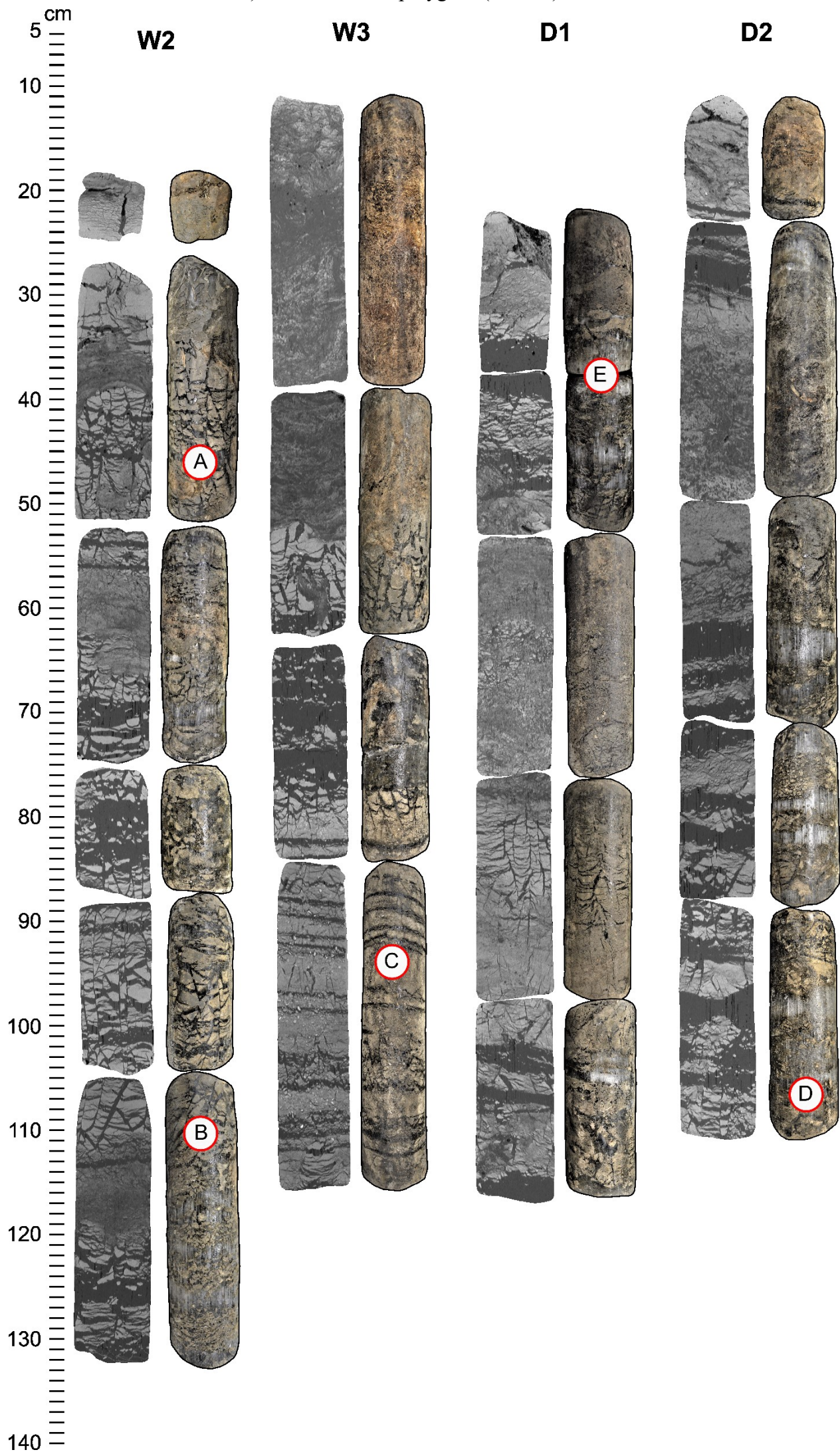
Annexe 2.2. Snow thicknesses for the various sub-units of the gully R05.



Snow thicknesses were investigated with snow probes along 3 sub-transects (wet intact polygons, drained polygons and gully slopes) of 3 main gully transects (upstream, mid-stream and outlet) to understand the patterns of snow accumulation related to the stabilized gully configuration. The snow probing transects were the same as the active-layer depths and ground-penetrating radar transects, illustrated in the Figure 14.

Annexe 3. Permafrost cores (CT-Scan and photographs). The sections with letters symbols are shown in macrophotographies in the Annexe 3.2.

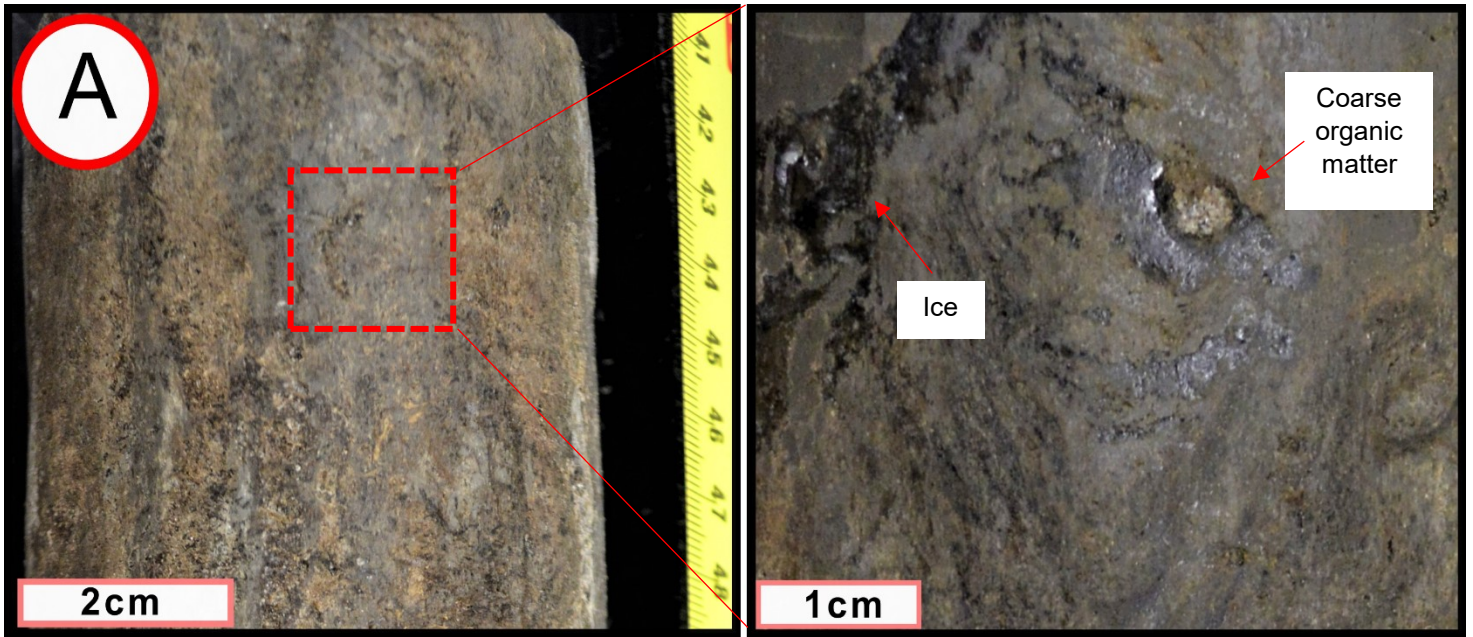
Annexe 3.1.1 Complete sequence of permafrost cores shown via CT-Scan imagery (left) and photographs (right) for the wet intact polygons (w2, W3) and the drained polygons (D1, D2).



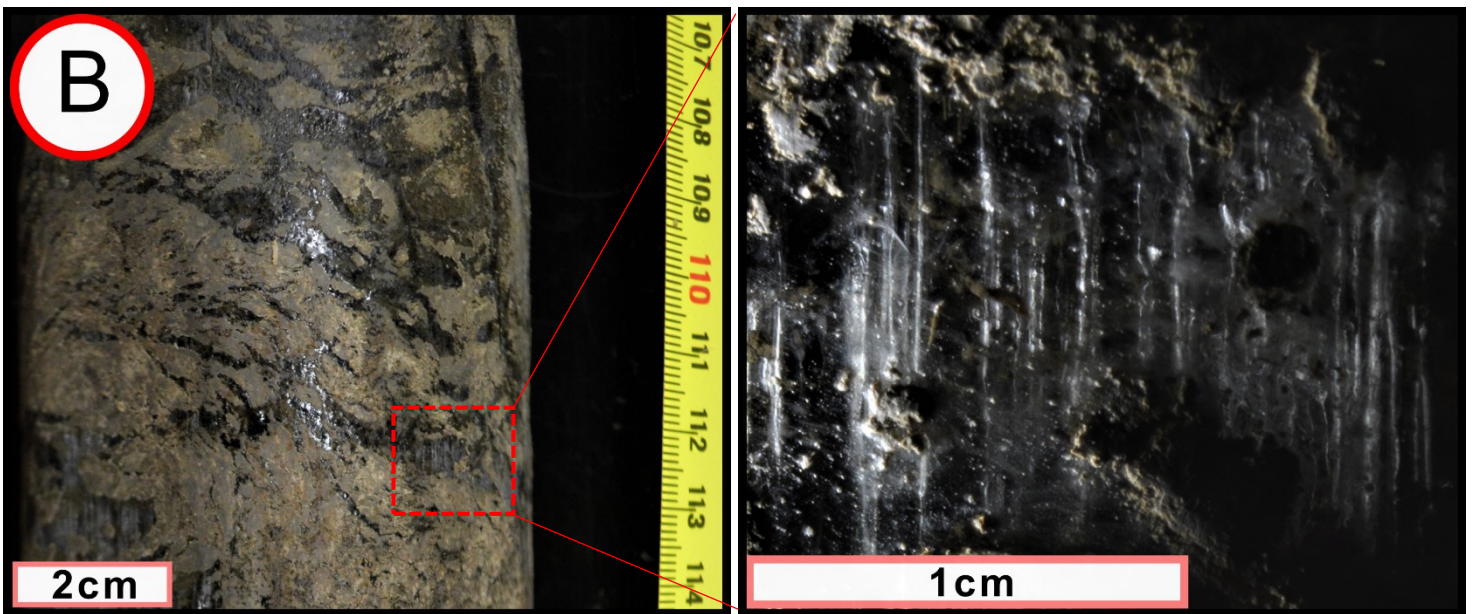
Annexe 3.1.1 Complete sequence of permafrost cores shown via CT-Scan imagery (left) and photographs (right) for the gully slopes (S2, S4 and S5) and the gully bottom (GB).



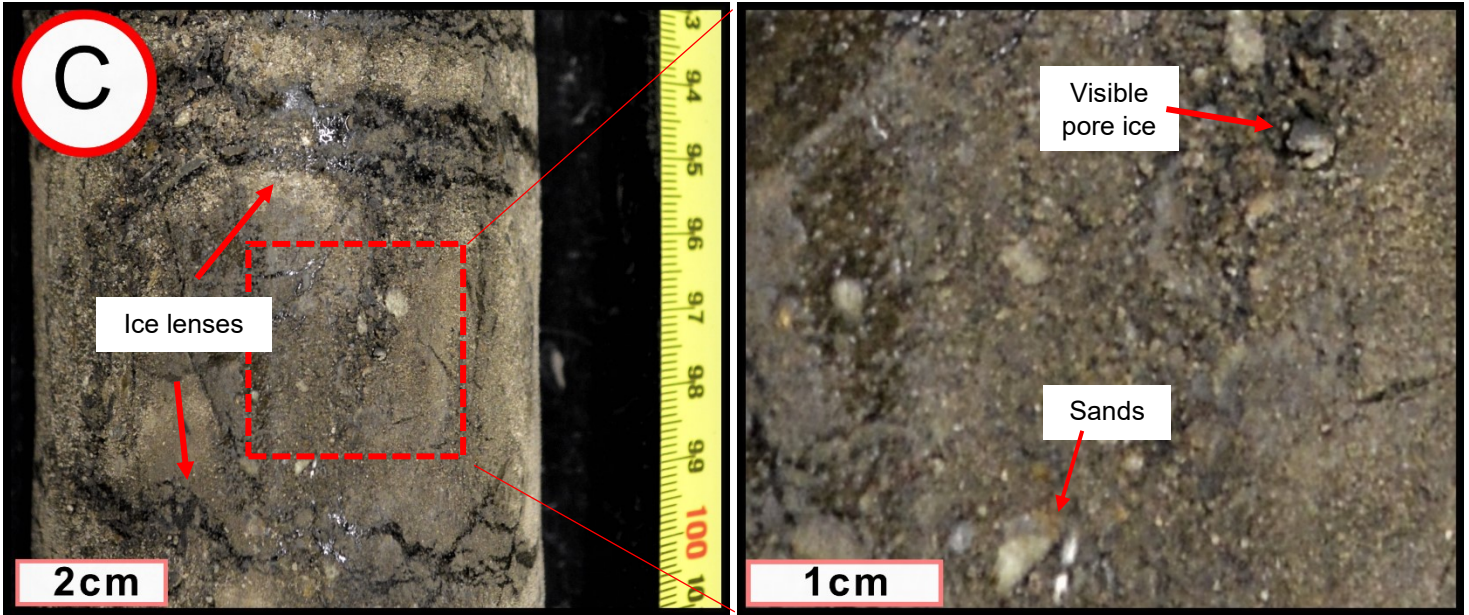
Annexe 3.2 Macrophotographies of permafrost cores associated to the annotations found on the cores of Annexe 3.1 (3.1.1 and 3.1.2). Photos on the left are shown to present the general look of core sections and photos on the right show a zoomed are of the core where there are distinctive features.



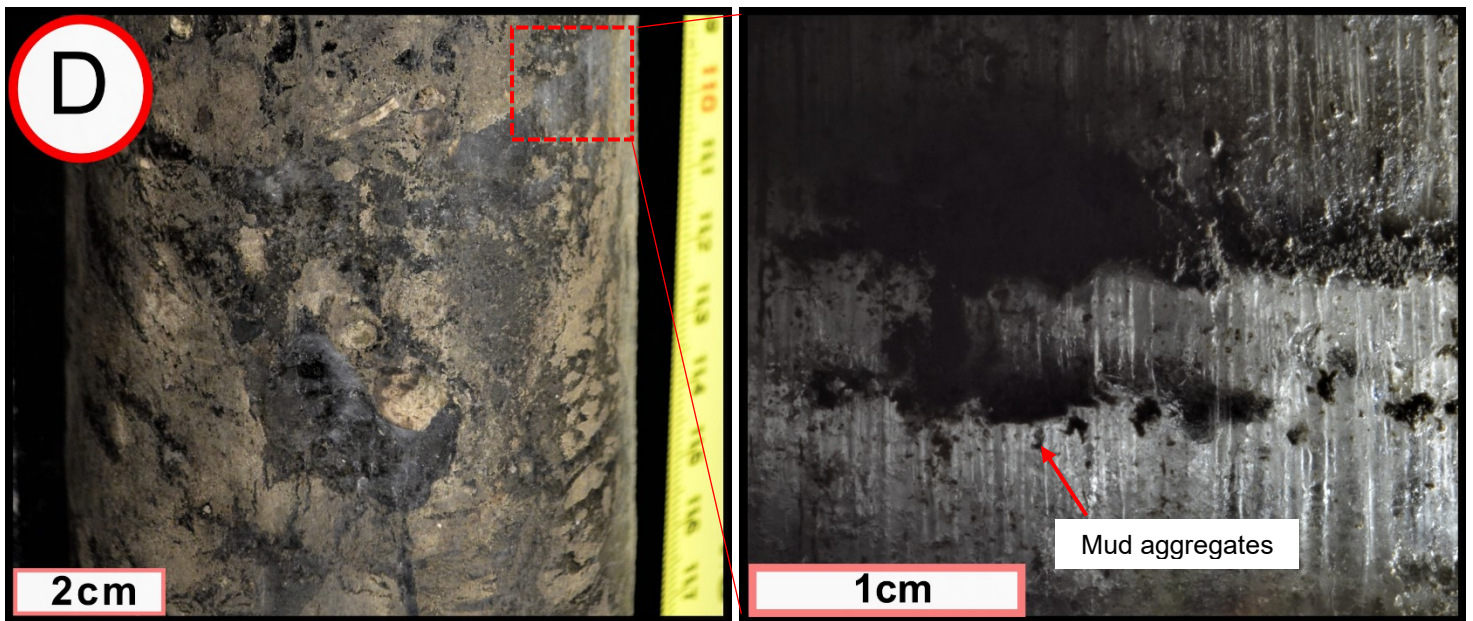
Organic-rich silt where ice is visible in the cavities of the material (organic matrix cryostructure). Coarser organic matter can be found in the peaty matrix.



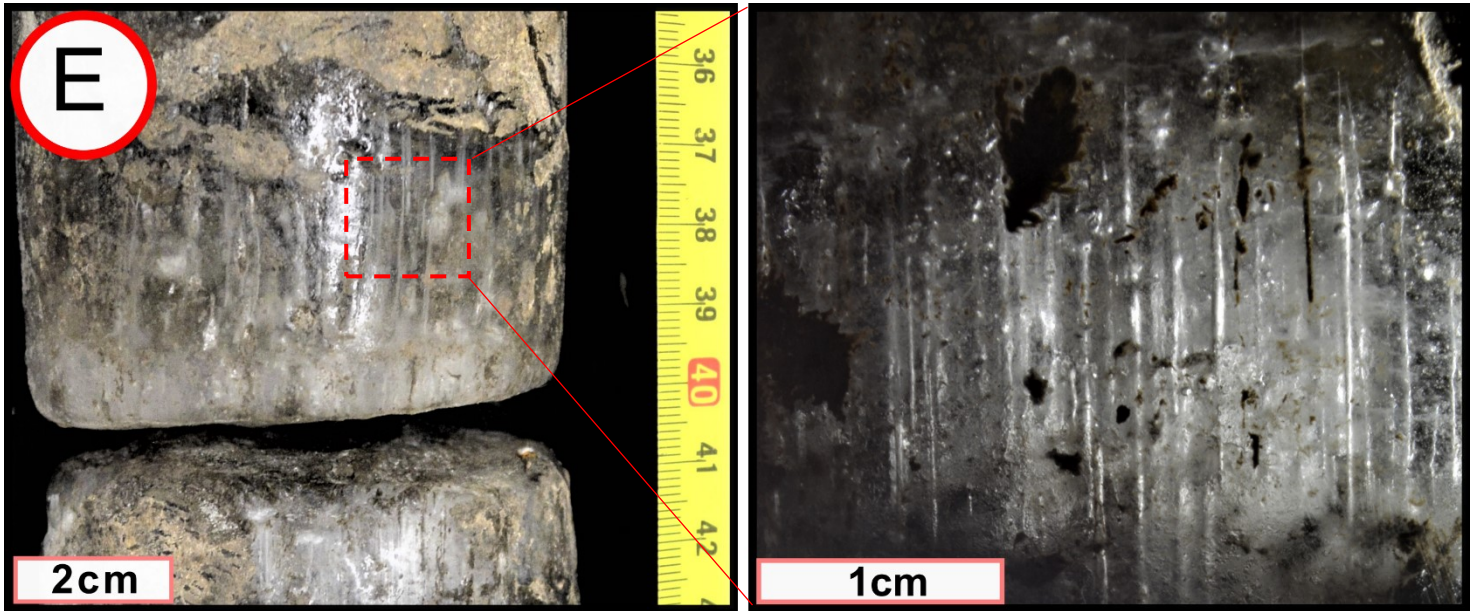
Silt with reticulate cryostructures and vertical trains of bubbles (< 1.5 cm long).



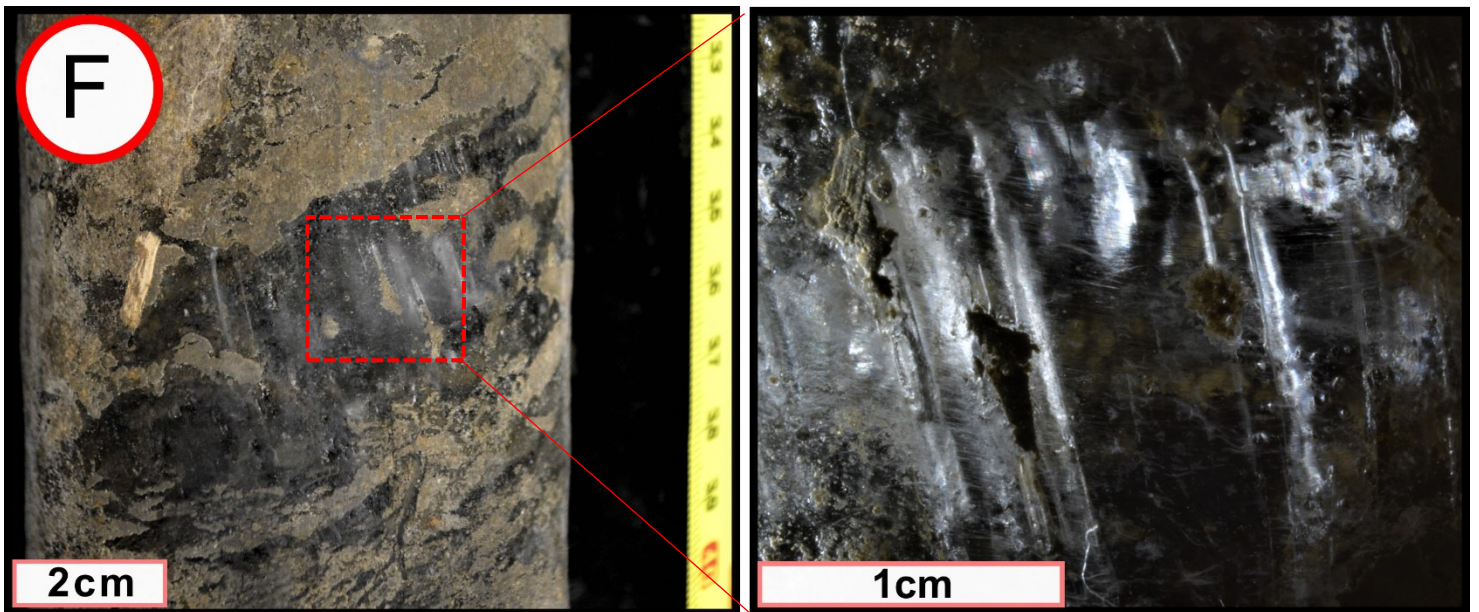
Sand and silt with ice lenses. Ice lenses are < 1 cm thick and vary in distance between 1-4 cm (see Annexe 3.1.1 W3-C). Between the ice lenses, sand and silt section have porous ice (visible and invisible).



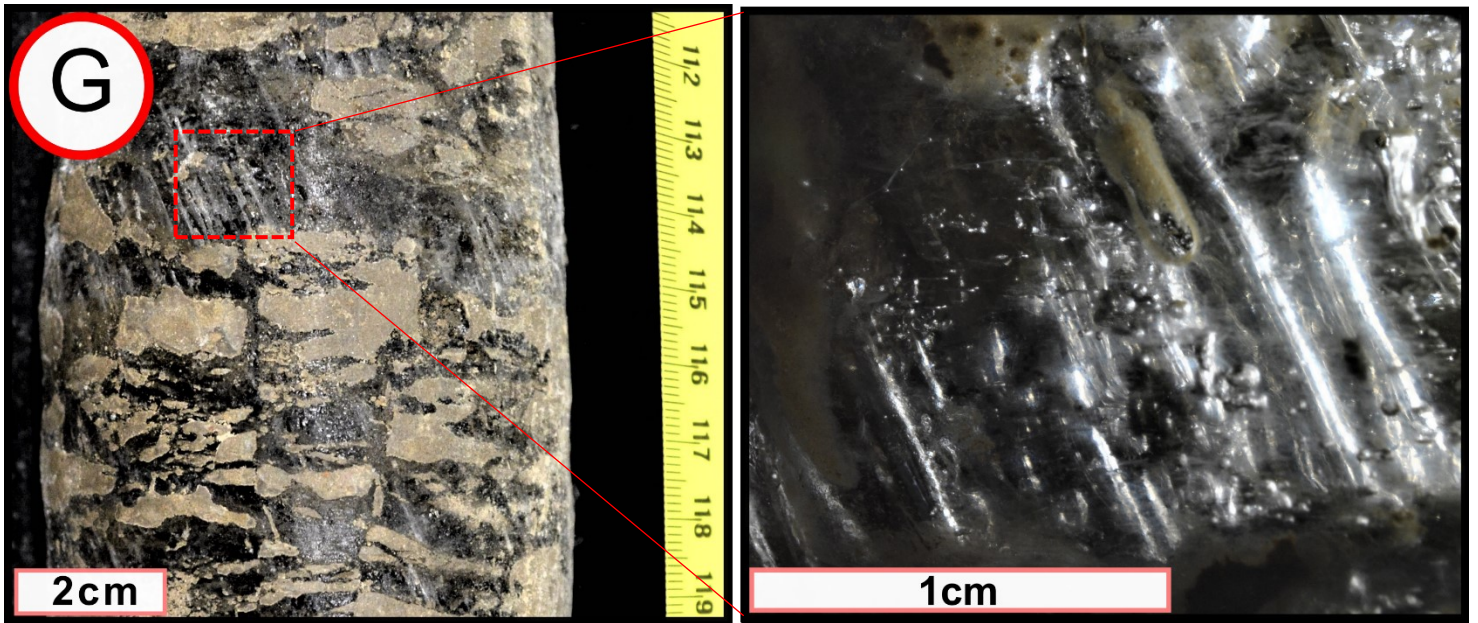
Organic-rich silt with vertical trains of bubbles (< 4 cm long) and mud aggregates



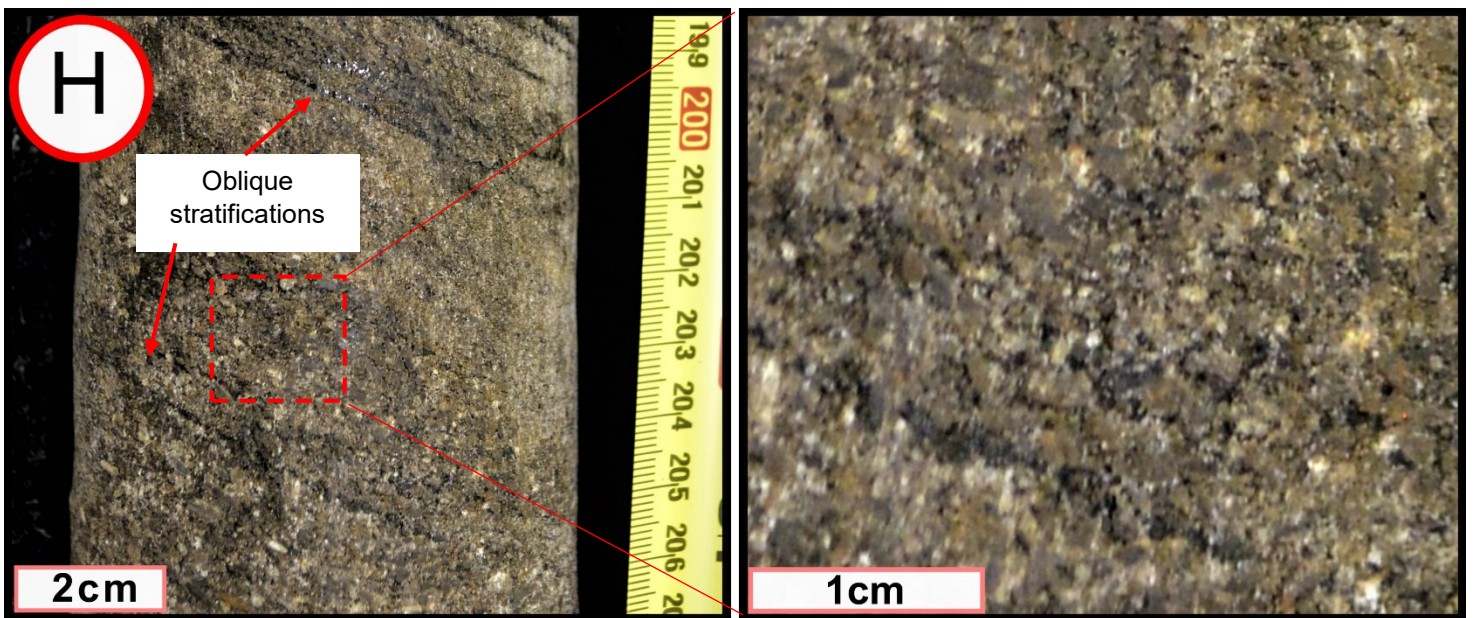
Organic-rich silt with thick ice lense (~ 5 cm) with vertical trains of bubbles (< 2.5 cm long).



Organic-rich silt with oblique ice lense (~ 2 cm thick) and oblique bubble trains (< 1cm).

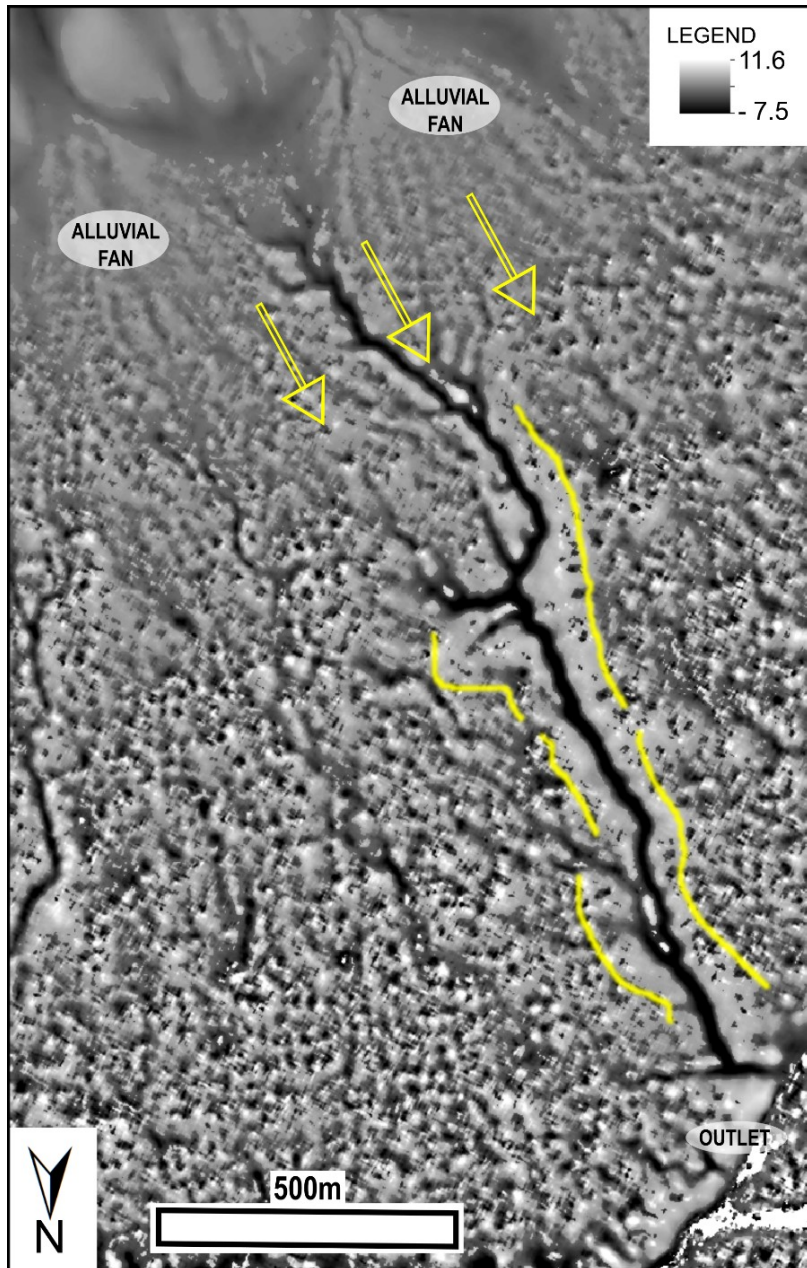


Silt with reticulate cryostructure where ice has oblique trains of bubbles (< 1 cm).



Stratified fine gravels and sands with porous ice.

Annexe 4. Normalized Topographic Position Index (NTPI) of the gully R05



The yellow arrows indicate the flow direction and the yellow lines help delineate the elevated polygons on the gully edge.

The normalized topographic position index (NTPI) uses a digital elevation model to perform a multi-scale topographic position analysis, considering the normalized elevation differences between the pixels, and at different scales (Lindsay et al. 2015). This analysis quantifies how elevated a location is compared with its surrounding. Therefore, it eliminates the effect of large-scale topographic gradient, that would mask the smaller scale topographic variations along the gully. The analysis was performed in the integrated

development environment (IDLE) for Python. The source code was extracted from the Whitebox GAT project website. Multi scale search radius was between 50 and 100 meters, with a step of 5 meters between each analysis. The DEM used to perform the analysis had a 2-meter resolution and was extracted from the Polar Geospatial Center from DigitalGlobe Inc. Imagery. The image shows how the terrain near the gully edge (drained polygons) are slightly more elevated than the surrounding low centered polygons.

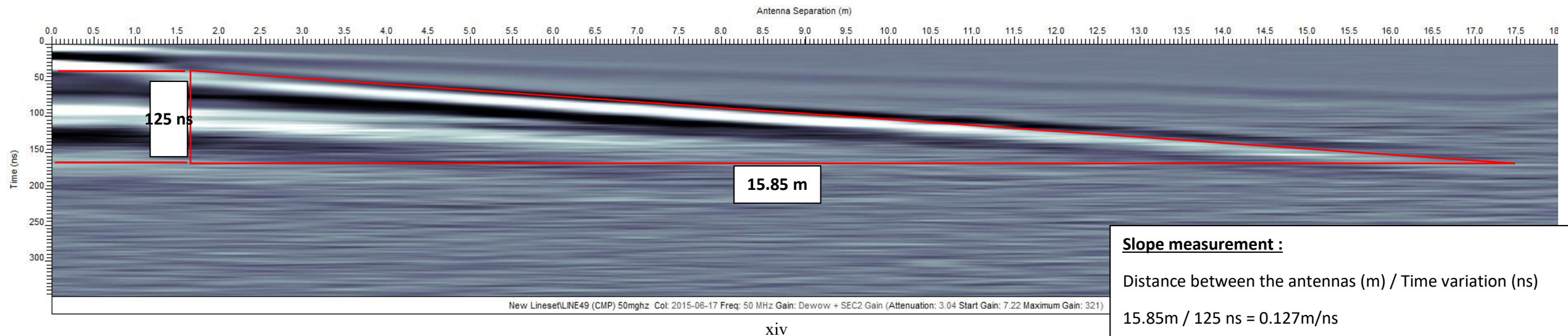
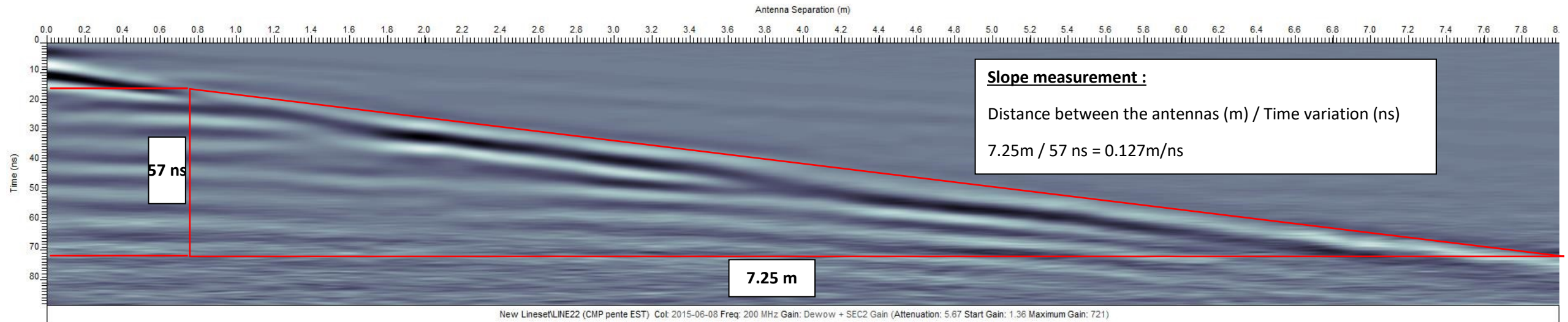
Annexe 5. Quantification of the soil area occupied by the drained polygons area excluding the ice-wedge network.

We needed to quantification the area occupied by the drained polygon, but we wanted to exclude the area occupied by the ice-wedges. This was necessary to further be able to extrapolate on the total latent heat content gained in the surface of permafrost in the drained polygons' area due to permafrost stabilization. Since we are not measuring the input of latent heat in the ice-wedge, we had to eliminate them from the calculation.

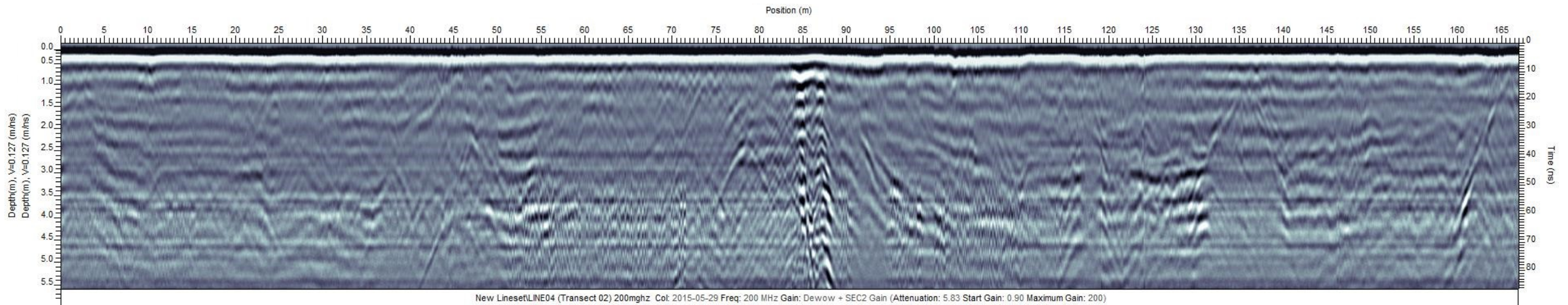
To measure the surface occupied by the ice-wedges in the drained polygons area, we used the manually mapped polyline created in ArcGIS 10.2.2 that contoured the network of ice-wedge cracks in the drained polygons area. We then used the *Buffer* tool to create a polygon from the polyline. Since the ice-wedges on the mean width of the ice-wedges on the terrace was 2.65 (estimated from the transversal coring of 2 ice-wedges measuring 2.5 and 2.8m), we fixed the buffer width of the vector at 1.325 m (half the mean width of the ice-wedge).

We then used the *Calculate Geometry* tool to measure the area occupied by the ice-wedge network (15 158m²). Finally, we subtracted the area occupied by the ice-wedges to the total area of the drained polygons (209 634) to obtain the total area occupied by the drained polygons without the area occupied by ice-wedges (194 476).

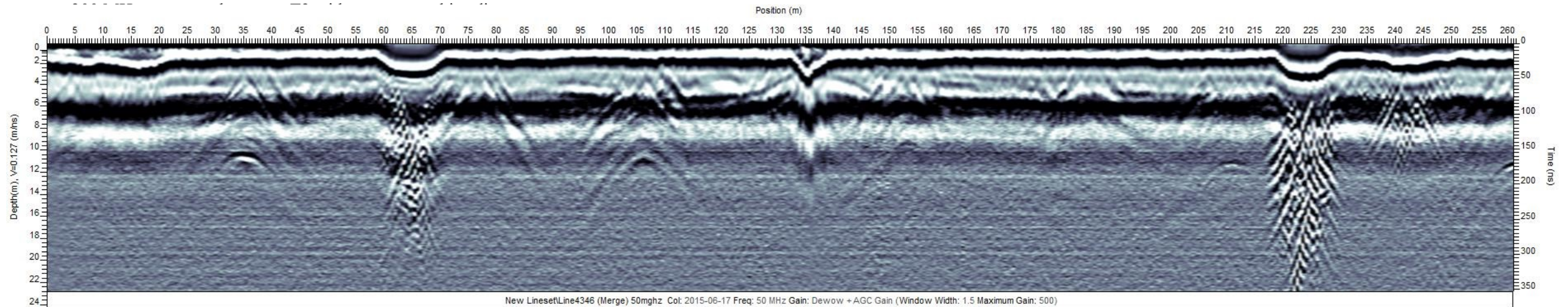
Annexe 6. CMP analysis at the study site. CMP analysis are used to infer the velocity of the electro-magnetic wave travelling in the host material, by taking velocity values while gradually spacing the antennas from one another. The signal therefore takes more and more time to travel from the transmitter antenna to the receiver antenna and that is seen as a slope in the GPR survey graph (see below). We then measure the slope of the reflections to extract the dielectric permittivity of the host material (velocity of the electromagnetic wave travel). The value, obtained in m/nanoseconds, is then used to transfer time value into depth value when interpreting our GPR profiles.



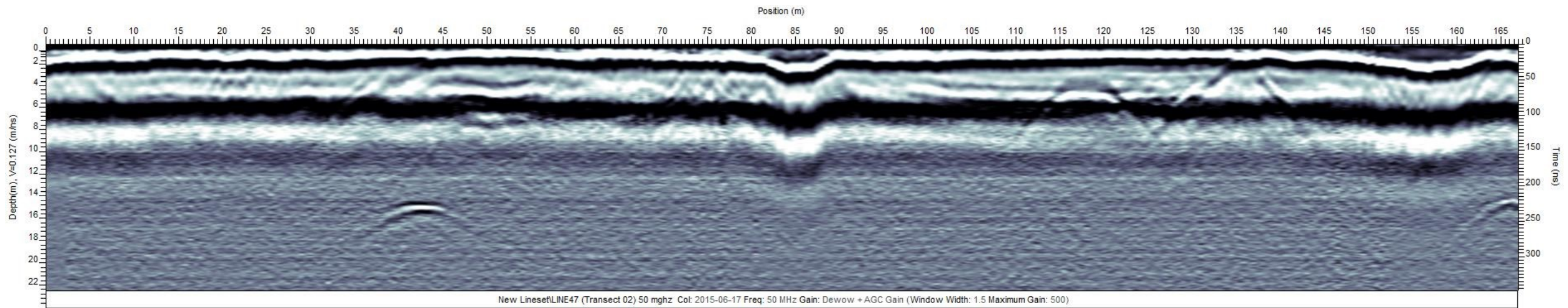
Annexe 7. Ground-penetrating radar transects. Ground-penetrating radar transect 1 (closer to the gully outlet) has been presented and analysed in the Figure 15. Here we present additional ground-penetrating radar profiles for the three main transects (T1, T2 and T3), with 200MHz antennas and 50 MHz antennas. Visualization of the reflections was optimal when using a SEC2 Gain (Spreading & Exponential Calibrated Compensation) on the 200 MHz profiles. This gain enhances the signal exponentially as we go deeper in the soil profile, to compensate for the signal strength loss with depth of the survey. The best gain for the 50 MHz profile was the AGC Gain (Automatic Gain control); it enhances the signal of lower strength reflections to equalize the GPR profile.



200 MHz transversal transect 1.

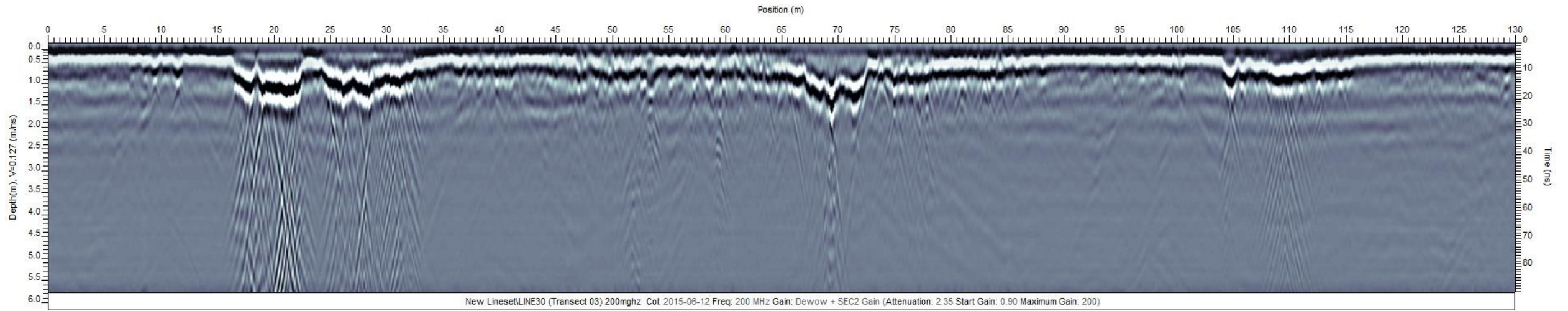


50 MHz transversal transect 1 with no topographic adjustment shown in Figure 15A.

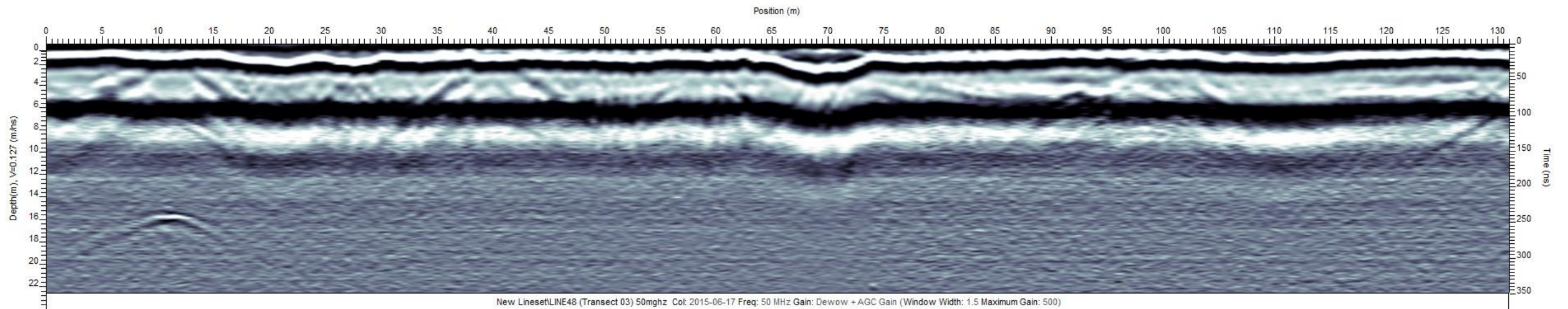


50 MHz transversal transect T2 with no topographic adjustment

P.S. 200 MHz transversal transect T2 with no topographic adjustment is not available due to technical problems during data acquisition.



200 MHz transversal transect T3 with no topographic adjustment.



50 MHz transversal transect T3 with no topographic adjustment.

