

Université de Montréal

Cryostratigraphie du pergélisol sensible au dégel
Outil d'aide à l'élaboration et à l'adaptation de l'environnement
bâti de la communauté de Puvirnituk (Nunavik)

par
Katryne Larrivée

Département de géographie
Faculté des Arts et Sciences

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

Décembre 2016

© Katryne Larrivée, 2016

Résumé

Au Nunavik, l'augmentation des températures atmosphériques en lien avec les changements climatiques influence la capacité portante du sol en modifiant le régime thermique de la couche active et du pergélisol. Selon la nature du sol et des cryostructures, les processus de fluage et tassement différentiel du sol peuvent être considérables. La forte croissance démographique au Nunavik nécessite la construction de plusieurs nouvelles unités d'habitation. La présente étude a produit des outils pour permettre un aménagement durable du territoire par l'interprétation géomorphologique du paysage et l'étude des propriétés géotechniques des cryofaciès qui compose la cryostratigraphie des unités géomorphologiques de Puvirnituk afin d'estimer le comportement du pergélisol au dégel.

Trois unités géomorphologiques principales ont été distinguées sur le territoire. Le socle rocheux est stable au dégel ainsi que les dépôts minces qui le recouvrent puisqu'ils sont contenus dans la couche active (unité P1). Le till remanié est dominé par du sable pauvre en glace, lui conférant une stabilité, mais les moraines de De Geer pourraient incorporer des dépôts marins riches en glace à l'intérieur d'un till remanié (unité P2). Les dépressions comblées de dépôts marins et littoraux sont probablement situées sur du till remanié mais contiennent une zone de transition riche en glace entre ~0,9 et 1,7 m de profondeur, excluant les possibilités de construction (unité P3).

La principale contribution à l'aménagement du territoire découlant de cette étude a été la production de deux cartes. La première présente la distribution des unités géomorphologiques sur l'ensemble du territoire, permettant d'identifier rapidement le potentiel d'aménagement de l'environnement de Puvirnituk; la seconde carte montre l'emplacement des moraines de De Geer au-delà du village. Ces données trouveront des applications dans l'évaluation de substrats pour l'expansion de l'environnement bâti de Puvirnituk et de granulats non-gélifs pour la construction des infrastructures construites sur remblais. Cette carte souligne l'importance de l'histoire Quaternaire sur les conditions actuelles de pergélisol.

Mots-clés : Géomorphologie périglaciaire, pergélisol, géotechnique, géocryologie, moraines de De Geer, changements climatiques, Québec, Nunavik, Puvirnituk.

Abstract

In Nunavik, a sustained increase of surface temperatures linked to climate change, affects the bearing capacity of the permafrost by modifying its thermal regime. Depending on the nature of the soil as well as its cryostructures, creep and differential thaw-settlement processes can be significant. The rapid demographic growth in Nunavik requires the construction of several new housing units. In order to estimate the behaviour of permafrost to thaw, this study has contributed to a sustainable land-use planning by the geomorphological interpretation of the landscape and the study of geotechnical properties of the different cryofacies that compose the geomorphological units of Puvirnituk.

Three main geomorphological units were distinguished within the territory. The bedrock is thaw-stable as well as the veneer of surficial deposits since they are contained within the active layer (P1 unit). The reworked till is dominated by ice-poor sand, providing a certain stability, but the De Geer moraines could incorporate ice-rich till and ice-rich thaw sensitive marine deposits (P2 unit). The depressions, filled with marine and littoral deposits, probably contain stable reworked till at the bottom but the presence of an ice-rich transition zone between ~0,9 and 1,7 m depth, makes this geomorphological unit improper for construction (P3 unit).

The principal contribution to landuse planning of this study is the production of two maps. The first presents the distribution of the geomorphological units over the entire territory, allowing for a quick identification of potential areas to support the development of Puvirnituk; the second map shows the location of De Geer moraines beyond the study area to extrapolate the result of this study to the landscape scale.

Keywords : periglacial geomorphology, permafrost, geotechnical properties, De Geer moraines, geocryology, climate change, Québec, Nunavik, Puvirnituk.

Table des matières

Table des matières	vii
Remerciements.....	xxiii
Avant-Propos.....	xxv
1. Introduction.....	1
1.1 Mise en contexte.....	1
1.2 Problématique	3
1.3 Objectifs de l'étude	6
1.3.1 Objectif général	6
1.3.2 Objectifs spécifiques.....	6
2. État des connaissances	7
2.1 Le pergélisol	8
2.1.1 Régime thermique.....	9
2.1.2 Zone de transition	11
2.1.3 Propriétés géotechniques.....	12
2.1.3.1 Propriétés physiques.....	12
2.1.3.2 Propriétés mécaniques.....	13
2.1.4 Glace dans le sol	14
2.1.4.1 Types de glace	14
2.1.4.2 Les cryostructures.....	16
2.1.5 Distribution au Québec.....	20
2.2 Les changements climatiques.....	23
2.2.1 Modifications des températures.....	25

2.2.2 Modifications des précipitations.....	27
2.3 Comportement et sensibilité du pergélisol aux changements climatiques	28
2.3.1 Pergélisols discontinus et isolés.....	29
2.3.2 Pergélisols continus.....	29
3. Site d'étude	33
3.1 Climat	35
3.2 Géologie du Quaternaire.....	35
3.3 Végétation.....	36
3.4 Pergélisol	37
4. Méthodologie	39
4.1 Analyse géomorphologique du paysage.....	40
4.1.1 Photo-interprétation et cartographie des unités géomorphologiques.....	40
4.1.2 Travaux de terrain	41
4.2 Approche par cryofaciès.....	42
4.2.1 Observation directe	43
4.2.2 Tomographie assistée par ordinateur.....	44
4.2.2.1 Acquisition des images	45
4.2.2.2 Traitement des images	46
4.3 Analyses géotechniques.....	48
4.3.1 Tassement au dégel et salinité.....	48
4.3.2 Teneur en eau et en glace	52
4.3.3 Analyses granulométriques et tests de consistance	53
4.4 Intégration des données dans un SIG.....	54
5. Résultats.....	55
5.1 Dépôts de surface.....	55
5.1.1 Le substrat rocheux	57
5.1.2 Les dépôts glaciaires	58
5.1.2.1 Till remanié (Tx).....	58
5.1.2.2 Dépôts glacio-marins.....	60
5.1.3 Les dépôts postglaciaires.....	61
5.1.3.1 Alluvions (Av)	61
5.1.3.2 Dépôts lacustres (L).....	62

5.1.3.3 Dépôts de plages actuelles (Mr)	62
5.1.3.4 Dépôts organiques (O/Mb).....	62
5.2 Géomorphologie.....	62
5.2.1 Moraines de De Geer.....	62
5.2.2 Gélifraction et soulèvement gélival.....	64
5.2.3 Cryoturbation	65
5.2.3.1 Cryoturbation dans les sédiments mal triés.....	65
5.2.3.2 Cryoturbation dans les dépôts fins homogènes.....	67
5.2.4 Fentes de gel.....	68
5.3 Cryostratigraphie des unités géomorphologiques.....	70
5.3.1 L'unité P1 - le roc et les dépôts minces sur roc.....	72
5.3.2 L'unité P2 - le till remanié et les moraines de De Geer	74
5.3.2.1 P2-CA : mélange de till délavé et de dépôts littoraux.....	76
5.3.2.2 P2-1 : cryofaciès de till remanié faible en glace.....	79
5.3.3 L'unité P3 - les dépôts marins	82
5.3.3.1 Cryostructures répertoriées à Puvirnituk.....	84
5.3.3.2 P3-CA : dépôts littoraux et pré-littoraux.....	89
5.3.3.3 P3-1 : cryofaciès de dépôts marins riches en glace.....	92
5.3.3.4 P3-2 : cryofaciès de dépôts marins faibles en glace.....	96
5.3.3.5 P3-CEN : cryofaciès de till remanié faible en glace.....	97
6. Discussion.....	99
6.1 Reconstruction géomorphologique du territoire de Puvirnituk.....	99
6.2 Formation des moraines de De Geer	103
6.3 Comportement et sensibilité du pergélisol aux changements climatiques	111
6.3.1 L'unité P1 - le roc et les dépôts minces sur roc.....	111
6.3.2 L'unité P2 - le till remanié et les moraines de De Geer	112
6.3.2.1 P2-CA : till délavé et dépôts littoraux.....	112
6.3.2.2 P2-1 : cryofaciès de till remanié faible en glace.....	113
6.3.2.3 Cas particulier des moraines de De Geer	114
6.3.2.4 Potentiel d'aménagement de l'unité P2.....	116
6.3.3 L'unité P3 - les dépôts marins et littoraux	119
6.3.3.1 P3-CA : dépôts littoraux et pré-littoraux.....	119
6.3.3.2 P3-1 : cryofaciès de dépôts marins riches en glace.....	120
6.3.3.3 P3-2 : cryofaciès de dépôts marins faibles en glace.....	120

6.3.3.4 P3-CEN : cryofaciès de till remanié faible en glace.....	121
6.3.3.5 Cas particuliers à considérer pour l'aménagement	122
6.3.3.6 Potentiel d'aménagement de l'unité P3.....	123
6.4 Limites et portée de l'étude.....	126
7. Conclusion	129
8. Références	133
Annexes.....	151

Liste des annexes

Abréviations utilisées dans les annexes.....	151
Annexe 1. Atlas des échantillons de forage	152
Forage PUV_F1.....	153
PUV_F1_094_116.....	153
PUV_F1_117_128.....	154
PUV_F1_131_138.....	155
PUV_F1_140_150.....	156
PUV_F1_162_176.....	157
PUV_F1_179_203.....	158
PUV_F1_206_243.....	159
PUV_F1_255_273.....	161
PUV_F1_280_300.....	163
PUV_F1_325_351.....	164
PUV_F1_363_371.....	166
PUV_F1_384_395.....	167
FORAGE PUV_F3	168
PUV_F3_052_065.....	168
PUV_F3_059_076.....	169
PUV_F3_081_094.....	170
PUV_F3_092_113.....	171
PUV_F3_115_127.....	172
PUV_F3_130_148.....	173
PUV_F3_155_171.....	174
PUV_F3_173_189.....	175
PUV_F3_203_207.....	176
PUV_F3_226_232.....	177
FORAGE PUV_F5	178
PUV_F5_059_072.....	178
PUV_F5_068_081.....	179
PUV_F5_083_094.....	180
PUV_F5_096_107.....	181
PUV_F5_106_118.....	182

PUV_F5_121_139	183
PUV_F5_138_167	184
PUV_F5_173_209	186
PUV_F5_207_229	188
PUV_F5_231_237	189
PUV_F5_243_263	190
PUV_F5_260_272	192
PUV_F5_298_315	193
PUV_F5_313_330	194
PUV_F5_331_366	195
PUV_F5_371_408	196
PUV_F5_423_433	198
PUV_F5_426_440	200
Annexe 2. Rapports de forage (tiré de L'Hérault <i>et al.</i>, 2013)	201
Rapport du forage PUV_F1	202
Rapport du forage PUV_F3	205
Rapport du forage PUV_F4	207
Rapport du forage PUV_F5	210
Annexe 3. Propriétés géotechniques des échantillons de forage.	213
Annexe 4. Propriétés géotechniques du till au fond de l'unité P3.....	215

Liste des tableaux

Tableau 1. Profil évolutif de la population et du nombre de logements à Puvirnituk	3
Tableau 2. Classification des types de cryostructures	19
Tableau 3. Détails sur les 4 types de pergélisol au Québec arctique et subarctique.	22
Tableau 4. Normales climatiques des TAMA et PTA pour les villages de référence	24
Tableau 5. Moyenne de l'écart à la normale climatique depuis 1948.....	26
Tableau 6. Moyennes mensuelles des températures atmosphériques à Puvirnituk	35
Tableau 7. Photographies aériennes utilisées pour l'analyse géomorphologique.....	41
Tableau 8. Propriétés géotechniques de la couche P2-CA	76
Tableau 9. Propriétés géotechniques de la couche P2-1	80
Tableau 10. Cryostructures répertoriées à Puvirnituk	86
Tableau 11. Propriétés géotechniques de la couche P3-CA.....	89
Tableau 12. Propriétés géotechniques de la couche P3-1.....	93
Tableau 13. Propriétés géotechniques de la couche P3-2.....	96
Tableau 14. Propriétés géotechniques de la couche P3-CEN	97
Tableau 15. Caractéristiques des moraines de De Geer en Europe	105
Tableau 16. Caractéristiques des moraines de De Geer en Amérique du Nord	106
Tableau 17. Potentiel d'aménagement des unités géomorphologiques	125

Liste des figures

Figure 1. Évolution de l'expansion domiciliaire du village de Puvirnituk entre 1960 et 2010.....	4
Figure 2. Mécanisme de construction d'un pergélisol syngénétique et épigénétique.....	9
Figure 3. Régime thermique du pergélisol.....	10
Figure 4. Représentation du pergélisol à trois couches.....	12
Figure 5. Distribution du pergélisol au Québec nordique.....	21
Figure 6. TAMA pour les villages de référence.....	23
Figure 7. Variation des TAMA des villages de référence.....	24
Figure 8. Comparaisons des écarts de température annuelle à la normale climatique	25
Figure 9. Écart à la normale des PTA pour le Canada et les villages de référence.....	28
Figure 10. Types d'appuis inventoriés à Puvirnituk	33
Figure 11. Carte des villages du Nunavik.....	34
Figure 12. Variation de la température du pergélisol à Puvirnituk	38
Figure 13. Exemple de la description d'une carotte de forage dans l'atlas	43
Figure 14. Coupe transversale d'une carotte de pergélisol	45
Figure 15. <i>SOMATOM® Sensation 64 CT</i> de la marque <i>Siemens</i>	45
Figure 16. Traitement des images tomodensitométriques	47
Figure 17. Cellule œdemétrique et installation des tests de tassement.....	49
Figure 18. Conductimètre Copenhagen modèle CDM83.	51
Figure 19. Répartition des différents dépôts de surface à Puvirnituk.....	56
Figure 20. Morphologie du substrat rocheux	57
Figure 21. Versant plus abrupt à l'est et plus faible à l'ouest des collines	58
Figure 22. Jonction entre le dépôt d'origine littorale et du till remanié.....	59
Figure 23. Jonction entre le till remanié et le substrat rocheux	59
Figure 24. Versant ouest et est de moraines de De Geer recouverte.....	63
Figure 25. Roc fracturé et soulevé par l'action du gel	64
Figure 26. Triage dans différents types de dépôts de surface à Puvirnituk.....	66
Figure 27. Thufurs dans des dépôts littoraux et pré-littoraux	68
Figure 28. Exemples de fentes de gel.....	69
Figure 29. Répartition spatiale des unités géomorphologiques à Puvirnituk	71
Figure 30. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P1	73
Figure 31. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P2	75
Figure 32. Enveloppe texturale des échantillons de la couche cryostratigraphique P2-CA.....	77

Figure 33. Enveloppe texturale des échantillons de la couche cryostratigraphique P2-1.....	78
Figure 34. Environnement du forage PUV_F4.....	79
Figure 35. Sondage réalisé dans une moraine de De Geer	81
Figure 36. Dépression P3 au contact de l'unité P1 et de l'unité P2	82
Figure 37. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P3	83
Figure 38. Comparaison des méthodes de mesure de la teneur volumétrique en glace	85
Figure 39. Profils cryostratigraphiques des forages effectués dans l'unité P3	88
Figure 40. Dépôts caractéristiques de la couche cryostratigraphique P3-CA	90
Figure 41. Enveloppe texturale des échantillons de la couche cryostratigraphique P3-CA.....	91
Tableau 12. Propriétés géotechniques de la couche P3-1.....	93
Figure 42. Teneur volumétrique en glace, proportion des particules fines et salinité des forages ..	94
Figure 43. Enveloppe texturale des dépôts caractéristiques des cryofaciès P3-1 et P3-2	95
Figure 44. Enveloppe texturale des échantillons de la couche cryostratigraphique P3-CEN	98
Figure 45. Contraintes et érosion du socle rocheux; relâchement et déposition de till	100
Figure 46. Modèle de formation proposé des moraines de De Geer à Puvirnituk	108
Figure 47. Variation de la granulométrie et limites d'Atterberg de la couche P2-1.....	113
Figure 48. Enveloppe texturale des dépôts marins et des dépôts fins d'une moraine de De Geer ..	114
Figure 49. Distribution des moraines de De Geer sur le territoire à l'étude	118
Figure 50. Variation dans l'unité P3 de la teneur en glace et des limites d'Atterberg.....	122

Liste des équations

[1] Calcul de l'épaisseur totale du pergélisol.....	11
[2] Détermination de l'Intensité Tomographique d'un échantillon	44
[3] Rayon de la base d'une carotte de forage d'après la circonférence	50
[4] Volume d'une carotte de forage.....	50
[5] Calcul du tassement au dégel d'une carotte de forage.....	50
[6] Estimation de la température de fusion de la glace d'après sa salinité en ppm	52

Liste des symboles

δ	:	tassement au dégel
C	:	circonférence moyenne mesurée d'un l'échantillon gelé (mm)
G_g	:	gradient géothermique ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)
h	:	hauteur moyenne de l'échantillon gelé (mm)
LL^n	:	limite de liquidité pour un test
LL	:	limite de liquidité
N	:	nombre de tours de manivelle (Atterberg)
PI	:	index de plasticité
PL	:	limite de plasticité
r	:	rayon de la base
T_g	:	teneur gravimétrique en glace du sol (%)
T_s	:	température moyenne annuelle de la surface du sol ($^{\circ}\text{C}$)
T_v	:	teneur volumétrique en glace du sol (%)
T_z	:	température du sol ($^{\circ}\text{C}$)
μ	:	coefficient linéaire d'absorption de l'élément (tomodensitométrie)
μ_w	:	coefficient d'absorption linéaire de l'eau (tomodensitométrie)
V_d	:	volume de l'échantillon dégelé
V_g	:	volume de l'échantillon gelé
Z	:	profondeur (m)

Pour Ophélie-Anne :

« Rien n'est impossible. »

- Maître Oogway

Remerciements

La réalisation de ce projet de recherche n'aurait pas été possible sans la supervision de mon directeur, Daniel Fortier. Ses conseils, tant en laboratoire que durant les excursions de terrain, m'ont donné l'opportunité de développer ma créativité scientifique et mes compétences transversales. Merci Dan, je sais maintenant que malgré les *Katastrophes qui se présentent sur son chemin, le p'tit poulet bionique peut aller loin !*

À mes collègues du Géocryolab, avec qui je partage bien plus qu'un environnement de travail : vous avez su m'accompagner et me soutenir durant ce périple. Vous m'avez fait comprendre que je dois être fière de mon extraordinaire façon d'exister, mais qu'il est important le matin d'attendre que les autres soient réveillés avant de commencer à parler. Je remets une mention spéciale aux Michel (Pouquette et Sliger), sans qui les travaux de terrain 2010 n'auraient pas été aussi satisfaisants. Merci pour votre acharnement les boys!

Merci à Chantal, dont l'humilité m'a inspirée. Tu m'as appris que les erreurs sont bénéfiques et qu'elles ne signifient pas que l'on a échoué, mais simplement que l'on doit se tourner vers d'autres options et que, dans l'fond, *ç'pas grave si on comprend pas toute, you know !*

Merci à mon ami Simon, qui m'a fait comprendre que la satisfaction d'avoir accompli une tâche est proportionnelle aux difficultés à affronter pour y arriver. Tu es la première personne à avoir cru que je pouvais aller loin, et que, même sans *limo* qui peut voler, je suis capable de me *valmorphanser*.

Merci à ma meilleure amie Katerine qui m'a aidé jusqu'au bout. Je te remercie de m'avoir montré comment *pondre des rainbows sans me faire de saucisses*. En outre, une chance que tu as été là pour m'écouter pleurer lorsque je croyais que tout était fini puisque je n'y serais

jamais arrivée sans tes encouragements à ne pas viser la perfection. Conséquemment, on peut dire que moi aussi je t'aime (*pas d'clin d'oeil*).

Merci à ma famille, mes parents, mes frères et ma sœur adoptive qui m'ont supporté financièrement, par des cadeaux nutritifs, des tapes dans le dos, des services, des déménagements, des lifts, des encouragements et j'en passe. Je vous en dois beaucoup!

Je tiens aussi à remercier tous les gens qui m'ont aidée de loin ou de proche. Par des actions concrètes ou secrètes, ont écouté mes soupirs ou envoyé des sourires.

Et finalement, merci à ma douce Ophélie-Anne, pour qui je me suis embarquée dans cette épopée. Sans toi, je ne serais jamais retournée aux études et je tiens à ce que tu saches que tu as représenté ma plus grande source de motivation. Tu m'as dit un jour que tu voulais éduquer tes enfants comme moi je l'ai fait. Et bien moi, je te souhaite d'avoir des enfants aussi sages que tu l'es. Je te remercie pour ta patience et ta compréhension. Je n'y serais jamais arrivée sans ton soutien Doudou et je souhaite que mon histoire t'insuffle l'envie de te dépasser !

Avant-Propos

À moins d'avis contraire, tous les tableaux, cartes et figures ont été créés spécifiquement pour cette recherche, à partir d'analyses et de travaux effectués dans le cadre de l'Initiative de Collaboration pour l'Adaptation Régionale (ICAR). Le projet a été financé par Ressources naturelles Canada et géré par le consortium Ouranos, regroupant des chercheurs de l'Université de Montréal ainsi que de l'Université Laval. Les résultats ont été présentés dans un rapport rédigé par L'Hérault *et al.* (2013) : *Production de cartes prédictives des caractéristiques du pergélisol afin de guider le développement de l'environnement bâti pour quatre communautés du Nunavik.*

1. Introduction

1.1 Mise en contexte

Au cours du 20^e siècle, la température atmosphérique a subi des modifications à l'échelle mondiale qui, bien que non uniforme, suit une tendance à la hausse depuis les années 1950 (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Les régions situées aux hautes latitudes sont les plus touchées (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Entre 1900 et 2003, tandis que l'augmentation équivalait à 0,06 °C/décennie pour l'ensemble de l'hémisphère nord, les valeurs mesurées entre les 60^e et 90^e parallèles ont augmenté en moyenne de 0,09 °C/décennie (Arctic Climate Impact Assessment, 2005).

Au Canada, entre 1950 et le début des années 1990, les températures ont augmenté au nord-ouest du pays, alors qu'elles se sont refroidies au nord-est (Zhang *et al.*, 2000b; Allard *et al.*, 2007a; Allard *et al.*, 2007c). Au Nunavik, nord du Québec, les températures atmosphériques ont commencé à augmenter après 1992 pour dépasser les moyennes saisonnières à partir de 1995 (Allard *et al.*, 2007b). Selon les modélisations numériques du climat, pour la période comprise entre 1941 et 2070, l'augmentation prévue des températures sur la côte est de la baie d'Hudson pourrait atteindre 4°C (Gagnon et Gough, 2005; Sushama *et al.*, 2006).

Au Canada, le pergélisol s'étend sur environ 4 000 000 km² (Smith et Burgess, 2004), correspondant à près de 50 % des terres émergées (Zhang *et al.*, 2000a; Smith *et al.*, 2010). Le régime thermique du pergélisol dépend majoritairement d'un équilibre entre le flux géothermique et la température atmosphérique moyenne annuelle (TAMA) qui doit être égale ou inférieure à 0 °C (Williams et Smith, 1989; French, 2007). En région de pergélisol continu, une augmentation de la TAMA induit un approfondissement de la couche active et un

amincissement du pergélisol, tant à partir du haut, que du bas (French, 2007). D'autres facteurs peuvent influencer le régime thermique du pergélisol : la nature et la conductivité thermique du sol, la composition et l'organisation de la flore, l'hydrologie, l'humidité du sol et les propriétés thermiques en combinaison avec l'épaisseur moyenne annuelle du couvert nival (Williams et Smith, 1989; French, 2007; Shur et Goering, 2009). La combinaison de ces facteurs influence la formation de la glace dans le sol en générant les conditions spécifiques pour la croissance de veines de glace, de glace interstitielle ou de glace de ségrégation. Combinée à l'augmentation des TAMA, la variation de ces facteurs influence aussi la dégradation du pergélisol.

La construction et l'entretien d'infrastructures peuvent aussi favoriser la dégradation du pergélisol sous-jacent, même dans un contexte de stabilité climatique (Jin *et al.*, 2006; Instanes et Anisimov, 2008; de Grandpré, 2012; Grandmont *et al.*, 2015). Dans la majorité des cas, la cause des problèmes d'ingénierie et de géotechnique est liée à l'eau et à la glace contenues dans le sol qui peuvent générer du soulèvement et des tassements différentiels lors des cycles de gel et de dégel, ou de dégradation du pergélisol, et éventuellement une modification de la capacité portante du sol par la diminution de sa cohésion interne (Williams et Smith, 1989; French, 2007; Stephani *et al.*, 2010).

La dégradation du pergélisol et la diminution de sa capacité portante sont des faits avec lesquels les Inuits du Nunavik doivent maintenant composer puisque cette tendance persistera dans le futur selon les scénarios de changements climatiques (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). L'étude du pergélisol comme partie intégrante d'un géosystème, permet une caractérisation rigoureuse de ses propriétés et une compréhension de son comportement au dégel (Stephani *et al.*, 2014). Afin de déterminer la stabilité du pergélisol sous les infrastructures existantes et dans les secteurs prévus pour l'expansion domiciliaire, le territoire de Puvirnituk a été étudié selon une approche multidisciplinaire, combinant la géomorphologie périglaciaire, la géocryologie et la géotechnique des sols.

1.2 Problématique

La communauté de Puvirnituk, située sur le territoire du Nunavik, a subi d'importants changements socioéconomiques depuis le milieu du XXe siècle se traduisant par une importante hausse de sa population. Le dernier recensement de la population en 2011 dénombrait 1692 habitants, dont 300 non autochtones, soit une augmentation de 62 % par rapport à celui de 1991, premier recensement officiel disponible en ligne (Tableau 1) (Statistique Canada, 2013). En outre, bien qu'elles soient approximatives, des valeurs en provenance de l'Association coopérative de Povungnituk (1965) permettent d'appuyer le caractère exceptionnel de la croissance démographique locale atteignant en 2011 un taux estimé de 745 % par rapport à 1956.

Tableau 1. Profil évolutif de la population et du nombre de logements à Puvirnituk. (Association coopérative de Povungnituk, 1965; Statistique Canada, 1993, 2006, 2013; Duhaime *et al.*, 2015)

PROFIL ÉVOLUTIF DE PUVIRNITUQ	1956	1965	1991	1996	2001	2006	2011
	Association coopérative de Povungnituk, 1965		Statistique Canada, 1993, 2006, 2013; Duhaime <i>et al.</i> , 2015				
Population totale	~200 *	~545 *	1047	1169 (+11,6%)**	1287 (+10,1%)**	1457 (+13,2%)**	1692 (+16,1%)**
< 19 ans	-	-	-	-	47,70%	50%	58,50%
Nombre de logements	-	-	180	-	313	372	390
Nécessitant des réparations majeures	-	-	-	-	-	202 (54,4%)	180 (46,2%)

*Les valeurs proviennent d'un catalogue d'art inuit et ne sont qu'à titre indicatif, la communauté n'ayant pas encore fait l'objet à l'époque d'un recensement officiel.

**Correspond à l'augmentation depuis le recensement précédent.

Le quart des ménages est composé d'au moins 6 personnes et 49 % des Inuits vivent dans des logements surpeuplés (Administration régionale Kativik, 2012). La Figure 1 illustre l'accroissement de l'étalement du village depuis les années 1960 jusqu'en 2010. Puisqu'actuellement plus de 50 % des habitants sont âgés de moins de 18 ans, les prévisions démographiques prévoient une augmentation du taux de croissance démographique de 16 à 21 % jusqu'en 2031 (Sirois et Montminy, 2007; Société d'habitation du Québec, 2013; Statistique Canada, 2013). Conséquemment, afin de répondre aux besoins grandissants en

matière de logement de cette communauté, de nombreuses nouvelles unités d'habitation devront être construites.

Toutefois à Puvirnituk, l'expansion du domaine bâti doit s'effectuer sur un sol pergélisolé qui requiert des méthodes de construction adaptées à ce type d'environnement. L'installation d'infrastructures sans études préalables sur les conditions du pergélisol peut mener à une accélération de sa dégradation et à la déstabilisation des infrastructures. Par exemple, dans les années 1980 à Salluit, un village situé à 250 km au nord-est de Puvirnituk, deux infrastructures importantes n'ont jamais pu être utilisées à cause de tassements différentiels engendrés par un choix d'approche conceptuelle mal adapté (Allard *et al.*, 2010). Puis, en 1998, des détachements de la couche active dans une zone d'argiles sensibles riches en glace, ont obligé le transfert d'une vingtaine de maisons nouvellement construites.

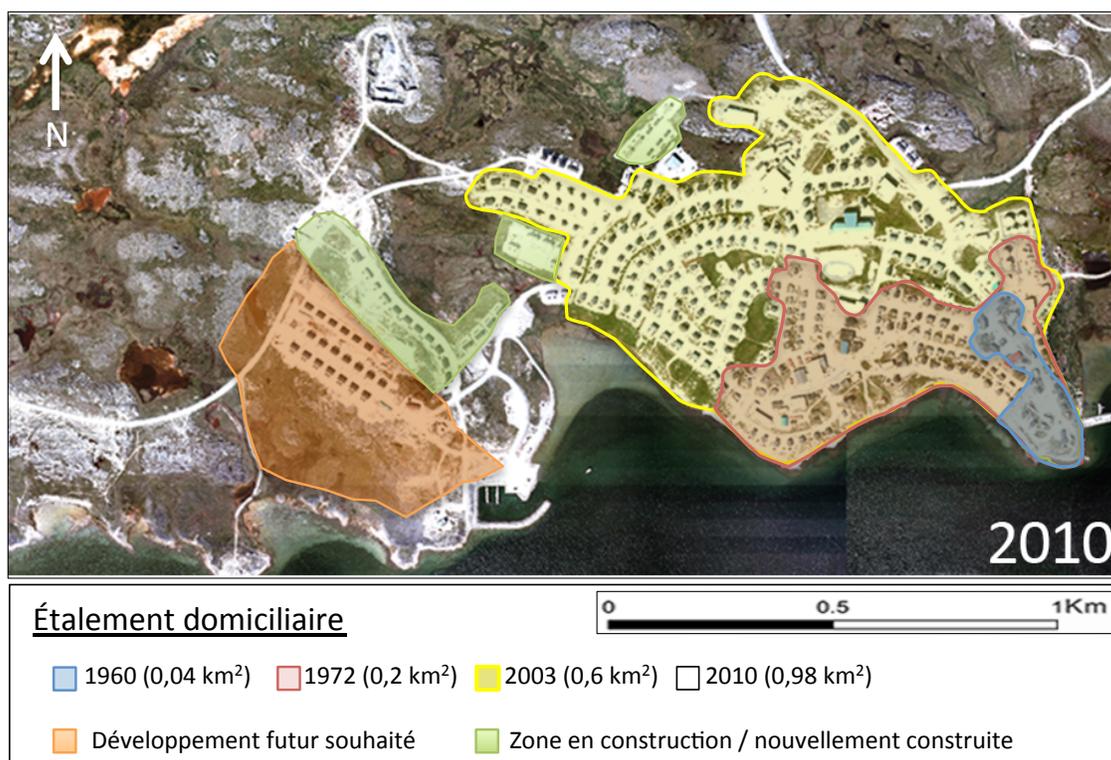


Figure 1. Évolution de l'expansion domiciliaire du village de Puvirnituk depuis 1960 jusqu'en 2010 (image de fond) et emplacement des zones d'expansion privilégiées et en construction à l'été 2010 (adapté de Allard et Fortier, 2011).

La zone privilégiée d'expansion actuelle est établie à l'ouest du village de Puvirnituk (zone orange hachurée sur la Figure 1), sur des affleurements rocheux considérés comme stables au dégel, ainsi que sur des dépôts glaciaires potentiellement susceptibles de subir des tassements différentiels au dégel (Allard *et al.*, 2007a; Allard et Fortier, 2011). Considérant que des signes de dégradation ont déjà été observés à Puvirnituk et qu'une mauvaise gestion de l'aménagement peut mener à des événements de relocalisation tels que survenus à Salluit, il importe de bien cibler les zones à proscrire pour l'installation de nouvelles unités d'habitation avec des résultats qui intègrent l'état actuel du pergélisol dans son contexte géomorphologique ainsi qu'une estimation de son comportement futur dans un contexte de changements climatiques (Grandmont *et al.*, 2012a; Grandmont *et al.*, 2012b).

1.3 Objectifs de l'étude

1.3.1 Objectif général

Ce projet a pour objectif principal de contribuer à l'aménagement durable du territoire de Puvirnituk en évaluant son potentiel d'aménagement selon une approche multidisciplinaire qui examine le pergélisol comme un élément dynamique du géosystème, tout en mettant l'accent sur les zones à proscrire, dans le but d'adapter rapidement l'aménagement actuel.

1.3.2 Objectifs spécifiques

1. Diviser les dépôts de surface du territoire en unités géomorphologiques caractéristiques des différents environnements de sédimentation, à l'aide des informations provenant de la littérature, de la photo-interprétation, de l'échantillonnage et de l'observation des processus géomorphologiques.
2. Déterminer la cryostratigraphie du pergélisol et caractériser les propriétés géotechniques des différents cryofaciès dans les unités géomorphologiques à sédiments fins, potentiellement instables au dégel, par des forages et des analyses spécifiques en laboratoire.
3. Définir la sensibilité du pergélisol de chaque unité géomorphologique, en estimant leur comportement au dégel et la possibilité que leur état soit modifié, suivant les changements climatiques locaux et les propriétés géotechniques héritées des environnements passés.

2. État des connaissances

Le climat de la planète subit des modifications desquelles ressort une tendance vers un réchauffement planétaire plus marqué vers les pôles (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Dans ces régions, les problèmes qui touchent actuellement les infrastructures sont majoritairement associés à la fonte de la glace dans le sol et au gel de l'eau, qui s'accompagne d'une augmentation de près de 9 % de son volume, ainsi qu'à la formation ou l'enfouissement de quantité significative de glace en excès. Lors du dégel du sol, des tassements s'effectuent de façon différentielle par des déplacements aussi bien verticaux que latéraux en fonction de plusieurs facteurs dont notamment : la température et le type de sol, la pente, la distribution de la glace dans le sol et le drainage. La planification de l'aménagement du domaine bâti des régions aux hautes latitudes doit considérer cette réalité afin de s'adapter durablement aux modifications environnementales prévues pour les prochaines années.

Dans ce chapitre, il sera question du pergélisol ainsi que des différentes couches caractéristiques qui le composent. Une attention particulière sera portée sur les types de glace et la cryostratigraphie. Ensuite, les modifications observées du climat depuis le milieu du 20^e siècle. Puis, l'impact des changements climatiques sur la stabilité du pergélisol sera expliqué par la mise en évidence de sa sensibilité et du comportement attendu selon différentes propriétés géotechniques.

2.1 Le pergélisol

Le pergélisol se définit comme l'état d'un sol, meuble (organique ou minéral) ou cohérent, qui se maintient à une température égale ou inférieure à 0 °C pendant au moins deux années consécutives (Harris *et al.*, 1988; Muller *et al.*, 2008). Cette définition a été élaborée afin de le distinguer des sols gelés saisonnièrement et d'insister sur le fait que le pergélisol est d'abord une condition thermique du sol, peu importe sa composition (Gold et Lachenbruch, 1973; French, 2007).

Le pergélisol est souvent caractérisé par la présence de glace. Cependant la présence de glace n'est pas indispensable puisque le pergélisol peut être sec, tel que dans les régions particulièrement arides ou dans les sols à porosité quasi nulle, ou contenir de l'eau à l'état liquide malgré une température sous 0 °C, tel que dans les cryopegs et certains types de taliks. La cause de cet état dit « cryotique » est l'abaissement du point de congélation engendré essentiellement par la granulométrie des sédiments, la présence de sels minéraux dissous ou une forte pression exercée sur l'eau (Gold et Lachenbruch, 1973; Harris *et al.*, 1988; French, 2007). Lorsqu'un pergélisol contient de la glace, plusieurs types sont susceptibles de se développer, suivant la quantité d'eau disponible dans le sol, la vitesse de l'engel, la granulométrie et la géochimie des sédiments (Harris *et al.*, 1988; French, 2007; French et Shur, 2010). L'organisation que prennent les différents types de glace ainsi que leur quantité représente la cryostructure d'un sol gelé (Murton et French, 1994; French et Shur, 2010).

Selon son mode d'engel, un pergélisol peut être syngénétique, épigénétique ou quasi-syngénétique. Un pergélisol syngénétique (Figure 2A) correspond à une accumulation de sédiments dans un environnement permettant un gel synchrone à la genèse du dépôt. Le pergélisol se construit vers le haut, tant qu'il y a un apport sédimentaire (Harris *et al.*, 1988; French, 2007). Un pergélisol quasi-syngénétique est engendré par la modification de la composition du sol (e.g. succession végétale à la surface et développement d'un horizon organique) qui permet la remontée d'un pergélisol préalablement établi (Mackay, 1972; Ping *et al.*, 2004; Kanevskiy *et al.*, 2013). Un pergélisol épigénétique (Figure 2B) est le gel à partir de la surface d'un dépôt déjà sédimenté. (Harris *et al.*, 1988; French, 2007).

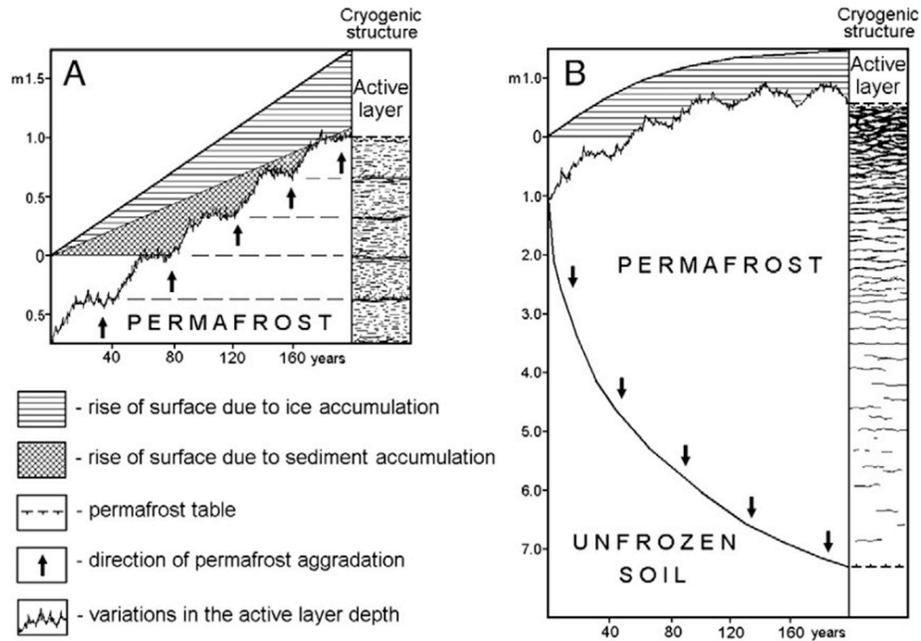


Figure 2. Mécanisme de construction d'un pergélisol A) syngénétique et B) épigénétique. (Figure préparée par M. Kanevskiy dans French et Shur, 2010)

2.1.1 Régime thermique

La présence de pergélisol est le résultat d'un bilan thermique négatif dans les régions où les TAMA sont égales ou inférieures à 0 °C (Williams et Smith, 1989; French, 2007). La variation de la température annuelle moyenne du sol (TAMS) diminue avec la profondeur (Figure 3) (Harris *et al.*, 1988; French, 2007). La profondeur à laquelle la TAMS est presque nulle est identifiée comme la profondeur de l'amplitude annuelle nulle. En deçà de cette profondeur, la chaleur en provenance de la terre (flux de chaleur géothermique) est continuellement supérieure à celle perdue vers la surface. Au-dessus du plafond du pergélisol, on retrouve la couche active qui est soumise au gel et au dégel saisonniers. À la base du pergélisol, juste avant que le sol soit non gelé en permanence, une augmentation de la salinité et de la pression de l'eau favorise la présence d'un sol en état cryotique que l'on nomme « cryopeg basal ».

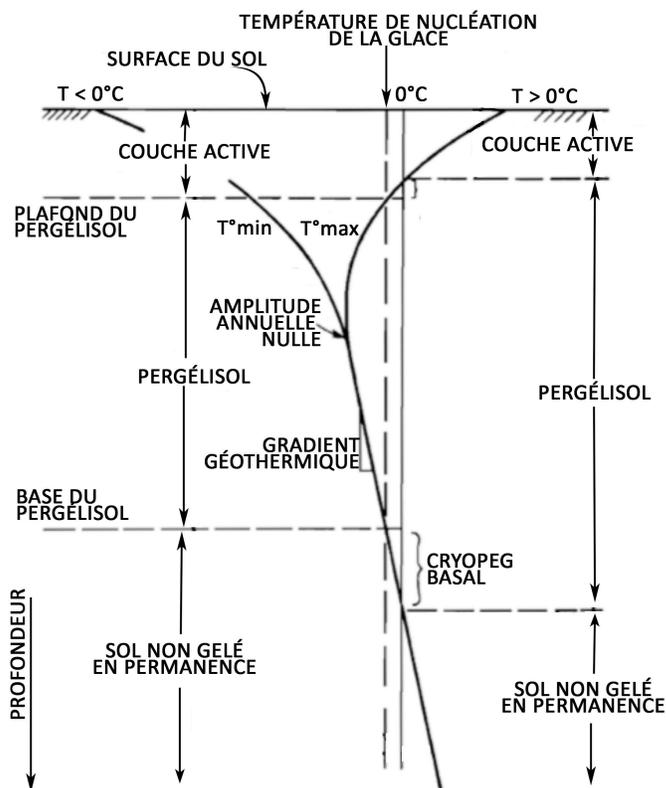


Figure 3. Régime thermique du pergélisol. L'abscisse représente la température à une profondeur identifiée en ordonnée. Les deux courbes correspondent aux extrêmes de températures enregistrées dans le sol. La portion supérieure de la courbe de droite située au-delà de 0 °C correspond à la couche active. (modifié de Harris *et al.*, 1988)

L'épaisseur de la couche active varie annuellement selon les fluctuations de la température atmosphérique et du couvert nival ainsi qu'en fonction du type de sol (propriétés thermiques des sédiments), de la quantité d'eau dans le système hydrologique et du type de végétation locale. Pour un même type de sédiment, l'épaisseur de la couche active varie selon la latitude. En général, elle est plus mince dans les régions polaires que subpolaires, car la TAMA y est plus basse.

L'épaisseur du pergélisol dépend de l'histoire géologique locale, de la nature du sol et de ses propriétés thermiques, sa porosité, l'humidité et la quantité d'eau libre, le type et l'épaisseur du couvert végétal, la qualité du drainage, l'épaisseur moyenne annuelle du couvert nival et l'aménagement des infrastructures à proximité (Williams et Smith, 1989; French, 2007; Shur et Goering, 2009). De façon générale, différentes régions à TAMA équivalentes présentent une

épaisseur de pergélisol semblable ou égale (French, 2007). Cette épaisseur peut être calculée à l'aide d'une équation [1] dont la réponse est la profondeur pour une température de sol donnée. En cherchant la profondeur (Z) où la température (T_z) est égale à 0 °C (isotherme 0 °C correspondant à la base du pergélisol, voir Figure 3), ce calcul permet de déterminer l'épaisseur totale du pergélisol :

$$T_z = T_s + G_g * Z \quad [1]$$

où :

T_z = température du sol (°C)

T_s = température moyenne annuelle de la surface (°C)

G_g = gradient géothermique (°C m-1)

Z = la profondeur (m)

2.1.2 Zone de transition

La portion supérieure du pergélisol et la couche active sont toutes deux affectées par les changements de saisons, mais seule la couche active dégèle complètement. La profondeur de son dégel, qui correspond à la jonction entre les deux couches, fluctue en fonction des changements de température atmosphérique qui se produisent sur des périodes allant de dix à plus de cent ans. Afin d'expliquer cette fluctuation, un système à trois couches a été proposé en ajoutant une « zone de transition » (Shur *et al.*, 2005). Cette couche (Figure 4) possède non seulement des caractéristiques pouvant l'identifier au pergélisol, car sa portion inférieure reste gelée pendant plus de 2 années consécutives, mais aussi des caractéristiques de la couche active puisque sa portion supérieure dégèle à des profondeurs qui fluctuent annuellement selon le bilan thermique de surface (Bockheim et Hinkel, 2005).

La teneur en glace de la zone de transition croît en direction du pergélisol, soit vers le bas (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur *et al.*, 2005; Kanevskiy *et al.*, 2011). L'accroissement est dû au regel de l'eau, provenant de la fonte de la neige et du dégel estival de la glace contenue

dans la couche active, qui s'infiltré jusqu'à la portion inférieure de la zone de transition, au détriment de la portion supérieure qui s'appauvrit en glace.

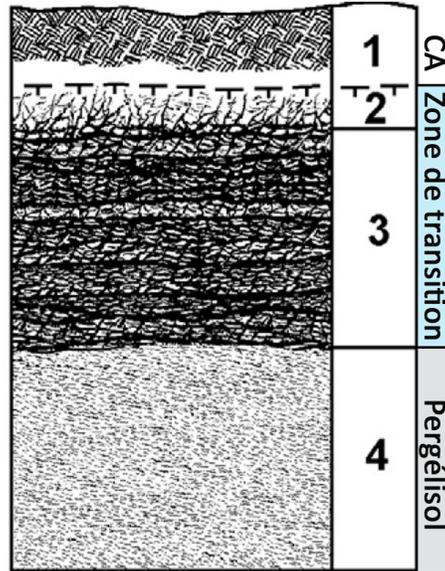


Figure 4. Représentation du pergélisol à trois couches. Légende : 1 – couche active, 2 et 3 – Zone de transition (2 – portion supérieure, 3- portion inférieure), 4 – pergélisol (modifié de French et Shur, 2010)

Les trois types de glace considérés dans cette étude – interstitielle, ségrégation et veine de glace, (voir section « 2.1.4 Glace dans le sol ») peuvent se retrouver dans la zone de transition du pergélisol et créer une zone sursaturée en glace (Bockheim et Hinkel, 2005). Les cryostructures qui s’y développent (suspendues ou *ataxitic*) se distinguent généralement de celles contenues dans le pergélisol sous-jacent, tant par leur géométrie que leur structure plus développée (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur *et al.*, 2005; Kanevskiy *et al.*, 2011).

2.1.3 Propriétés géotechniques

2.1.3.1 Propriétés physiques

En ingénierie, le sol est considéré comme un système à trois phases, composé de particules solides (minérales et organiques) entourées de vides remplis d’air et d’eau en proportions

variables (Holtz et Kovacs, 2010). Lorsque le sol est gelé, l'eau est présente sous forme liquide et solide en fonction de la granulométrie des particules minérales, de la température du sol et de sa salinité (Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004). Dans le cas d'un pergélisol, la glace est donc considérée comme une quatrième phase du sol, ayant des propriétés physico-mécaniques distinctes et liant entre elles les particules solides.

2.1.3.2 Propriétés mécaniques

La résistance aux contraintes d'un sol gelé surpasse la somme des résistances du sol et de la glace ((Ting, 1981) cité dans Williams et Smith, 1989; Andersland et Ladanyi, 2004). À court terme, un pergélisol sous contraintes sera effectivement plus solide qu'un sol non gelé tandis qu'à long terme il sera sujet à subir du fluage, car son comportement se rapprochera davantage de celui de la glace (Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004; Verreault, 2015).

Dans un sol gelé à température stable, le fluage est une déformation lente et irréversible découlant de l'application de contraintes élevées. Ce comportement s'explique par la présence d'eau adsorbée à la surface des particules solides, dont la teneur est conditionnée par la taille des particules et la salinité (Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004).

Les particules fines ont une surface spécifique permettant d'adsorber une plus grande quantité relative d'eau que les sols grossiers (Holtz et Kovacs, 2010). Une forte présence de sable augmente les frottements intergranulaires et la résistance du pergélisol tandis que la présence de dépôts fins diminue la cohésion entre les particules solides, à cause de l'eau adsorbée qui peut rester liquide jusqu'à des températures inférieures à -10 °C (Nixon et Lem, 1984; Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004).

La teneur en eau non-gelée augmente également avec la salinité (Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004). Lors du gel de l'eau, le processus de cristallisation expulse les particules

dissoutes en suspension qui se concentrent à la surface des particules solides, affectant la cohésion intergranulaire, et dans l'eau résiduelle, abaissant son point de fusion (Nixon et Lem, 1984; Andersland et Ladanyi, 2004).

2.1.4 Glace dans le sol

2.1.4.1 Types de glace

Le pergélisol est souvent caractérisé par la présence de différents types de glace selon la provenance et la quantité de l'eau disponible dans le sol, la vitesse de l'engel et la granulométrie des sédiments (Harris *et al.*, 1988; French, 2007; French et Shur, 2010). Selon le type de glace, un pergélisol en situation de dégel se comporte de différentes façons. Afin d'estimer le comportement au dégel du pergélisol, il est donc nécessaire d'identifier le type de glace dans le sol. Pour cette étude, trois types ont été retenus : la glace interstitielle, la glace de ségrégation et les veines de glace.

Glace interstitielle

La glace interstitielle (ou glace de porosité) correspond au gel rapide de l'eau libre dans les interstices d'un sol (Harris, 1986; Williams et Smith, 1989). Elle cimente les particules d'un sol à forte conductivité hydraulique et est plus commune dans les sols à grains grossiers (sable et gravier) que dans les sols à grains fins (silt et argile) (Konrad et Morgenstern, 1980; Murton et French, 1994; French, 2007). Il n'y a pas de glace en excès, car aucun déplacement d'eau n'est impliqué (French, 2007) et la teneur volumétrique en glace correspond à la porosité du type de sol lorsqu'il est non gelé (Kanevskiy *et al.*, 2013). Conséquemment, ce type de glace ne produit pas de soulèvement substantiel du sol et sa fonte ne conduit pas à des mouvements latéraux ou de subsidence (Mackay, 1972). Compte tenu du caractère imperméable du pergélisol sous-jacent, qui limite la pénétration de l'eau, la glace interstitielle est fréquente dans la couche active lorsqu'elle est gelée (Pissart, 1987; French, 2007; Bray, 2008b; French et Shur, 2010). Les cryostructures associées à ce type de glace sont dites interstitielles (voir *porous*, Tableau 2).

Glacé de ségrégation

La glace de ségrégation dans un sol se forme au front de gel qui pénètre lentement dans le sol et s'explique par deux processus : la capillarité et l'adsorption. La capillarité est liée à la taille des pores d'un sol (Harris, 1986; Williams et Smith, 1989; French, 2007). À partir d'environ 3 μm , la pression de l'air dans le pore est supérieure à celle de l'eau dont la tension superficielle augmente ce qui permet sa remontée d'une hauteur inversement proportionnelle au diamètre du pore (Holtz et Kovacs, 2010). L'eau gèle au contact du front de gel lorsqu'il est situé plus bas que la limite d'ascension capillaire (Andersland et Ladanyi, 2004). Un gel lent du sol permet une plus grande remontée d'eau capillaire et, conséquemment, de glace de ségrégation. En plus du gel de l'eau capillaire, on retrouve des molécules d'eau retenues à la surface des grains par attraction électrostatique (adsorption). Par opposition à l'eau capillaire, la quantité d'eau adsorbée dans un sol dépend de la taille des grains qui le composent (Harris, 1986). Puisque la surface spécifique (surface/volume) est inversement proportionnelle à la taille des grains d'un sol, les sols fins permettent une plus grande adsorption de l'eau que les sols à grains grossiers (Holtz et Kovacs, 2010). L'eau adsorbée à la surface des grains et de la glace fait un pont entre les éléments solides d'un sol et crée un réseau extrêmement petit où les molécules d'eau se déplacent continuellement vers les zones de cristallisation (Williams et Smith, 1989).

La formation de glace de ségrégation mène à du soulèvement gélival excédant 9% des vides du sol et pouvant atteindre plusieurs m de hauteur lorsqu'il y a présence d'une source d'eau continue (Andersland et Ladanyi, 2004). Sa fonte peut s'accompagner de mouvements verticaux et latéraux du sol, tout dépendant de la pente, du type de dépôt, de la cryostructure en place et de son taux de développement. Les cryostructures associées à ce type de glace sont : lenticulaire (*lenticular*), en couche (*layered*), réticulée (*reticulate*), suspendue (*suspended*) et pelliculaire (*crystal*) (Tableau 2).

Veine de glace

Les veines de glace se forment par le gel d'eau libre dans des fissures de contraction thermique dans le sol gelé (French, 2007). Le contact du sol avec l'air froid atmosphérique engendre une contraction accrue à partir de sa surface, qui diminue avec la profondeur (Muller *et al.*, 2008). À partir d'un gradient de température de -10 °C/m dans le sol, les tensions générées se libèrent sous forme de fissuration (Allard et Kasper, 1998; Fortier et Allard, 2005; French, 2007; Sarrazin et Allard, 2015). Les fissures initiales sont généralement autour de un à quelques mètres de profondeur par quelques millimètres de largeur (Lachenbruch, 1963; French, 2007; French et Shur, 2010). D'une année à l'autre, la fissuration ne se produit pas nécessairement aux mêmes endroits mais lorsque c'est le cas, la répétition du phénomène mène à la formation de coins de glace qui peuvent atteindre plusieurs mètres de largeur et de profondeur, sur des dizaines voire des centaines de mètres de longueur (Lachenbruch, 1963; Harris, 1986; Fortier et Allard, 2004; French, 2007). Le dégel des coins de glace produit du ravinement, où l'eau s'écoule préférentiellement ce qui engendre une rétroaction positive sur la dégradation du pergélisol (Fortier *et al.*, 2007; French, 2007; Godin et Fortier, 2010, 2012a; Godin et Fortier, 2012b; Godin *et al.*, 2014; Veillette *et al.*, 2015).

2.1.4.2 Les cryostructures

Il est important de distinguer les cryostructures issues de systèmes de gel épigénétique et syngénétique (Harry *et al.*, 1988). Dans un pergélisol syngénétique, la glace se forme du bas vers le haut, en même temps et dans le même sens que la sédimentation du dépôt. Généralement, l'eau est originaire de la surface du sédiment et migre vers le front de gel, engendrant de la glace de ségrégation. La géométrie et l'organisation des cryostructures résultantes suivent davantage le patron des dépôts, caractéristiques de l'environnement de sédimentation (Bray, 2008a). Par exemple, la rythmicité d'une cryostructure lenticulaire (*lenticular*) indique la progression vers le haut du plafond du pergélisol, au cours de la déposition de sédiments éoliens, alluviaux ou colluviaux dans un environnement périglaciaire (Van Vliet-Lanoë, 1982; Pissart, 1987; Shur *et al.*, 2004; French, 2007; Bray, 2008a; French et Shur, 2010).

Advenant le cas où la sédimentation du sol est ralentie, cela contribue à une augmentation de la quantité de glace de ségrégation à l'intérieur des dépôts créant des zones riches, voire dominées par des lentilles de glace, ordonnant une cryostructure en couche (*layered*) (Jorgenson *et al.*, 1998).

La cryostructure suspendue (*suspended* ou *ataxitic*) représente une matrice de glace dans laquelle on retrouve des clastes ou des agrégats de sol ≤ 1 mm à >1 cm, de forme anguleuse à arrondie (Murton et French, 1994; Kanevskiy et al., 2013). Lorsque mise en place de façon syngénétique, cette cryostructure est trouvée enfouie et correspond à des pauses survenues lors de l'aggradation du pergélisol, permettant l'accumulation à cette profondeur d'une plus grande quantité de glace par cryosuccion (Shur, 1988; Jorgenson et al., 1998). En présence d'horizons organiques, Shur (1988) l'identifie comme étant quasi-syngénétique, car malgré qu'elle ne résulte pas d'un accroissement de la sédimentation, l'engel provient du bas (Kanevskiy, 2003; Ping et al., 2004).

Dans un pergélisol épigénétique, la glace se forme avec l'eau de porosité ou par migration de l'eau du haut vers le bas lors de l'aggradation du pergélisol. Les cryostructures provenant de la ségrégation de la glace se développent après la déposition des sédiments et leur distribution peut différer du patron original des dépôts, caractéristique de leur environnement de sédimentation (Bray, 2008a). L'orientation des lentilles reflète le sens de pénétration du front de gel ainsi que la stratification des dépôts bien que l'on puisse retrouver des lentilles de glace dont la croissance est favorisée par une stratification d'origine marine ou lacustre (Murton et French, 1994). La cryostructure réticulée (*reticulate*) forme un réseau tridimensionnel de veines de glace verticales et de lentilles de ségrégation horizontales qui entourent des agrégats de dépôts fins, rectangulaires ou rhombiques, dont la surface est fortement consolidée (Mackay, 1974; Murton et French, 1994). Cette cryostructure est généralement associée à un système de gel épigénétique (French et Shur, 2010) et reflète les fentes de retrait, initiées par la cryosuccion de l'eau vers le front de gel descendant (Mackay, 1974; Harry *et al.*, 1988; Murton et French, 1994; Fortier *et al.*, 2008).

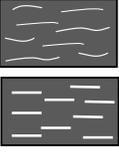
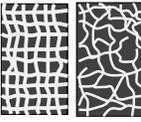
Comme les paramètres du sol et les conditions climatiques varient dans le temps, on trouve généralement des états transitoires ou combinés de ces types de cryostructures à l'intérieur d'une même stratigraphie (Murton et French, 1994).

L'air dans la glace – formation de bulles

Lors du gel du sol, il arrive que l'air dissout dans l'eau ne puisse pas être complètement expulsé. À mesure qu'il avance au rythme de l'engel, l'air se retrouve entouré de glace et forme des bulles. La vitesse de cristallisation influence la quantité d'air qui sera piégé dans la glace : un gel lent permet la formation d'une plus faible quantité de bulles qu'un gel rapide (Carte, 1961).

L'étude des bulles d'air permet aussi de déterminer la direction de pénétration du front de gel (à partir du haut ou du bas) (Shumskiy, 1959; Carte, 1961). Des bulles allongées indiquent le sens de cristallisation de la glace et sont donc parallèles au front de gel. Lorsqu'une des extrémités est épointée, elle en précise la direction (vers le haut ou le bas) (Carte, 1961). Un amalgame de plus petites bulles indique aussi la direction depuis laquelle elles ont été piégées dans la glace : lorsqu'elles sont accumulées sous les agrégats de sol, elles indiquent que le sol a gelé à partir du bas; lorsqu'on les retrouve au-dessus des agrégats, le sol a gelé à partir du haut (French, 2007).

Tableau 2. Classification des types de cryostructures inspirée de Murton et French (1994). La glace est représentée en blanc et le sol en gris (tiré de Stephani et al., 2010).

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

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

Classification

La reconnaissance de l'existence de plusieurs types de cryostructures mène à l'établissement d'un système d'identification visant à les classer. Shur *et al.* (2005) soulèvent que les classifications sont « *...imperfect devices developed to draw attention to and facilitate understanding about selected aspects of reality...* ». Leur élaboration se base sur la récurrence de certains aspects des objets à l'étude, mais il est important de comprendre qu'il subsiste une variation naturelle, liée aux conditions du milieu.

L'élaboration d'une classification nécessite donc la création de catégories dont la distinction est basée sur les variations de paramètres visuels précis - tout en incorporant les conditions requises qui permettent leur implantation et leur différenciation - et non pas uniquement sur les processus qui ont mené à ces différences. La classification élaborée par Stephani *et al.* (2010) (Tableau 2), dont l'essentiel provient de Murton et French (1994), est basée sur la géométrie ainsi que sur le type de sol et de glace qui peuvent mener à l'assemblage des cryofaciès. Elle renferme les informations nécessaires à l'élaboration de classifications propres à un lieu et à un moment précis.

2.1.5 Distribution au Québec

Tel que mentionné précédemment, bien que la présence de pergélisol soit dictée majoritairement par la TAMA, d'autres facteurs contribuent aussi à son maintien. Au Québec arctique et subarctique, les précipitations neigeuses faibles et la végétation basse et ouverte au nord de la limite des arbres sont les deux facteurs principaux qui conditionnent l'état du pergélisol.

La variation des facteurs du sud au nord influence la présence du pergélisol au Québec qui suit un gradient latitudinal (Figure 5) selon quatre types, basés sur leur extension spatiale : isolé (aussi appelé marginal) (< 10 %) entre les 51° et 56° parallèles et dans les milieux alpins; discontinu sporadique (> 10 % à < 50 %) et discontinu étendu (> 50 % à < 90 %) entre les 56° et 58° parallèles; et continu (> 90 %) majoritairement au nord du 58° parallèle (Allard et

Seguin, 1987; French, 2007; Zhang *et al.*, 2008; Allard *et al.*, 2012). Les détails sur chaque type de pergélisol sont résumés dans le Tableau 3.

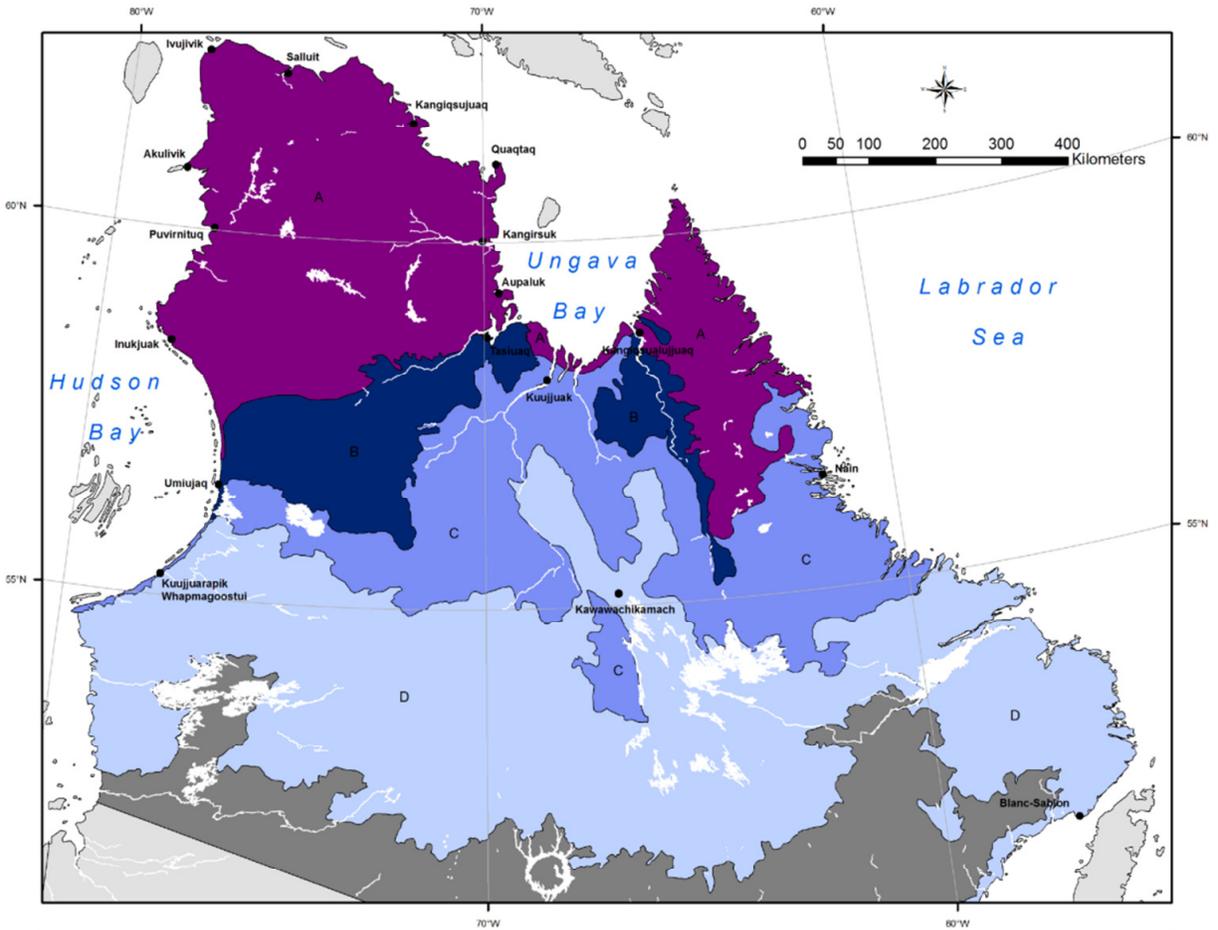


Figure 5. Distribution du pergélisol au Québec nordique : A) pergélisol continu; B) pergélisol discontinu étendu; C) pergélisol discontinu sporadique; et D) pergélisol isolé. (Allard *et al.*, 2012)

Tableau 3. Détails sur les 4 types de pergélisol susceptibles d'être retrouvés au Québec arctique et subarctique.

TYPES DE PERGÉLISOL		EXTENSION SPATIALE	LOCALISATION AU QUÉBEC	TAMA*	TAMS**	ÉPAISSEUR	CARACTÉRISTIQUES DIVERSES
CONTINU (A)		> 90 % (French, 2007; Zhang <i>et al.</i> , 2008)	Au nord du 58 ^e parallèle et de la limite des arbres (peut descendre jusqu'au 55 ^e parallèle dans la Baie d'Hudson) (French, 2007; Zhang <i>et al.</i> , 2008)	Au nord des isothermes -6 °C à -8 °C (Gold et Lachenbruch, 1973; French, 2007)	-3 °C à -6 °C (Allard <i>et al.</i> , 2012)	120 m à > 500 m (Muller <i>et al.</i> , 2008) Épaisseur mesurée à la mine Raglan : 590 m (Allard <i>et al.</i> , 2012)	Dans le domaine bioclimatique de la toundra arctique (Allard et Séguin, 1987)
DISCONTINU	ÉTENDU (B)	> 50 % à < 90 % (French, 2007; Zhang <i>et al.</i> , 2008; Allard <i>et al.</i> , 2012)	Entre les 56 ^e - 58 ^e parallèles	Entre les isothermes -6 °C et -1 °C	-3 °C à 0 °C (Allard <i>et al.</i> , 2012; Gravel G. et Doré, 2013)	Entre 15 m (Thompson, Manitoba) et 120 m (Fairbanks, Alaska)	Parsemé de taliks et absent dans les sols mal drainés, où la végétation est arbustive (Allard <i>et al.</i> , 2012; Gravel G. et Doré, 2013)
	SPORADIQUE (C)	> 10 % à < 50 % (Zhang <i>et al.</i> , 2008; Allard <i>et al.</i> , 2012; Gravel G. et Doré, 2013)	(French, 2007; Allard <i>et al.</i> , 2012)	(Gold et Lachenbruch, 1973; French, 2007;)	-1 °C à 0 °C (Allard <i>et al.</i> , 2012; Gravel G. et Doré, 2013)	(French, 2007; Muller <i>et al.</i> , 2008)	Sous forme de paises et au sommet de collines (Allard <i>et al.</i> , 2012)
ISOLÉ (D)		< 10 % (Zhang <i>et al.</i> , 2008; Allard <i>et al.</i> , 2010)	Entre les 51 ^e - 56 ^e parallèles et dans les milieux alpins (Gray <i>et al.</i> , 2009; Allard <i>et al.</i> , 2012)	Entre les isothermes -5°C à 0°C (Smith et Burgess, 2004)	> -1 °C (Harris, 1986)	< 15 m (Muller <i>et al.</i> , 2008) Épaisseur estimée au Mont Jacques-Cartier : 45-60 m (Gray et Brown.,1979)	Parcelles reliques en altitude et dans des tourbières (Zimmerman, 2000; French, 2007; Gray <i>et al.</i> , 2009; Allard <i>et al.</i> , 2012)

*TAMA : Température Annuelle Moyenne de l'Air.

**TAMS : Température Annuelle Moyenne du Sol.

2.2 Les changements climatiques

Les données climatiques de Puvirnituk sont restreintes. En 1972, la TAMA a été définie à -7°C par Bournérias (cité dans Dionne (1983)). Les données climatiques des années subséquentes ne sont disponibles qu'à partir de 2005. Pour les années 2005 à 2009, elles proviennent du Centre d'études nordiques (CEN) qui a mesuré la température de l'air sur une base horaire, à partir d'un capteur à proximité de la piste d'atterrissage (Allard *et al.*, 2013; Sarrazin et Allard, 2014). Pour les années 2010 à 2015, elles proviennent d'Environnement Canada (2015)

Afin de se représenter le plus fidèlement possible le climat arctique de Puvirnituk, ainsi que son évolution des dernières décennies, les paramètres de villages de référence ont été utilisés. Sur la Figure 6, on constate que pour la période 1992-2014, les courbes qui se rapprochent le plus de Puvirnituk sont celles de Salluit, Akulivik et Inukjuak. D'après les données disponibles d'Environnement Canada (2015), les villages d'Akulivik et de Salluit n'ont pas été conservés puisque leurs données étaient aussi restreintes. Les paramètres climatiques de Inukjuak, Kuujjuaq et Kuujjuarapik au Nunavik ainsi qu'Iqaluit au Nunavut ont donc été compilés. Le Tableau 4 présentent leurs coordonnées et normales climatiques et la Figure 7 illustre la variation des TAMA entre 1948 et 2014 des TAMA.

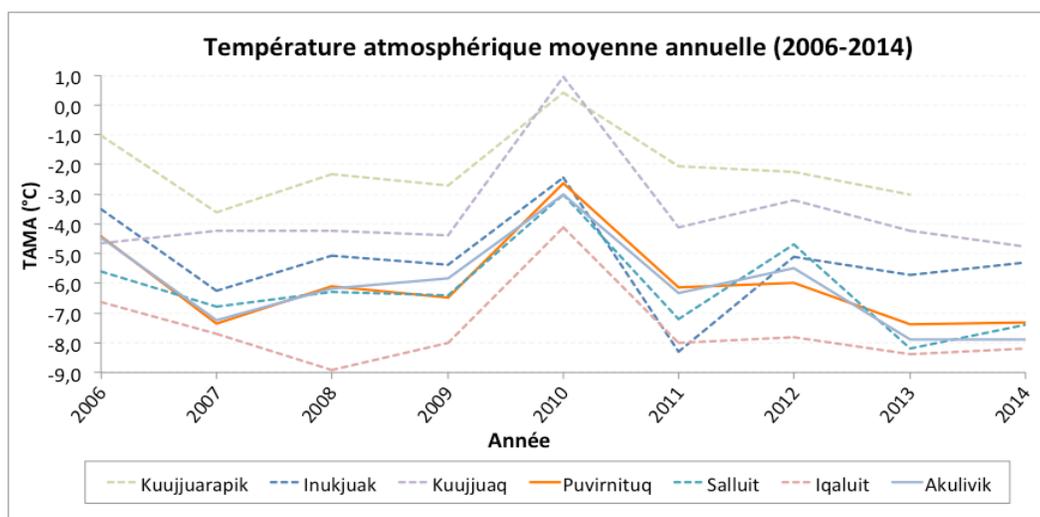


Figure 6. TAMA pour les villages de référence. D'après les données d'Environnement Canada (2015)

Tableau 4. Normales climatiques des TAMA et PTA pour les villages de référence dont les données sont disponibles. D'après les données d'Environnement Canada (2015).

VILLAGES	NORMALE CLIMATIQUE						
	TAMA (°C)				PTA (mm)		
	1961-1990	1971-2000	1981-2010	1991-2014*	1961-1990	1971-2000	1981-2010
<u>IQUALUIT</u> 63°45'N, 68°33'O	-9,5	-9,8	-9,3	-8,8	424,1	412,0	403,7
<u>PUVIRNITUQ</u> 60°02'N, 77°20'O	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
<u>INUKJUAK</u> 58°28'N, 78°04'O	-6,8	-7,0	-6,0	-5,7	418,1	459,9	ND
<u>KUJJUAQ</u> 58°06'N, 68°25'O	-5,8	-5,7	-5,4	-4,3	523,5	526,8	541,6
<u>KUJJUARAPIK</u> 55°17'N, 77°46'O	-4,5	-4,4	-4,0	ND	614,9	648,5	660,8

*Valeurs calculées à partir des données d'Environnement Canada (2015).

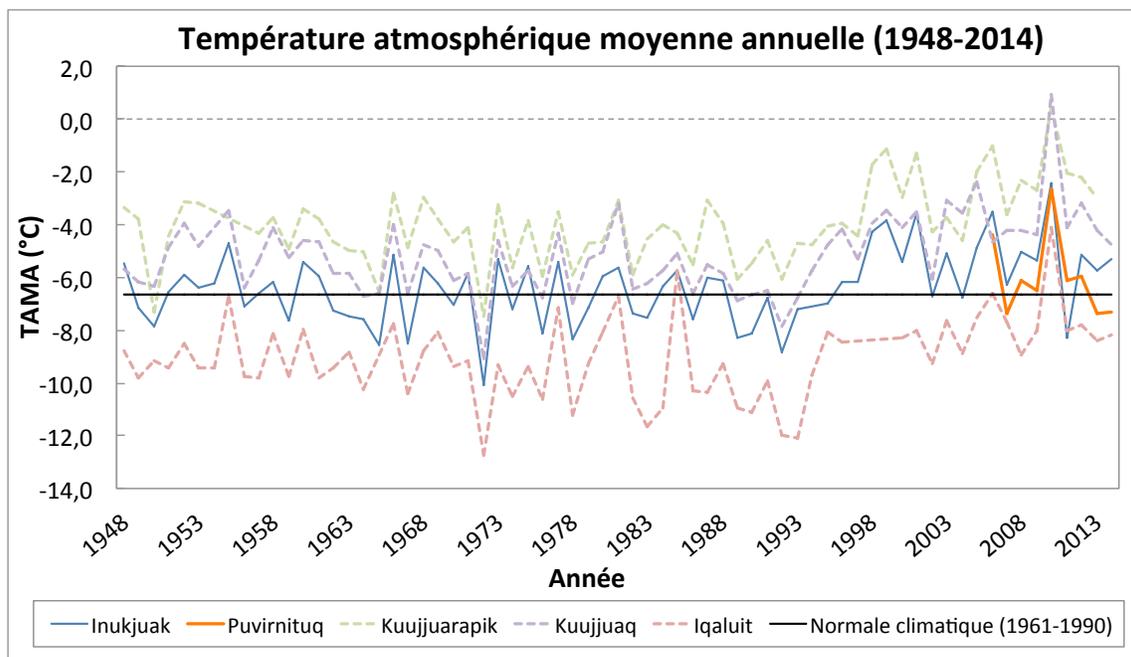
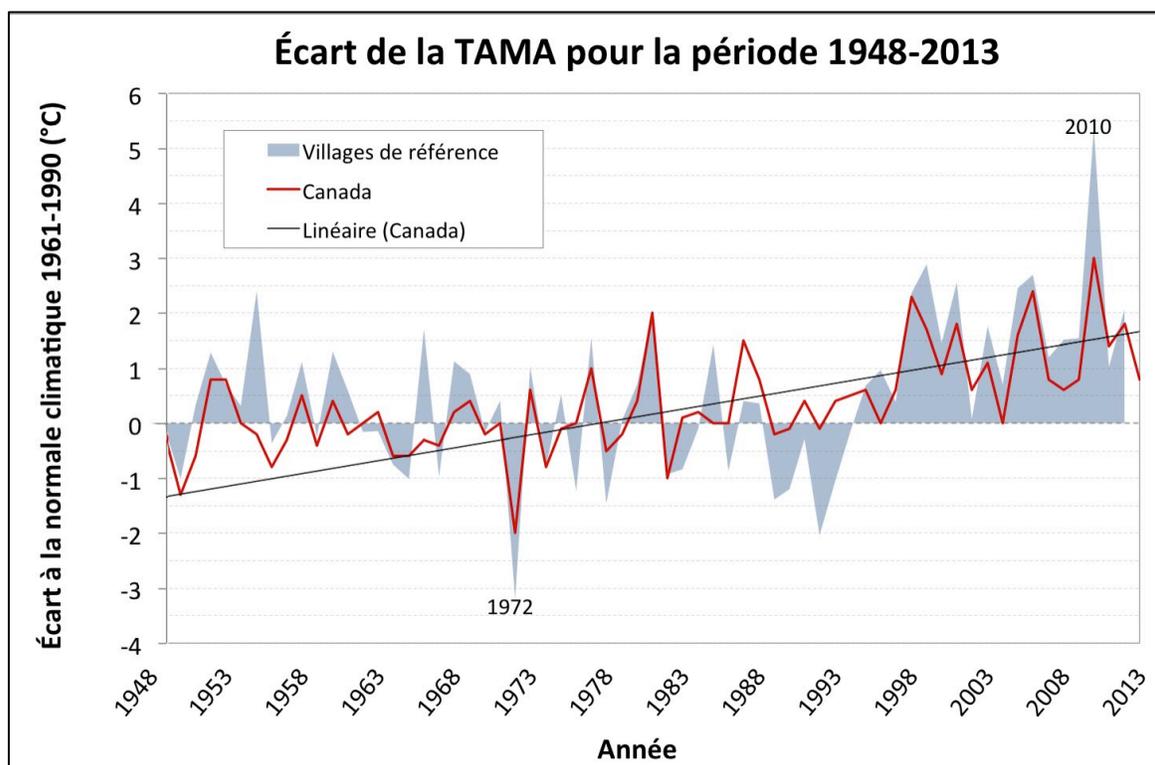


Figure 7. Variation des TAMA des villages de référence au Nunavik (Kuujjuarapik, Inukjuak et Kuujuaq) et au Nunavut (Iqaluit). La normale climatique illustrée est la moyenne des normales de tous les villages de référence pour la période de 1961-1990. Les années 1972 et 2010 correspondent aux extrêmes minimum et maximum depuis 1961 pour l'ensemble du Canada. D'après les données d'Environnement Canada (2014b) et de Nordicana (2014).

2.2.1 Modifications des températures

Sur l'ensemble du globe, les 10 plus hautes TAMA depuis 1880 ont été mesurées entre 2000 et 2014 (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013; NASA, 2015). Au Canada, on a estimé qu'en 2013 la TAMA a augmenté de 1,6 °C, par rapport à 1948 (Figure 8) (Environnement Canada, 2014a; Warren et Lemmer, 2014).



Les valeurs d'augmentation varient en fonction des régions climatiques. Selon Zhang *et al.* (2000b), entre 1950 et 1998, l'ouest du pays s'est réchauffé de 2 °C tandis que le nord-est s'est refroidi de 1,5 °C. La tendance pour le nord-est est appuyée par les études de Allard *et al.* (2007a) et Allard *et al.* (2007c) qui confirment un refroidissement au Nunavik entre 1950 et 1992. Cependant, on observe sur le Tableau 5 que, bien que la tendance était au

refroidissement pour les villages de référence, l'écart à la normale climatique était positif jusqu'à la fin des années 1970 (incluant la valeur record de -3,2 °C en 1972). Durant la même période, les valeurs pour l'ensemble du Canada étaient négatives. Après l'année particulièrement froide de 1992 au Nunavik, l'écart à la normale des villages de référence a dépassé la moyenne canadienne (Figure 8). L'année 2010 a été la plus chaude depuis plus d'un siècle, correspondant à un écart de 5,4 °C pour les villages de référence et de 4 °C pour l'ensemble du Canada (Environnement Canada, 2014a).

Tableau 5. Moyenne de l'écart à la normale climatique (°C) pour chaque décennie depuis 1948. Pour chaque région, l'écart est considéré à partir de la normale de 1961-1990 de cette région. D'après les données d'Environnement Canada (2014b) et de Nordicana (2014).

ÉCART À LA NORMALE CLIMATIQUE DE 1961-1990 (°C)					
	Nord C.-B. et Yukon	District du Mackenzie	Toundra arctique	Villages de référence *	Canada
1948 - 1957	-0,48	-0,42	0,01	0,45	-0,20
1958 - 1967	-0,23	-0,54	-0,11	0,14	-0,14
1968 - 1977	-0,49	0,08	0,08	0,02	-0,09
1978 - 1987	0,65	0,41	0,03	0,04	0,25
1988 - 1997	0,78	0,63	0,46	-0,37	0,29
1998 - 2007	1,40	1,61	1,61	1,82	1,32
2008 - 2013	1,00	1,55	2,13	2,14	1,40

*Kuujuarapik, Inukjuak et Kuujuuaq au Nunavik ainsi que Iqaluit au Nunavut.

Dans les villages de référence, les modifications de température se sont traduites par une augmentation des degrés-jours de dégel depuis 1971. Conséquemment, cela influence la saison de dégel et de croissance qui tend à s'allonger tandis que la saison de gel tend à diminuer (Ouranos, 2014). Les prévisions climatiques pour le nord du Québec, produites d'après les scénarios RCP 4.5 et 8.5, affichent une augmentation probable des TAMA par rapport à la normale climatique de 1971-2000 de 1,1 à 2,7 °C d'ici 2020, et de 1,9 à 5,8 °C d'ici 2050.

2.2.2 Modifications des précipitations

L'augmentation des températures atmosphériques affecte le cycle de l'eau en favorisant davantage d'évaporation et une augmentation de l'humidité dans la troposphère. La circulation atmosphérique et les précipitations se modifient de façon hétérogène autour du globe (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Cependant, Zhang *et al.* (2000b) ont démontré que les PTA suivent une légère tendance à la hausse, atteignant 1 % à la fin du 20^e siècle pour l'ensemble du globe.

En Arctique, la hausse a atteint 8 % à la fin du 20^e siècle, généralement sous forme de pluie durant l'automne et l'hiver (Arctic Climate Impact Assessment, 2005; Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Durant la période 1951-2008, le couvert nival résiduel au printemps a diminué de 8 % puisque les pluies hivernales ont accéléré la fonte de la neige (Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 2013). Au Canada, entre 1950 et 2009, l'augmentation des PTA sous forme de pluie a atteint 12,5 % et seulement 4 % sous forme de neige, résultant en des printemps davantage pluvieux et des inondations catastrophiques (Mekis et Vincent, 2011; Environnement Canada, 2014a).

La Figure 9 illustre pour la période entre 1948 et 2013, qu'il y a eu une augmentation des PTA plus marquée pour les villages de référence comparativement à l'ensemble du Canada (Tableau 4). Les modélisations numériques du climat prévoient, pour le nord du Québec, une augmentation des PTA, par rapport à la normale climatique de 1971-2000, de 1 à 12 % d'ici 2020, et de 6 à 22 % d'ici 2050 (Ouranos, 2014).

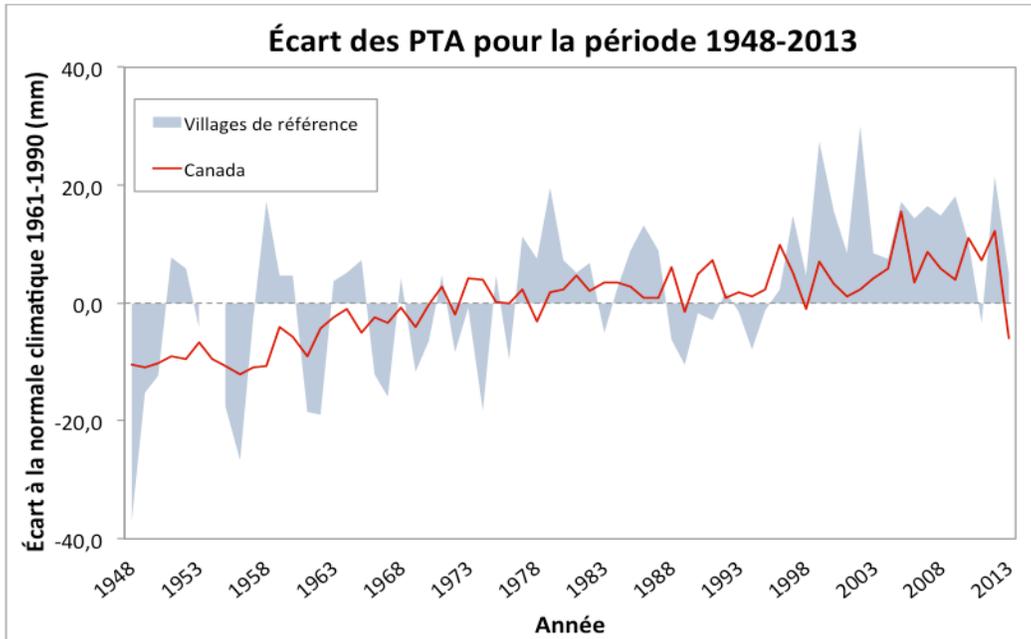


Figure 9. Écart à la normale des PTA pour le Canada avec les villages de référence pour le Nunavik (Kuujjuarapik, Inukjuak et Kuujjuaq) et le Nunavut (Iqaluit) durant la période 1948-2013. Données provenant d'Environnement Canada (2015).

2.3 Comportement et sensibilité du pergélisol aux changements climatiques

Les sols pergélisolés sont vulnérables et sensibles aux variations météorologiques. Leur régime thermique est majoritairement conditionné par les échanges de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et le sol, en fonction de leurs propriétés (Williams et Smith, 1989; Jin *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2008). Par exemple, un pergélisol riche en matière organique pourra rester gelé malgré des températures atteignant 1,5 °C, tandis qu'un pergélisol composé de particules minérales sera plus sensible au dégel à partir de -2 °C (Camill, 2005). De plus, même à des températures très basses, un pergélisol contenant une forte proportion de particules fines ou une forte salinité peut contenir une grande quantité d'eau non gelée et provoquer du fluage (Nixon et Lem, 1984; Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004).

Certaines variations météorologiques déterminent l'alternance des cycles de gel et de dégel sur une période d'un an et correspondent à l'alternance des saisons (Williams et Smith, 1989). Durant l'hiver, la glace en formation piège et soulève les particules solides, menant à soulever les fondations de certaines infrastructures (Harris, 1986). Au printemps, la fonte de la glace libère de l'espace pouvant entraîner des tassements superficiels (Harris, 1986; Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996). Ces phénomènes ont une portée limitée et agissent principalement à l'intérieur de la couche active. Les variations induites par les changements climatiques s'étirent sur plusieurs années et modifient les propriétés du pergélisol au-delà de la couche active (Smith et Burgess, 2004).

Dans cette section, il sera question de la sensibilité du pergélisol aux modifications du climat, selon le type de pergélisol (discontinu, isolé ou continu). Ensuite, puisque Puvirnituk est situé en zone de pergélisol continu, une attention particulière sera portée aux modifications du comportement de ce type de pergélisol, en considérant certaines propriétés telles que la granulométrie du sol, la teneur en glace dans le sol, les types de cryostructures et la salinité.

2.3.1 Pergélisols discontinus et isolés

Les pergélisols discontinus et isolés sont les plus sensibles aux changements climatiques, car leur TAMS requiert une faible augmentation pour atteindre la température de fusion et dégeler (Williams et Smith, 1989; Williams et Wallis, 1995). Ce faisant, leur extension spatiale sera grandement diminuée et il est probable que ces parcelles de pergélisol disparaissent (Williams et Wallis, 1995; French, 2007) ou que leurs limites se déplacent vers le nord, tel qu'observé au sud du Grand Lac des Esclaves dans les Territoires du Nord-Ouest entre 1962 et 1994, où la limite est remontée de 120 km (Kwong et Gan, 1994).

2.3.2 Pergélisols continus

Dans les régions à pergélisol continu, les modifications liées aux changements climatiques se traduisent majoritairement par la fonte de la glace contenue dans la partie supérieure du

pergélisol, contribuant à approfondir la couche active (Williams et Smith, 1989; Brown *et al.*, 2000; Smith et Burgess, 2004; French, 2007). Les pergélisols riches en glace présentent une forte sensibilité au dégel. Comparativement aux pergélisols faibles en glace, ils sont plus susceptibles de subir des tassements, des phénomènes de thermokarst, et des mouvements de masse (Williams et Smith, 1989; Smith et Burgess, 2004).

Des tassements apparaissent lorsque la fonte de la glace résulte en une teneur en eau qui excède l'indice des vides du sol dégelé. Il survient alors une augmentation des pressions interstitielles menant à la réorientation des particules, ainsi qu'une augmentation des contraintes totales conduisant à la consolidation du sol sous son propre poids (Andersland et Anderson, 1978; Ladanyi, 1996; French, 2007; Holtz et Kovacs, 2010).

Le taux des tassements dépend non seulement de la quantité de glace, mais aussi de la distribution de la glace dans le sol (Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996). Ils peuvent être généralisés dans le cas de la dégradation d'un pergélisol composé d'un dépôt uniforme et riche en glace interstitielle; différentiels dans le cas d'un pergélisol hétérogène riche en glace de ségrégation; et localisés lors de la fonte de glace de ségrégation massive, de coins de glace ou de corps de glace enfouie (Morgenstern et Nixon, 1971; Ladanyi, 1996; Verreault, 2015). Les tassements différentiels et localisés créent des dépressions où la neige et l'eau peuvent s'accumuler et initier des processus de thermokarst (Williams et Smith, 1989).

La vitesse des tassements dépend de la granulométrie qui détermine la perméabilité des sols dégelés (Holtz et Kovacs, 2010). Les sols grossiers permettent l'expulsion de l'eau contenue dans les vides à mesure que le front de dégel fait fondre la glace dans le sol, permettant un tassement quasi synchrone au dégel (Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004). Dans les sols fins, la faible perméabilité ne permet pas de drainer l'eau rapidement et le tassement n'est final qu'après le dégel du sol, occasionnant temporairement une diminution de sa capacité portante (Andersland et Anderson, 1978; Ladanyi, 1996; Andersland et Ladanyi, 2004). Dans l'éventualité où l'eau est stagnante, le sol se comporte alors comme un fluide, conduisant à des mouvements de masse qui peuvent être importants (Andersland et Anderson, 1978).

La salinité d'un sol contribue à abaisser la température de fusion de la glace, permettant une plus grande quantité d'eau gelée, et mène à une altération de ses propriétés physiques et mécaniques. Une concentration de NaCl de 10 à 30 ppm dans un pergélisol peut diminuer la stabilité des fondations de 80 à 99% (Andersland et Ladanyi, 2004).

Outre l'augmentation des TAMA, les changements climatiques se traduisent aussi par une augmentation des précipitations en hiver. À cause du caractère imperméable du pergélisol, la couche active est rapidement saturée lors du dégel printanier (Andersland et Anderson, 1978). Une augmentation des précipitations peut entraîner la liquéfaction du sol, qui se comporte alors comme un fluide, ou conduire littéralement au détachement de la couche active (Smith et Burgess, 2004; L'Hérault, 2009; Holtz et Kovacs, 2010). De plus, l'eau, qui a une forte capacité d'absorption de chaleur (Williams et Wallis, 1995; de Grandpré, 2012) peut contribuer à la dégradation du pergélisol et à la formation de taliks, permettant des écoulements souterrains permanents. L'augmentation de la quantité d'eau dans la couche active peut entraîner une augmentation du soulèvement gélival lors de l'engel, provoquant des tassements accrus lors des périodes de dégels subséquents (Williams et Wallis, 1995).

Durant l'hiver, l'augmentation du couvert neigeux affecte le régime thermique du pergélisol grâce à ses propriétés isolantes (Williams et Smith, 1989; Gadek et Leszkiewicz, 2010). La conductivité thermique de la neige est comprise entre 0,03 et 0,7 W/m*K, comparativement à celle du pergélisol située entre 2 et 3 W/m*K (Williams et Smith, 1989). Ainsi, dans les endroits à faible couvert nival, l'augmentation des précipitations sous forme de neige diminue la quantité de chaleur évacuée vers l'atmosphère et peut contribuer à une augmentation de la TAMS, allant jusqu'à 3,5°C (Williams et Smith, 1989). Cette augmentation peut faire fondre une partie de la glace, entraînant une croissance de la perméabilité et une plus grande teneur en eau non gelée, menant à la formation de glace de ségrégation et des problèmes qui découlent de sa présence (Williams et Wallis, 1995).

En conclusion, l'analyse granulométrique d'un pergélisol est nécessaire pour évaluer son comportement au dégel, alors que l'analyse cryostratigraphique permet de définir le taux et la

géométrie des tassements potentiels. En outre, la mesure de la salinité permet d'estimer l'augmentation maximale de TAMS qu'un pergélisol peut supporter avant que ses propriétés mécaniques ne soient modifiées puisque la diminution de sa capacité portante peut être considérable même sous 0 °C (Williams et Wallis, 1995; French, 2007).

3. Site d'étude

Le village de Puvirnituk (60°02' N, 77°17' O - feuillet SNRC 035C03) est situé le long de la rive nord de la baie de Puvirnituk qui débouche au nord-est de la baie d'Hudson au Nunavik (Figure 11). Le territoire du Nunavik s'étend au nord du 55^e parallèle de la région administrative du Nord-du-Québec, caractérisé par la présence de pergélisol. Il présente une superficie totale de 500 164 km² et comprend 14 communautés totalisant environ 12 000 résidents (Administration régionale Kativik, 2012).

Dans cette région, les infrastructures nécessitent des fondations spécifiques, adaptées au pergélisol. Un inventaire photographique a été réalisé durant les campagnes de terrain et le résumé peut être consulté à la Figure 10.



Figure 10. Types d'appuis inventoriés à Puvirnituk : A) et B) vérins à vis réglables sur piliers de bois traité ou C) sur piliers de métal; D) piliers de bois traité empilés avec cales ajustables; E) appui de métal à vis réglable; F) pilier de bois traité, ancrés dans une base en béton ; G) bloc de béton; H) pilotis métalliques, ancrés jusqu'au roc ou dans le pergélisol.

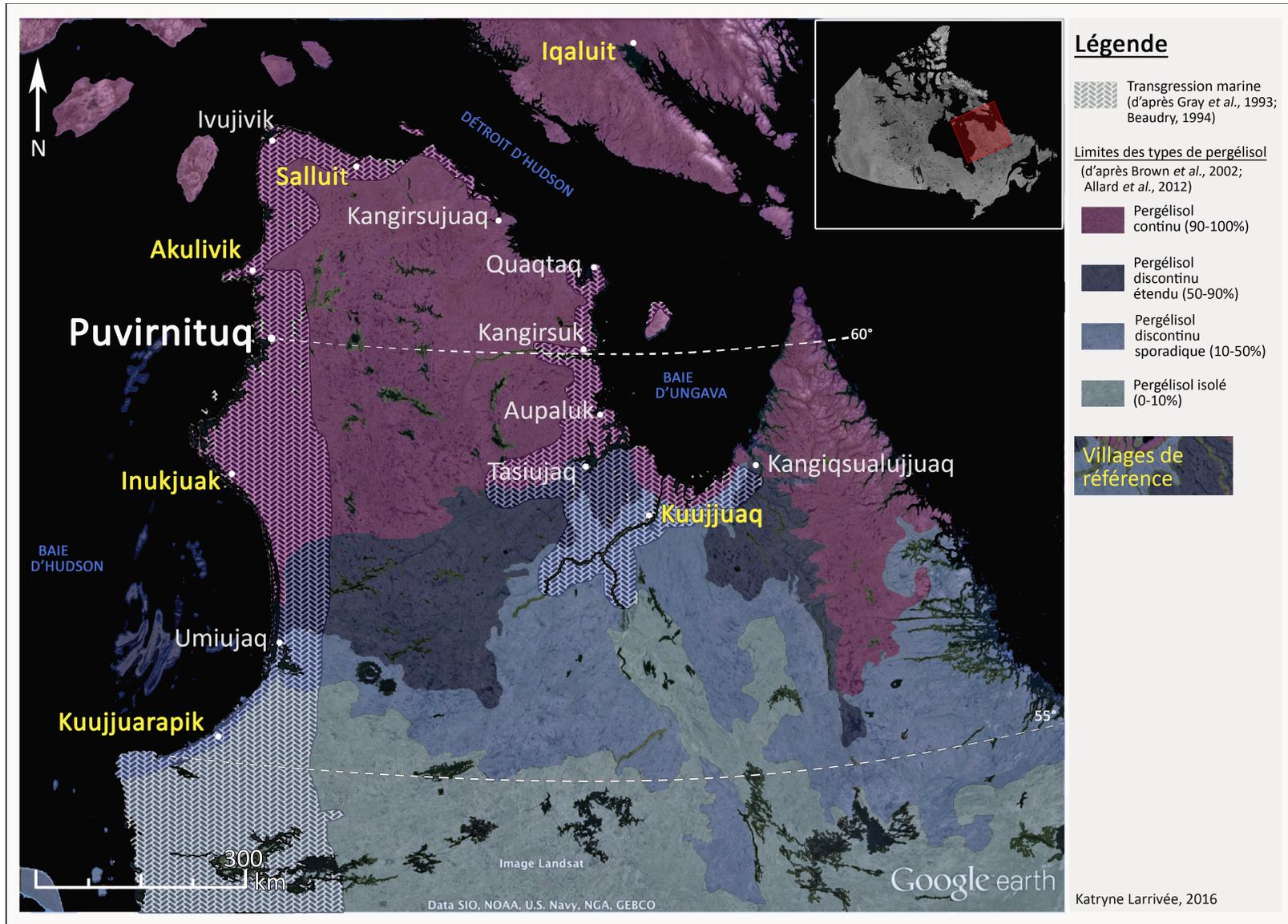


Figure 11. Carte des villages du Nunavik, des limites des différents types de pergélisol et de transgression marine.

3.1 Climat

Puvirnituk est localisé dans la zone arctique, sous-zone du Bas-Arctique (Gouvernement du Québec, 2013). La TAMA pour la période 2006-2015 a été de -6,2 °C (Tableau 6). Les mois les plus rigoureux ont été janvier et février (températures respectives de -24,3 °C et -25,3 °C) et les mois les plus chauds, juillet et août (température de 11,3 °C).

Tableau 6. Moyennes mensuelles des températures atmosphériques à Puvirnituk. Les valeurs en gris proviennent de la station de référence du CEN installée en 2005 (Allard *et al.*, 2013). Les valeurs italiques en noir proviennent de la station d'Environnement Canada (2015).

PUVIRNITUQ 60°02'N, 77°20'O	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	Moy. mensuelle
	Allard <i>et al.</i> , 2013 (60°03'24" N, 77°17'12" O)					Environnement Canada, 2015 (60°01'17"N, 77°20'08"O)							
TAMA													
Moyenne annuelle	-1,2*	-4,4	-7,3	-6,1	-6,1	-2,6	-6,1	-6,0	-7,4	-7,3	-8,9	-6,0 *	-6,2 **
Janvier		-24,6	-23,6	-26,7	-25,3	-22,2	-17,7	-26,2	-24,8	-21,9	-29,6	-22,3	-24,3
Février		-24,3	-23,2	-28,1	-24,9	-18,8	-24,3	-24,6	-25,2	-24,3	-35,4	-27,4	-25,3
Mars		-13,8	-22,8	-22,3	-22,1	-16,8	-22,9	-20,7	-17,1	-26,0	-30,6	-26,7	-21,5
Avril		-6,2	-11,1	-10,0	-10,7	-3,7	-14,3	-12,3	-12,3	-15,4	-10,7	-16,0	-10,7
Mai		0,3	-4,8	1,6	-5,4	0,7	-4,9	-1,6	-4,0	0,0	-2,5	-2,3	-2,0
Juin		5,6	4,4	9,7	4,8	4,5	4,9	7,3	3,9	5,1	3,5	5,5	5,4
Juillet		11,2	10,1	14,3	14,9	12,4	10,0	10,6	8,2	10,8	10,6	12,2	11,3
Août		9,7	10,9	11,0	12,8	12,6	11,1	11,8	10,3	11,3	10,4	11,9	11,3
Septembre		6,5	5,6	4,4	4,7	7,5	5,5	6,8	3,7	4,1	5,9	6,5	5,3
Octobre		2,5	1,3	-0,2	1,1	2,0	0,6	-1,6	0,5	-0,6*	-1,7	-1,8	0,0
Novembre		-6,6	-5,7	-10,7	-8,6	-2,1	-6,0	-7,0	-10,1	-9,4	-8,7		-7,5
Décembre		-18,2	-13,2	-21,7	-21,8	-7,7	-15,4	-14,1	-21,6	-15,1	-17,7		-16,1

*Données incomplètes. Valeur non considérée dans la moyenne finale.

**Moyenne des années 2006 à 2015.

3.2 Géologie du Quaternaire

Le substrat rocheux de Puvirnituk fait partie de la province géologique du Supérieur (4,3 à 2,5 Ga), caractérisée par du granit néoarchéen (2,8 à 2,5 Ga) légèrement métamorphisé et du gneiss d'origine sédimentaire (Wheeler *et al.*, 1996; Leclair, 2005; Thériault et Beauséjour, 2012). Le paysage se compose majoritairement de collines rocheuses et de dépressions comblées de dépôts glaciaires remaniés et de dépôts marins épais, potentiellement riches en glace (L'Hérault *et al.*, 2012; L'Hérault *et al.*, 2013).

La dernière glaciation à avoir recouvert le territoire est la glaciation Wisconsinienne survenue entre 80 et 10 ka BP durant le Pléistocène supérieur (Landry et Mercier, 1992). Le maximum glaciaire de l'inlandsis Laurentidien (18 ka BP) a atteint Long Island dans l'état de New York (Landry et Mercier, 1992) selon de multiples dômes et des directions d'écoulement variables (Dyke *et al.*, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Bouchard et Marcotte, 1986; Fulton et Prest, 1987). Dans le secteur de Puvirnituk, les courants glaciaires s'écoulaient vers l'ouest (Dyke *et al.*, 1982). Plusieurs observations confortent cette théorie : Gray et Lauriol (1985) rapportent des stries et des roches dissymétriques orientées vers l'ouest (270°), Bouchard et Marcotte (1986) ont confirmé la provenance des sédiments glaciaires retrouvés au Nunavik, à partir de la géologie du substrat rocheux au centre du Nord-du-Québec, et du till calcareux en provenance de la baie d'Hudson fut retrouvé jusqu'en Ontario (Dyke *et al.*, 1982).

Le retrait des glaces entre 8 et 7 ka BP a laissé une dépression permettant l'invasion de la mer de Tyrrell (Gray *et al.*, 1993). Le contact entre le glacier en retrait et la mer a permis la formation de plusieurs moraines de De Geer (Gray et Lauriol, 1985; Lajeunesse, 2008). Elles se présentent en une succession de plusieurs crêtes, parallèles à la côte de la baie d'Hudson, minces (~10 m de largeur) et allongées (entre <500 m et >3 km de longueur), rectilignes ou légèrement incurvées (Beaudry, 1994; Lajeunesse, 2008).

Parallèlement à la transgression marine, la disparition de la masse de l'inlandsis a permis un rebond isostatique et l'émersion des terres, favorisant la déposition de sédiments glaciaires sur le substrat rocheux et la mise en place subséquente de dépôts marins et littoraux entre les moraines de De Geer (Allard *et al.*, 2007a).

3.3 Végétation

Le territoire d'étude est situé au nord de la limite des arbres (Payette, 1983) dans le domaine bioclimatique de la toundra arctique arbustive (Gouvernement du Québec, 2013). La végétation ne dépasse pas 0,5 mètre de hauteur (Blondeau, 1989; Dion *et al.*, 1999) et les plus hauts arbustes sont des saules (*Salix*) et des bouleaux nains (*Betula nana*). Au niveau des

herbacées on retrouve beaucoup de cypéracées, tels que des linaigrettes (*Eriophorum angustifolium*) et des carex (*Carex sp.*), et plusieurs mousses et lichens sont présents au niveau du sol.

3.4 Pergélisol

Considéré comme faisant partie du domaine bioclimatique de la toundra arctique arbustive, le pergélisol de Puvirnituk est continu et la géomorphologie du terrain reflète un environnement périglaciaire (Poitevin et Gray, 1982; Allard et Seguin, 1987). Lors de la mise en place de la station météorologique de référence du CEN en 2005, un câble à thermistances a été installé dans une vallée comblée de sédiments marins silteux transversale à la piste d'atterrissage (Sarrazin *et al.*, 2010). Cette vallée est caractérisée par un écoulement d'eau subsistant jusqu'à tard à l'automne (L'Hérault *et al.*, 2009). En milieu de pergélisol, la présence d'un écoulement d'eau peut conduire à une augmentation des températures du sol (de Grandpré, 2012). Les courbes de température du sol (Figure 12) ne peuvent donc être utilisées qu'à titre indicatif pour illustrer la variation de la TAMS à plusieurs profondeurs, selon la variation des TAMA. On remarque que pour l'année 2010, année particulièrement chaude au Nunavik, la température à toutes les profondeurs s'est trouvée au-dessus des valeurs des années précédentes. Subséquemment, la température du sol à 100 cm, 150 cm et même 200 cm n'a cessé de croître durant la période estivale tandis qu'elle s'est refroidit d'année en année durant la période hivernale.

En ce qui a trait à l'épaisseur de la couche active, des mesures réalisées à l'été 1991 dans une vallée comblée de sédiments marins silteux par l'équipe du CEN permettent la comparaison avec les mesures provenant du câble à thermistances de leur station de référence. Initialement de 0,9 m en 1991, la profondeur de la couche active était de 1 m en 2005 pour atteindre une profondeur de près de 1,7 m en 2010, soit une augmentation de ~90 % en près de 20 ans. Les mesures des années subséquentes démontrent que la couche active s'est probablement approfondie jusqu'à 2 m en 2013 et 2014 (Figure 12). Dans le roc, la profondeur de la couche

active était de 3,4 m en 1993 et de 4,7 m en 2007, soit une augmentation de 38 % (Allard *et al.*, 2012; L'Hérault *et al.*, 2012).

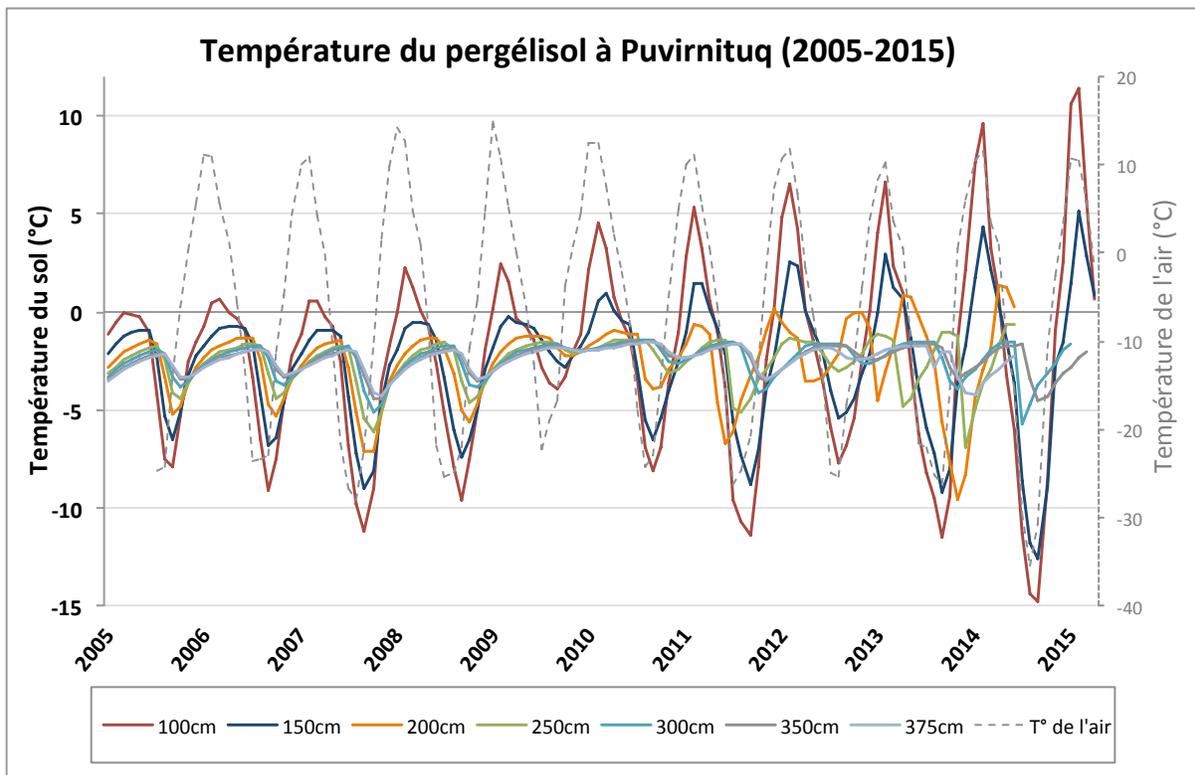


Figure 12. Variation de la température du pergélisol à Puvirnituk provenant du câble à thermistances PUV_FOR1A installé en 2005 dans des sédiments marins silteux. D’après les données d’Allard *et al.* (2015). La courbe tirée en gris représente la variation annuelle de la température de l’air. D’après les données de Allard *et al.* (2013) et d’Environnement Canada (2015).

4. Méthodologie

La méthodologie de la présente étude a été élaborée à plusieurs échelles, à partir du paysage jusqu'aux cryostructures, dans un cadre de recherche multidisciplinaire en combinant des techniques et des méthodes d'analyse provenant des domaines de la géomorphologie, de la géocryologie et de la géotechnique.

Afin d'atteindre le premier objectif spécifique de la recherche, l'analyse géomorphologique du paysage a mené à la division du territoire en unités géomorphologiques. Chacune d'elles représente une succession d'évènements ou un environnement de sédimentation des dépôts meubles. Lors des étés 2010 et 2011, des sondages de surface et coupes stratigraphiques ont été réalisés dans la couche active et des forages ont été conduits dans le pergélisol des unités géomorphologiques à sédiments fins. Les échantillons de sol gelés ont ensuite été analysés selon l'approche par cryofaciès afin de déterminer lesquels devaient être caractérisés par des analyses géotechniques. Les analyses ont été sélectionnées dans le but d'atteindre le second objectif spécifique de la recherche qui est de déterminer les propriétés géotechniques du pergélisol. Afin de définir la sensibilité du pergélisol, et d'atteindre le troisième objectif spécifique de la recherche, les différents résultats (granulométrie, limites d'Atterberg, teneur en eau, salinité, cryostratigraphie) ont été mis en relation afin d'évaluer la sensibilité aux changements climatiques des cryofaciès caractéristiques des unités géomorphologiques et d'estimer leur comportement au dégel.

4.1 Analyse géomorphologique du paysage

L'analyse géomorphologique d'un paysage est l'étude des formes de surface, des processus à l'origine de leur morphologie, des propriétés des matériaux dont ils sont composés et de l'estimation de leur évolution et comportement futurs (Brunsdén, 2002).

L'hétérogénéité des formes et des patrons de surface correspond au résultat de l'évolution spatiotemporelle de la nature et de l'intensité des processus (Cammeraat, 2002). Les patrons d'un grand territoire sont influencés par une combinaison successive de processus passés (e.g. orogénèse, glaciations, transgression et régression marine) et contemporains (e.g. glissements de terrain, ravinement thermokarstique, marnage marégraphique). Leur hiérarchisation permet d'identifier leur limite d'influence et leur taux de variation possible afin de les regrouper ou les individualiser dans différentes unités géomorphologiques. Chaque unité est reconnue comme postérieure ou antérieure aux unités contigües, par l'identification de leurs limites physiques, représentant les relations entre les unités (Brunsdén, 2002; Desachy, 2012). Cette analyse d'un paysage permet d'expliquer pourquoi chaque élément est dans un état et à un endroit précis (Ritter *et al.*, 2006), de définir le type de dépôt caractéristique de chaque unité géomorphologique et de déterminer lesquelles sont les plus riches en glace (Gravel et Doré, 2013).

4.1.1 Photo-interprétation et cartographie des unités géomorphologiques

La cartographie des unités géomorphologiques a été réalisée par la photo-interprétation de photographies aériennes datant de 1960 à 2003 à l'échelle 1 : 4000 ou 1 : 10000 (Tableau 7) et d'une mosaïque de photographies ortho-rectifiées, datant de l'automne 2010. Les limites entre les unités ont été fixées à l'aide de données vectorielles, fournies par le Centre d'études nordiques, représentant les différents dépôts de surface. La répartition des unités géomorphologiques a été validée d'après les observations de terrain (coupes stratigraphiques, sondages et forages) et les résultats d'analyses en laboratoire, complétant l'information quant à l'origine des dépôts.

Toutes les étapes de numérisation cartographique ont été réalisées dans le logiciel ArcGIS, avec la projection MTM zone 9, NAD83. La numérisation fut facilitée par l'utilisation d'une mosaïque de photographies ortho-rectifiées par un sous-traitant dans le cadre du projet ICAR.

Tableau 7. Photographies aériennes utilisées pour l'analyse géomorphologique.

COUVERTURE AÉRIENNE				
ANNÉE	ÉCHELLE	N° UNIQUE	LIGNE DE VOL	N° PHOTO
1960	1 : 10 000	V RR20941	61N	47, 48
1972	1 : 4 000	Q72861	12C-O	73 - 83
1972	1 : 4 000	Q72861	12B-E	84 - 95
1985	1 : 10 000	MTQ85012	35C3	23 - 25
2003	1 : 10 000	Q03201	35C1	63 - 68
2003	1 : 10 000	Q03201	35C2	71 - 79
2003	1 : 10 000	Q03201	35C3	80 - 87
2003	1 : 10 000	Q03201	35C4	93 - 100
2010	15 cm	Q10800	-	87 - 121

4.1.2 Travaux de terrain

Les travaux de terrain comprennent des coupes stratigraphiques, des sondages de surface, des forages et des données d'observation. Les coupes stratigraphiques ont été réalisées dans les endroits où l'excavation permettait une visualisation optimale de la stratigraphie (gravières, zones de construction ou bords d'un cours d'eau). Le résultat de ces observations a été validé par des sondages de surface ponctuels à la tarière et à la pelle, dans des parcelles à la texture de surface semblable afin de confirmer les interprétations et définir la variabilité naturelle du terrain.

Lors des campagnes de terrain des étés 2010 et 2011, 4 forages superficiels (de 2,35 à 4,45 m de profondeur) ont été effectués à l'aide d'une foreuse à carottier portative, méthode développée par Calmels et al. (2005). Ces forages ont permis la récupération de 47 échantillons de sol non perturbé, d'une longueur variant entre 0,04 et 0,20 m. L'observation *in situ* et la prise de photos des échantillons nettoyés de la boue de forage a été effectuée afin

d'en conserver un aperçu pouvant être consulté ultérieurement. Les carottes de forage ont ensuite été maintenues dans un état gelé, en attente d'être ramenées au Géocryolab à Montréal.

Le détail des travaux de terrain a été compilé dans une base de données géoscientifique afin de corréler ou réfuter les hypothèses avancées lors de la cartographie des unités géomorphologiques et d'atteindre le premier objectif spécifique : *délimiter les unités géomorphologiques du territoire à l'étude, caractéristiques des différents environnements de sédimentation.*

4.2 Approche par cryofaciès

Dans le but de déterminer la cryostratigraphie des unités à sédiments fins, l'approche par cryofaciès a été utilisée. Cette approche est basée sur deux théories : 1) le gel permet de conserver les attributs sédimentologiques ainsi que le taux de météorisation qu'un sol a atteint avant son gel; et 2) l'accroissement, et la dégradation d'un sol gelé laissent des traces sous forme de discontinuités (Katasonov, 1973; Murton et French, 1994; French, 1998; French et Shur, 2010; Graham *et al.*, 2016). L'identification des discontinuités permet de distinguer les différents cryofaciès (faciès du sol et des cryostructures qui y sont incluses), considérés tels des marqueurs spatiotemporels des paléoenvironnements. L'assemblage des différents cryofaciès en une cryostratigraphie permet de reconstruire la variation dans le temps des processus de production sédimentaire et des conditions climatiques passées (Katasonov, 1973).

Concrètement, la cryostratigraphie des unités géomorphologiques à sédiments fins a été définie d'après l'observation *in situ* des échantillons de forage, l'observation directe en laboratoire et le traitement des images tomographiques. Les descriptions *in situ* des échantillons de forage ont été compilées dans le logiciel Logplot, qui permet de rassembler les informations descriptives simplifiées selon une représentation verticale. Ces rapports ont guidé l'identification des discontinuités et la distinction des cryofaciès lors de l'observation directe en laboratoire. Ils ont subséquemment été enrichis, précisés ou révisés d'après l'interprétation

cryostratigraphique ainsi que les résultats des analyses géotechniques. Les rapports finaux, raffinés par l'équipe de professionnels de recherche du CEN, se retrouvent à l'Annexe 2 à la page 201.

Puisque la succession des différents cryofaciès est un trait distinctif de chaque unité géomorphologique, l'analyse individuelle de leur sensibilité au dégel par des tests géotechniques, et l'extrapolation des résultats aux parcelles non sondées du territoire, permettent d'évaluer la rhéologie du sol à l'échelle d'un paysage (Stephani *et al.*, 2010).

4.2.1 Observation directe

Les carottes de forage ont fait l'objet d'une description directe, qualitative et quantitative, en environnement contrôlé au Géocryolab (Montréal), suivant la norme ASTM Standard D4083 (2007). Une fois nettoyées, elles ont été photographiées ce qui a permis de cibler les discontinuités cryostratigraphiques dans les forages.

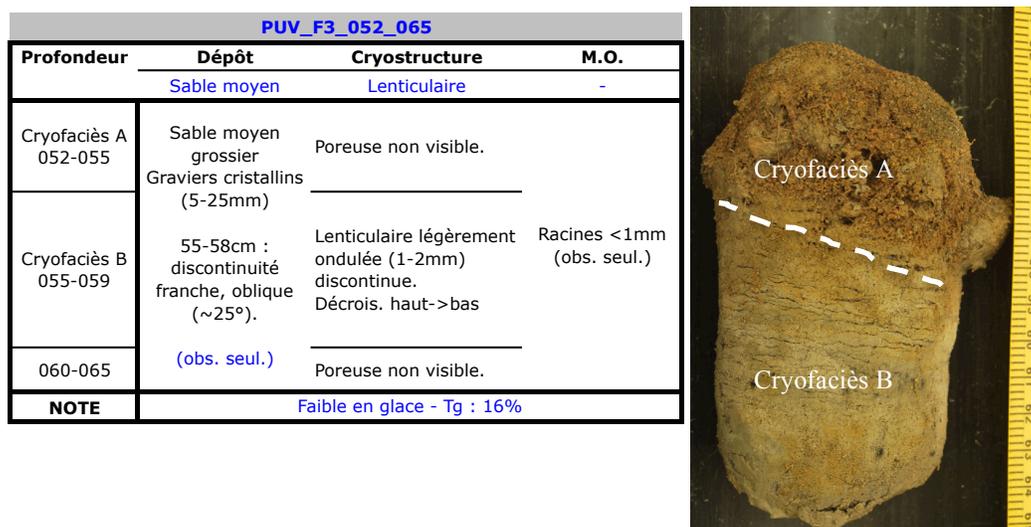


Figure 13. Exemple de la description d'une carotte de forage dans l'atlas. Échantillon PUV_F3_052_065 : discontinuité franche et oblique (tireté blanc) entre 0,55 et 0,59 m de profondeur. Dans le tableau, l'abréviation « obs. seul. » signifie *observation seulement* et précise qu'aucune analyse plus poussée ne complète les observations directes; « Tg » signifie *Teneur gravimétrique en glace*.

Tous les échantillons de forage ont été compilés en un atlas. Il peut être consulté à l'Annexe 1 à la page 152. Pour chaque carotte, l'atlas contient la description des cryofaciès entre les discontinuités : le type de matériel, les cryostructures et la matière organique visible (Figure 13). Ces informations ont ensuite été complétées avec les résultats d'analyse en laboratoire (en bleu dans l'atlas) et par l'observation des images tomodensitométriques.

4.2.2 Tomographie assistée par ordinateur

Suite à l'observation directe, les échantillons de forage ont fait l'objet d'une numérisation tomographique. En mesurant les différences de densité entre les matériaux, cette technique non destructive permet de reconstruire et visualiser en 3D l'intérieur d'échantillons de sol non perturbé, par la capture d'images transversales à haute résolution (Figure 14.A) (Kenter, 1989).

Initialement conçue pour la médecine par Hounsfield (1973), cette technique se fait par l'émission de rayons X qui sont atténués durant leur passage au travers de l'objet à explorer. L'atténuation est conditionnée par la composition (numéro atomique) et l'épaisseur (quantité) des éléments qui composent l'objet d'étude (Calmels et Allard, 2004; Martin, 2010). Le résultat est une matrice dont chaque pixel représente l'intensité d'absorption (TI) des substances composant l'échantillon, obtenue en divisant le coefficient linéaire d'absorption de l'élément (μ) à celui de l'eau distillée (μ_w) :

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

[2]

Ce calcul produit une variété de 4096 valeurs, chacune représentant une variation de 0,1% de l'intensité (Calmels et Allard, 2004). L'échelle des valeurs, déterminée arbitrairement à partir des valeurs de l'air (-1000 UH) et de l'eau distillée (0 UH), s'étend de -1024 à 3071 unités de Hounsfield (UH) (Figure 14.B).

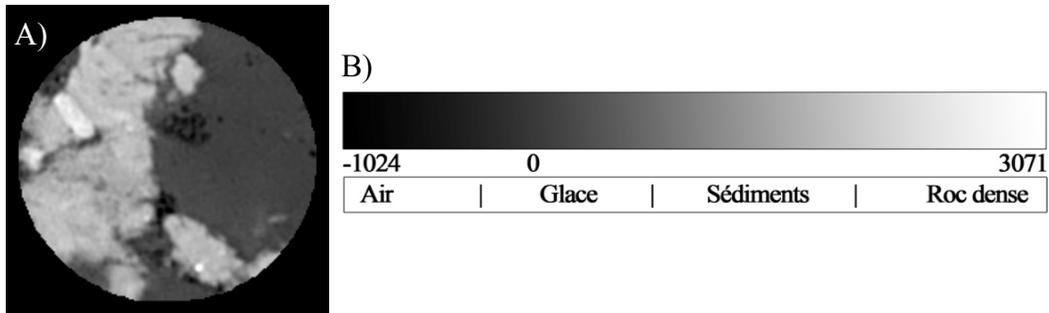


Figure 14. A) Coupe transversale d'une carotte de pergélisol. Les pixels noirs correspondent aux gaz, les gris foncé à l'eau et à la glace tandis que les pixels gris à blanc correspondent aux sédiments meubles et fragments de roche (échantillon PUV_F3_092_113). et B) échelle de Hounsfield.

4.2.2.1 Acquisition des images

L'appareil utilisé pour l'acquisition des images est un *SOMATOM*© *Sensation 64 CT* de la marque *Siemens*, situé à l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) à Québec.



Figure 15. *SOMATOM*© *Sensation 64 CT* de la marque *Siemens*, situé à l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) à Québec. La table noire traverse la couronne de capteurs.

Les images, de 512 x 512 pixels, sont captées de façon hélicoïdale, par 64 capteurs disposés en une couronne rotative (Figure 15). Les échantillons sont placés sur une table mobile qui traverse la couronne en son centre. L'espacement entre les coupes équivaut à la distance entre

les capteurs (0,6 mm) qui s'activent l'un après l'autre, à chaque tour de la couronne (vitesse de 0,33 seconde par tour). La résolution des images est conditionnée par la taille du champ de vue choisi lors de l'acquisition des données. Plus le fenêtrage sera petit, plus les pixels seront petits et, conséquemment, plus l'image sera précise et permettra de distinguer des petits éléments. Pour cette étude, la taille de chacun des voxels (pixel tridimensionnel), déterminée par le technicien de l'INRS, a été de 0,23 mm x 0,23 mm x 0,6 mm (la profondeur étant conditionnée par l'espacement fixe entre les capteurs). Les images résultantes sont enregistrées au format *dicom* (.dcm) qui furent ultérieurement traitées avec les logiciels OsiriX© et Fiji©.

4.2.2.2 Traitement des images

La première étape a été de supprimer les sacs d'entreposage, de même que toutes les portions altérées, à l'aide du logiciel OsiriX© (Figure 16.A et B). Les voxels à l'extérieur du diamètre maximum pouvant être conservé sur tous les échantillons (0,04 m) ont été remplacés par la valeur la plus basse (-1024), non considérée lors des mesures subséquentes.

Pour chaque échantillon, l'interprétation cryostratigraphique a nécessité de déterminer l'étendue de la valeur des voxels compris dans les différentes classes représentant l'air, la glace et les sédiments. Les classes ont été délimitées par la comparaison entre la visualisation verticale des coupes transversales et les photos de laboratoire (Figure 16.C et D). Des images tridimensionnelles ont été reconstituées en utilisant la fonction *Surface Rendering* dans le logiciel OsiriX© (Figure 16.E). Cette fonction permet d'isoler une classe pour en observer sa distribution par rapport aux autres classes. Cependant, puisque les images à l'origine des reconstitutions sont des matrices, des artéfacts sous forme de lignes verticales sont visibles sur les images finales (Figure 16.F et G).

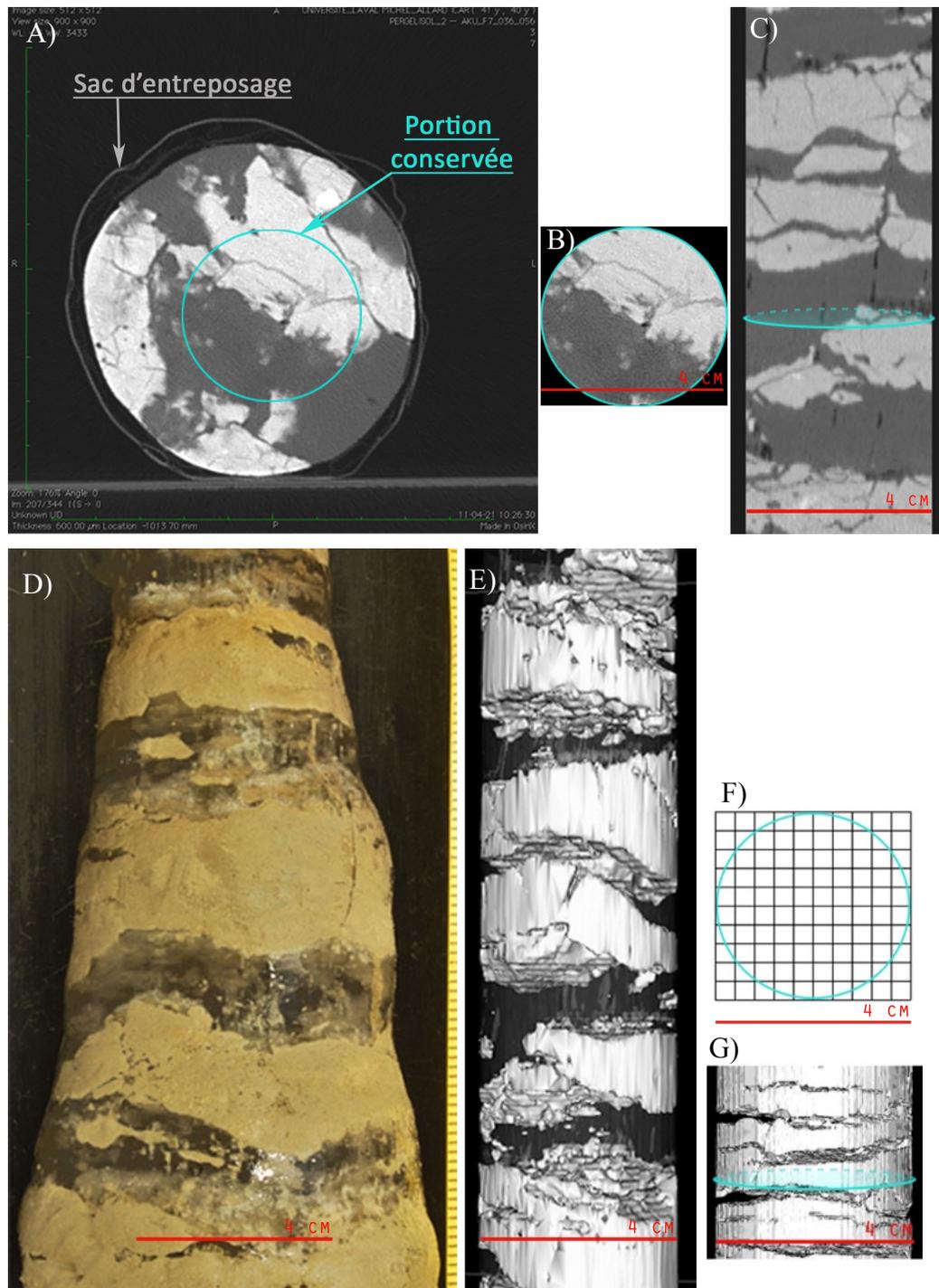


Figure 16. Traitement des images tomodensitométriques (échantillon PUV_F3_092_113). Élimination des sections non désirées sur les coupes transversales : A) échantillon complet; B) portion conservée. C) Visualisation verticale des coupes transversales. L'ellipse turquoise indique l'emplacement fictif d'une coupe transversale. D) Photo de laboratoire. E) Reconstitution 3D avec la fonction *Surface Rendering*. Les prismes irréguliers représentent les sédiments tandis que les vides correspondent à la glace. F) Exemple d'une matrice. G) Représentation d'un échantillon avec artefacts visibles. L'ellipse turquoise indique l'emplacement fictif d'une coupe transversale.

L'interprétation des cryostructures s'est effectuée d'après les classifications de Murton et French (1994) et Stephani *et al.* (2010) (Tableau 2). Pour définir les teneurs volumétriques en glace des cryostructures, le logiciel Fiji© a été utilisé, avec l'aide d'une extension appelée *BoneJ/Volume Fraction*, en utilisant les classes déterminées lors de l'analyse cryostratigraphique. Les voxels correspondant à la glace ont été dénombrés, en soustrayant les voxels des sédiments et de l'air au nombre de voxels total pour chaque échantillon. Des teneurs volumétriques en glace ont ensuite été calculées pour chaque échantillon.

L'utilisation de l'approche par cryofaciès a permis de déterminer les différents cryofaciès présents dans les forages et de sélectionner les échantillons représentatifs, destinés à être soumis à des analyses géotechniques.

4.3 Analyses géotechniques

Les analyses de laboratoire ont été menées au Géocryolab de l'Université de Montréal et aux laboratoires de géomorphologie et de géotechnique de l'Université Laval à Québec. Les tests comprennent des analyses granulométriques au tamisage et à l'hydrométrie et des tests de consistance. Les échantillons de forage représentatifs de la cryostratigraphie des unités géomorphologiques à sédiments fins, sélectionnés lors de l'analyse cryostratigraphique, ont été soumis préalablement à des tests de tassement au dégel, à une mesure de leur salinité ainsi que de leur teneur en eau.

4.3.1 Tassement au dégel et salinité

Afin d'être sélectionnés, les échantillons devaient avoir un diamètre supérieur à 33 mm et une longueur au minimum 2 fois plus grande. Pour le test de consolidation, la longueur devait être comprise entre 0,10 et 0,15 m. Un échantillon a subi un test de consolidation, permettant de simuler une charge appliquée à sa surface, tandis que 21 échantillons ont subi des tests de tassement sans contrainte.

Pour le test de consolidation, l'échantillon a été placé debout entre deux pierres poreuses, permettant l'évacuation de l'eau de fonte, sur la base d'une cellule œdométrique (imperméable et qui résiste aux déformations). Un piston, servant à appliquer les contraintes, a été déposé sur le dessus de l'assemblage. La mesure de la consolidation se fait avec un potentiomètre, suite à la stabilisation du tassement engendré par les contraintes appliquées verticalement. La température a été contrôlée par deux bains thermiques, disposés de façon à simuler un dégel à partir du haut par l'application d'une température de 2°C (± 1 °C). Le choix des contraintes s'est effectué afin de simuler, durant le dégel, le poids d'une couche active dégelée (25 kPa) puis, une fois le dégel complété et pour au moins 24 heures, le poids d'un bâtiment de dimension moyenne avec remblai (100 kPa)¹.

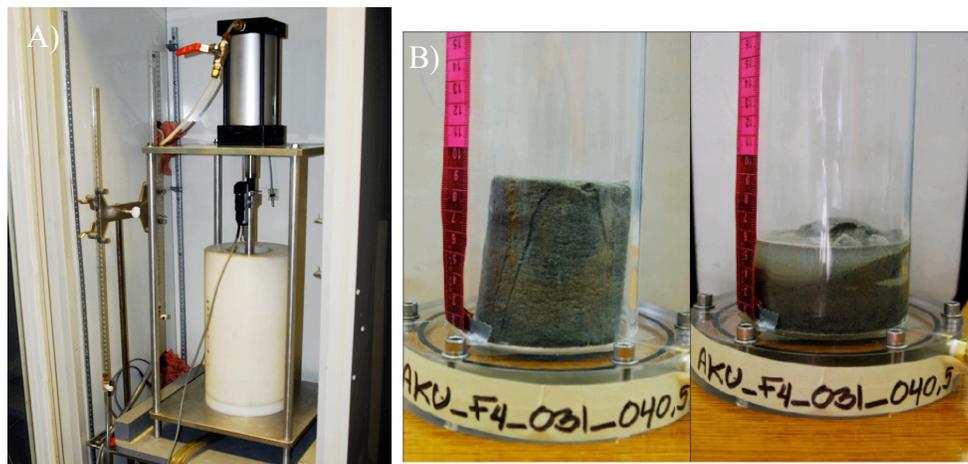


Figure 17. A) Cellule œdométrique avec l'échantillon, les pierres poreuses et le piston à l'intérieur du cylindre blanc, laboratoire de géotechnique de l'Université Laval; B) Installation des tests de tassement, Géocryolab à l'Université de Montréal.

La méthode des tests de tassement (Figure 17.B). est inspirée du protocole ASTM Standard D4767 (2011) et de celle utilisée par Stephani (2013). Les échantillons furent pesés puis la longueur de même que la circonférence des échantillons gelés furent mesurées en au moins trois endroits. Ces mesures ont été utilisées pour faire une moyenne des deux valeurs et un calcul du volume d'après les équations suivantes :

¹ Une erreur des techniciens au laboratoire géotechnique de l'Université Laval est survenue et la contrainte appliquée au départ fut de 50 kPa.

$$r = \frac{(C/\pi)}{2} \quad [3]$$

$$V_g = (\pi r^2) h \quad [4]$$

où :

V_g = volume de l'échantillon gelé

C = circonférence moyenne de l'échantillon gelé

r = rayon de la base

h = hauteur moyenne de l'échantillon gelé

Lorsque les échantillons furent complètement dégelés, la hauteur des sédiments a été mesurée en dix points au travers de la cellule pour calculer le nouveau volume de l'échantillon. La différence entre les deux volumes (gelé versus dégelé) correspond au tassement (δ) engendré par le dégel². L'équation utilisée pour le calcul final est la suivante :

$$\delta = \frac{V_g - V_d}{V_g} \quad [5]$$

où :

V_g = volume de l'échantillon gelé

V_d = volume de l'échantillon dégelé

L'eau provenant du dégel fut testée sur 18 échantillons pour en déterminer la salinité. Tel que discuté plus haut, la salinité influence les propriétés physiques et mécaniques des sols gelés en

² Une mauvaise mesure a empêché d'obtenir le volume des échantillons gelés. Les valeurs, aléatoirement trop petites ou trop grandes, ne permettent pas d'effectuer le calcul final du tassement au dégel. Les tests ont cependant eu lieu, car l'erreur a été constatée lors du traitement des résultats.

conditionnant en grande partie la quantité d'eau non gelée, par l'abaissement de son point de congélation (Williams et Smith, 1989). Afin d'être représentative, cette mesure doit s'effectuer selon une méthode n'impliquant pas de modification de la teneur en eau, pouvant affecter la concentration en sels dissous de l'échantillon (Andersland et Ladanyi, 2004). La salinité d'un sol peut se mesurer par la conductivité électrique de l'eau libre (Hayashi, 2003; Andersland et Ladanyi, 2004; Miller et Curtin, 2007). La conductivité varie en fonction des types et de la quantité d'ions mais est aussi dépendante de la température de la solution (Hayashi, 2003; Miller et Curtin, 2007).

Les tests ont été menés à l'Université de Montréal dans le laboratoire de Pédologie avec un appareil de mesure de conductivité *Copenhagen CDM83* (Figure 18). La cellule en époxy (CDC745-9) contient 2 électrodes en platine devant être immergées d'au moins 14 mm dans la solution à l'étude. Cette sonde est reliée à l'appareil qui transfère la mesure en une valeur en $\mu\text{S}/\text{cm}$ (micro Siemens par centimètre). La température de la solution est constamment relevée afin que les mesures soient corrigées en fonction des variations.



Figure 18. Conductimètre Copenhagen modèle CDM83.

Entre chaque échantillon, la sonde a été nettoyée et remise à 0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\pm 4 \mu\text{S}/\text{cm}$) en pompant de l'eau déionisée dans la cellule. À tous les 10 échantillons, la précision de la sonde était validée en testant une solution témoin dont la conductivité électrique est de 39,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$

($\pm 4 \mu\text{S/cm}$) à 25°C . Les valeurs ont ensuite été converties en partie par mille (ppm) à l'aide d'un calculateur automatique. Enfin, l'équation développée par Velli et Grishin (1983) a permis d'estimer la température à laquelle la glace est susceptible de fondre, d'après son taux de salinité en partie par mille (ppm) :

$$\Delta T = T_k \left(\frac{S_n}{1,000 + S_n} \right)$$

[6]

où :

ΔT = différence de température

$T_k = 62^\circ\text{C}$ = température de référence pour une solution de H_2O et NaCl

S_n = salinité de la solution en ppm

4.3.2 Teneur en eau et en glace

L'amplitude des tassements au dégel dépend en grande partie de la teneur en glace dans le sol (Williams et Smith, 1989; Ladanyi, 1996). Donc, bien que les tests de tassement au dégel n'aient produit aucun résultat probant, la teneur volumétrique en glace a pu être estimée d'après la teneur en eau et ainsi fournir une valeur approximative.

La teneur gravimétrique en eau a été déterminée en soustrayant le poids des échantillons séchés au poids des échantillons gelés. Le volume de la glace a, par la suite, été calculé en divisant la masse de l'eau par sa densité ($\rho_w = 1 \text{ Kg/m}^3$), multipliée par le facteur d'augmentation volumétrique de la cristallisation de l'eau en glace (1,1). Le volume des sédiments a été calculé en divisant la masse des sédiments par une masse volumique approximative de $2,65 \text{ Mg/m}^3$ (Holtz et Kovacs, 2010). Ce calcul a servi à compléter les propriétés physiques du diagramme des phases et obtenir les teneurs volumétriques en glace des échantillons.

4.3.3 Analyses granulométriques et tests de consistance

Sur les 40 échantillons de forage, la taille de 23 d'entre eux permettait d'obtenir suffisamment de sol pour effectuer des analyses granulométriques tandis que l'on a pu faire les tests de consistance (limites d'Atterberg) sur 14 d'entre eux. Les 19 échantillons provenant de la couche active du pergélisol ont tous subi des tests granulométriques et il a été possible d'effectuer les tests de consistance sur 8 d'entre eux.

Les échantillons ont d'abord été séchés à l'air libre ou à l'étuve à 60 °C. Les agrégats furent ensuite broyés au mortier et au pilon. On a utilisé ~200 g des échantillons pour les tests de consistance; ~200 g pour la granulométrie par tamisage des plus grosses particules (entre 22,4 mm et 0,063 mm) et ~60 g pour la granulométrie des plus petites particules (< 2,5 mm) par hydrométrie.

Le protocole des analyses granulométriques par tamisage est basé sur la norme ASTM D-422 (2007). Le vibreur automatique *Restch* a été utilisé pour tamiser durant 30 minutes les échantillons à travers une colonne de 17 tamis superposés en ordre croissant de la maille à partir du bas : 0,063 mm; 0,09 mm; 0,125 mm; 0,18 mm; 0,25 mm; 0,354 mm; 0,5 mm; 0,71 mm; 1 mm; 1,41 mm; 2 ; 2,83 mm; 4 mm; 5,66 mm; 8 mm; 11,2 mm; 22,4 mm.

Les échantillons conservés pour l'hydrométrie ont été tamisés manuellement avec un seul tamis (taille du maillage : 2,5 mm). Ce test s'est effectué en suivant la norme ASTM Standard D422 (2007). Les lectures d'hydromètre ont été faites à intervalles prédéterminés (15, 30, 45, 60 et 120 secondes; 5, 15, 30 et 60 minutes; et 2, 3, 5 et 24 heures). Les valeurs de densité pour chaque lecture ont été rapportées dans un calculateur Excel qui permet la mise en relation des teneurs de chaque fraction granulométrique mesurées par tamisage qui chevauchent celles définies par hydrométrie. Ensuite, les résultats ont été traités d'après la méthode graphique développée par Folk (1966) à l'aide du programme Gradistat v6.0 (Blott et Pye, 2001).

Les tests de consistance ont été exécutés d'après le protocole ASTM D-4318 (2010).

4.4 Intégration des données dans un SIG

Les résultats de laboratoire, les observations de la géomorphologie par photo-interprétation et de terrain ainsi que les informations récupérées dans la littérature ont été intégrés dans un système d'information géographique (logiciel *ArcGIS*). Les dépôts de surface caractéristiques du territoire, dont la couche vectorielle des limites spatiales provient de l'étude de L'Hérault *et al.* (2013), ont été regroupés selon leur unité géomorphologique d'appartenance. Cette étape a permis d'illustrer le potentiel d'accueil du pergélisol sur une carte montrant la distribution des unités géomorphologiques du territoire.

5. Résultats

Le territoire de la communauté de Puvirnituk a été complètement recouvert durant la glaciation Wisconsinienne (entre 80 et 10 ka BP). L'avancée glaciaire a sculpté le roc en collines et en dépressions tandis que le retrait glaciaire s'est effectué au contact de la mer de Tyrrell, permettant la formation de crêtes de moraines de De Geer et la déposition dans les dépressions d'une épaisseur considérable de sédiments marins et littoraux susceptibles d'être déstabilisés au dégel.

L'hétérogénéité des patrons de surface dans le paysage complexifie l'aménagement domiciliaire. Le contexte climatique changeant augmente les incertitudes quant à la stabilité à long terme des infrastructures actuelles ainsi qu'aux précautions à adopter pour la construction de nouvelles infrastructures. La caractérisation du pergélisol permet donc de clarifier ces incertitudes, en fournissant des informations sur ses propriétés géotechniques, d'après la nature des dépôts et une description des cryostructures qui y sont incluses, dans le but d'en estimer le comportement au dégel.

5.1 Dépôts de surface

La Figure 19 représente la dispersion des différents dépôts de surface répertoriés sur le territoire de Puvirnituk et des éléments géomorphologiques détectés par photo-interprétation ou observé durant les campagnes de terrain.



Figure 19. Répartition des différents dépôts de surface à Puvirnituq. Les relevés de terrain dans le texte font référence à leur emplacement sur cette carte.

5.1.1 Le substrat rocheux

Le substrat rocheux est façonné en collines (R sur la Figure 19) dont l'altitude par rapport au niveau marin actuel se situe entre 5 et 30 m. Leur sommet est relativement plat et elles sont légèrement fuselées, suivant une orientation est-ouest. L'orientation observée des stries glaciaires et marques d'arrachement en tête de clou (Figure 20 A et B) ainsi que des cannelures correspond au sens de l'écoulement régional de l'inlandsis Laurentidien, vers l'ouest dans la région (Dyke *et al.*, 1982; Gray et Lauriol, 1985).

Certains versants rocheux plongent suivant des pentes supérieures à 15 ° (Figure 21. A). Les versants est sont légèrement plus abrupts tandis que du côté ouest des collines, la pente est nettement plus faible (Figure 21. B).



Figure 20. Morphologie du substrat rocheux. A) Stries glaciaires sur un affleurement rocheux observé à l'est du village (relevé de terrain PUV_131); B) Marques d'arrachement en tête de clous (point PUV_303). Les lignes blanches en tiret indiquent l'emplacement des marques d'érosion et les flèches indiquent la direction du nord.

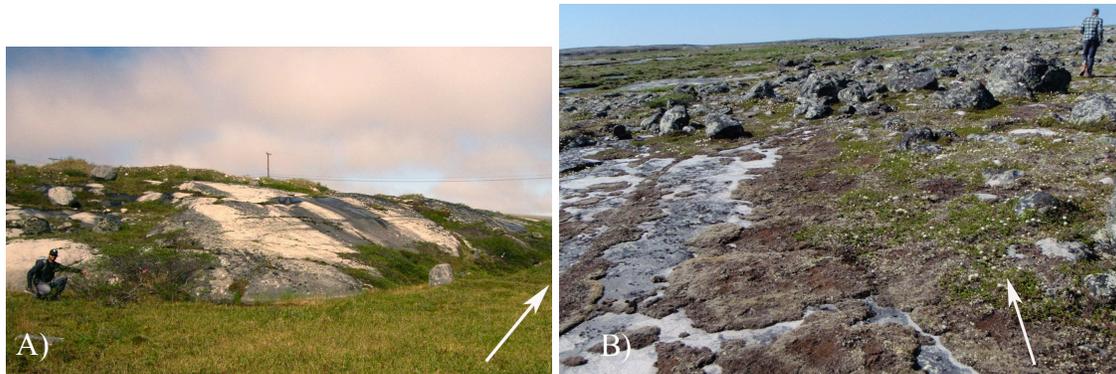


Figure 21. A) Versant plus abrupt à l'est des collines (relevé de terrain PUV_174); et B) Versant plus faible à l'ouest des collines (relevé de terrain PUV_011). Les flèches indiquent la direction du nord.

5.1.2 Les dépôts glaciaires

5.1.2.1 Till remanié (Tx)

Le till remanié (Tx sur la Figure 19) est un dépôt initialement mis en place sous le glacier et dont la surface a été remobilisée par les vagues et les courants lors de la transgression et la régression forcée du niveau marin relatif, résultant en un triage superficiel (Vinet, 2008). Ce dépôt est fréquemment accumulé à l'ouest des collines, où il comble les cavités du roc sous-jacent, et son relief général est fortement contrôlé par le substrat rocheux, dont les affleurements peuvent être observés en de nombreux endroits. Le till peut être recouvert d'une mince couche (< 1 m) de sable d'origine littorale ou directement sur le roc, en couches inférieures à 2 m (Tx/R sur la Figure 19) (Figure 23). Au nord-est du village, certaines portions du till remanié sont situées sous des dépôts littoraux très bien conservés. Le till est alors compact et il est possible d'observer la jonction entre le till et les dépôts littoraux dont l'organisation témoigne d'un remaniement par les vagues (Figure 22).

Le till remanié consiste en un mélange hétérométrique de sable et de silt avec un peu de graviers et des cailloux, surmonté de pierre et de blocs métriques à plurimétriques. À l'ouest du village, le till a été délavé de ses particules fines et il consiste davantage en des pierres et blocs.

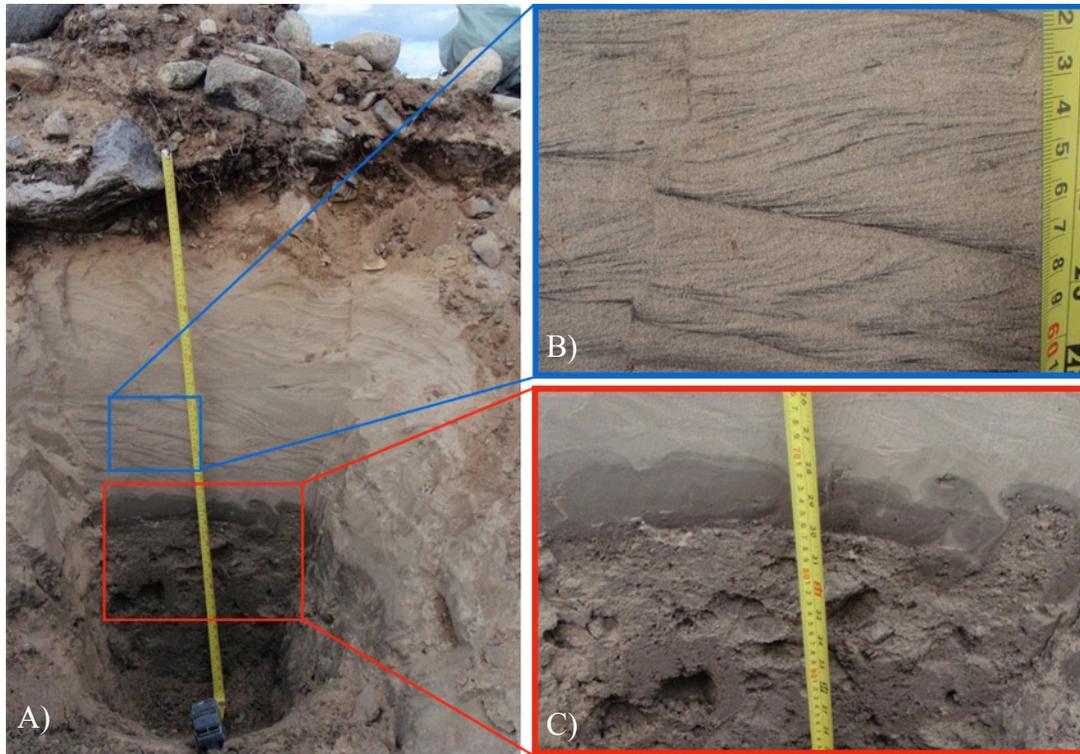


Figure 22. A) Dépôt d'origine littorale sur du till remanié; B) Dépôt littoral sableux, stratifié et subséquentment faillé; C) Jonction entre le till et le dépôt littoral témoignant d'un remaniement. (relevé de terrain PUV_410)

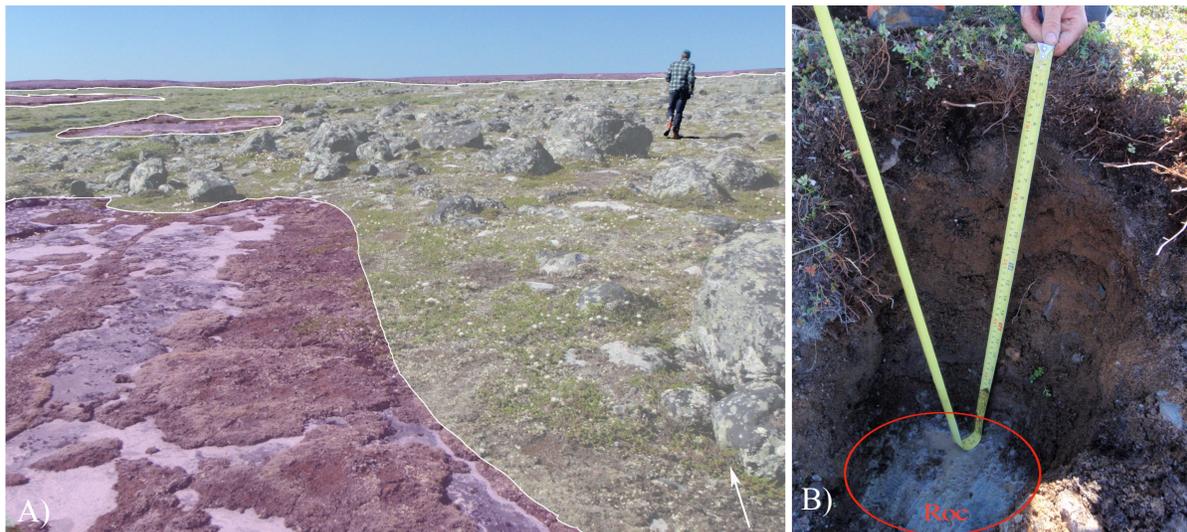


Figure 23. Jonction entre le till remanié et le substrat rocheux. A) Les contours blancs indiquent les limites entre les affleurements rocheux (polygones roses) et le till mince sur le roc. La flèche blanche indique le nord. (relevé de terrain PUV_011); B) Till mince (~0,5 m) sur le roc (relevé de terrain PUV_013).

5.1.2.2 Dépôts glacio-marins

Dépôts marins d'eau profonde (Mb)

Les dépôts marins d'eau profonde (Mb sur la Figure 19) sont composés d'un mélange de sable silteux, silt et argile avec une proportion de particules fines (< 0,075 mm) pouvant être supérieure à 90 % (L'Hérault *et al.*, 2012). Ils sont parfois fossilifères et peuvent contenir des pierres de délestage. Ils peuvent atteindre une épaisseur supérieure à 7 m (L'Hérault *et al.*, 2013), majoritairement situés sous une mince couche (<1 m) de dépôts littoraux et pré-littoraux (Mn/Mb) parfois organisés en buttes ~0,3 m de hauteur dont le drainage est bon. Les dépôts marins peuvent aussi être recouvert d'alluvions (Av/Mb) ou de dépôts organiques (O/Mb), et démontrer un drainage mauvais à stagnant.

Les dépôts ont été mis en place lors de la phase pléni-marine dont l'altitude maximale atteinte à Puvirnitug a été de 140 m. D'ailleurs, ils ont été observés dans les forages à partir d'une altitude de 2,9 m au-dessus du niveau marin actuel, témoignant d'un niveau relatif marin beaucoup plus élevé.

Bien que les dépôts marins d'eau profonde ne soient pas représentés sur la carte des dépôts de surface, il est possible d'en trouver sporadiquement près des cours d'eau, dans les dépressions creusées entre les collines rocheuses lors de l'avancée glaciaire, et entre les moraines de De Geer. Lorsque ce dépôt n'est pas directement sur le roc, il repose sur du till.

Dépôts littoraux et pré-littoraux (Mn)

Les dépôts littoraux et pré-littoraux ont été mis en place en eau peu profonde, lors des phases de transgression et de régression marine, le long des rivages de la mer de Tyrrell. Ils sont composés de sable, silt sableux, sable graveleux et graviers (L'Hérault *et al.*, 2013). Sous ces dépôts, on observe parfois une mince couche (<0,5 m) de dépôts pré-littoraux sablo-graveleux pouvant contenir une forte proportion de fragments de coquilles.

Ces dépôts se retrouvent fréquemment en couche mince (<1 m) sur les dépôts marins d'eau profonde dans les dépressions entre les collines rocheuses. Ils forment alors des buttes bien drainées, de quelques mètres de large par ~0,3 m de hauteur, recouvertes d'une végétation dominée par des herbacées (*Eriophorum angustifolium* et *Carex sp*). Ils se retrouvent également en couches minces (< 0,5 m) sur le roc (Mn/R) et sporadiquement sur les moraines de De Geer, accompagnant les placages de cailloux et de blocs métriques. La végétation est alors composée d'arbustes de saules (*Salix sp*) et de bouleaux nains (*Betula nana*). Au nord du secteur, quelques parcelles de till remanié sont recouvertes de ces dépôts (Figure 22). Ils sont alors composés de sables stratifiés et la jonction entre les deux dépôts témoigne d'un remaniement par les vagues (Figure 22).

Au nord-ouest du village, l'action des vagues lors de la phase régressive de la mer de Tyrrell, a formé des plages qui sont aujourd'hui situées à ~30 m d'altitude, indiquant un ancien niveau relatif marin plus élevé.

5.1.3 Les dépôts postglaciaires

5.1.3.1 Alluvions (Av)

À la hauteur des îles Avarqutaak à l'est du village, une zone d'alluvions longe les rives actuelles de la rivière Puvirnituk (Av sur la Figure 19). À l'intérieur des terres, une portion de ces dépôts repose en couches minces discontinues (<1 m) sur des dépôts marins d'eau profonde (Av/Mb) et marque un endroit où la rivière n'avait pas la compétence pour éroder significativement les dépôts marins cohérents. Une autre zone de Av/Mb au nord-est du village recouvre une superficie d'environ 0,6 km², de part et d'autre d'un ruisseau. Cette étendue est caractérisée par des alluvions mise en place par du ruissellement de surface sur un matériel de faible porosité.

L'Hérault *et al.* (2013) caractérisent ce type de dépôt comme étant probablement composé de sable, silt sableux, sable graveleux et graviers contenant occasionnellement de la matière organique. Aucun échantillonnage ni relevé de terrain n'a été réalisé dans ces zones.

5.1.3.2 Dépôts lacustres (L)

Les dépôts lacustres (L sur la Figure 19) ont été mis en place dans des lacs, dont certains ou certaines portions sont aujourd'hui drainés. Ils sont composés de sables, graviers et silts. Aucun échantillonnage n'a été effectué dans ces dépôts.

5.1.3.3 Dépôts de plages actuelles (Mr)

Les dépôts de plages actuelles (Mr sur la Figure 19) sont circonscrits au rivage le long de la rivière Puvirnituk et mis en place suivant le battement des marées et l'action des vagues. Les accumulations sont discontinues et représentent une faible proportion des rivages, majoritairement composés de till remanié ou de dépôts littoraux. Aucun échantillonnage ni relevé de terrain n'a été réalisé dans ces zones. L'Hérault *et al.* (2013) caractérisent ce type de dépôt comme étant probablement composé de sable, silt sableux, sable graveleux, graviers, galets émoussés avec quelques blocs glaciels.

5.1.3.4 Dépôts organiques (O/Mb)

Les dépôts organiques (O/Mb sur la Figure 19) correspondent à de la tourbe ou des sols organiques dans des zones mal drainées. Ils sont délimités par du roc ou du till et associés à des dépôts marins d'eau profonde, sur lesquels ils reposent en couches minces au nord du secteur d'étude.

5.2 Géomorphologie

5.2.1 Moraines de De Geer

Certaines formes de terrain s'organisent en une série de crêtes discontinues permettant de les associer à des moraines de De Geer (lignes pointillées sur la Figure 19). Les moraines de De Geer sont des crêtes de till remanié, formées durant la phase de retrait d'un inlandsis en contact avec un plan d'eau (Hoppe, 1957). Elles se présentent en groupe, parallèles les unes aux autres et régulièrement espacées.

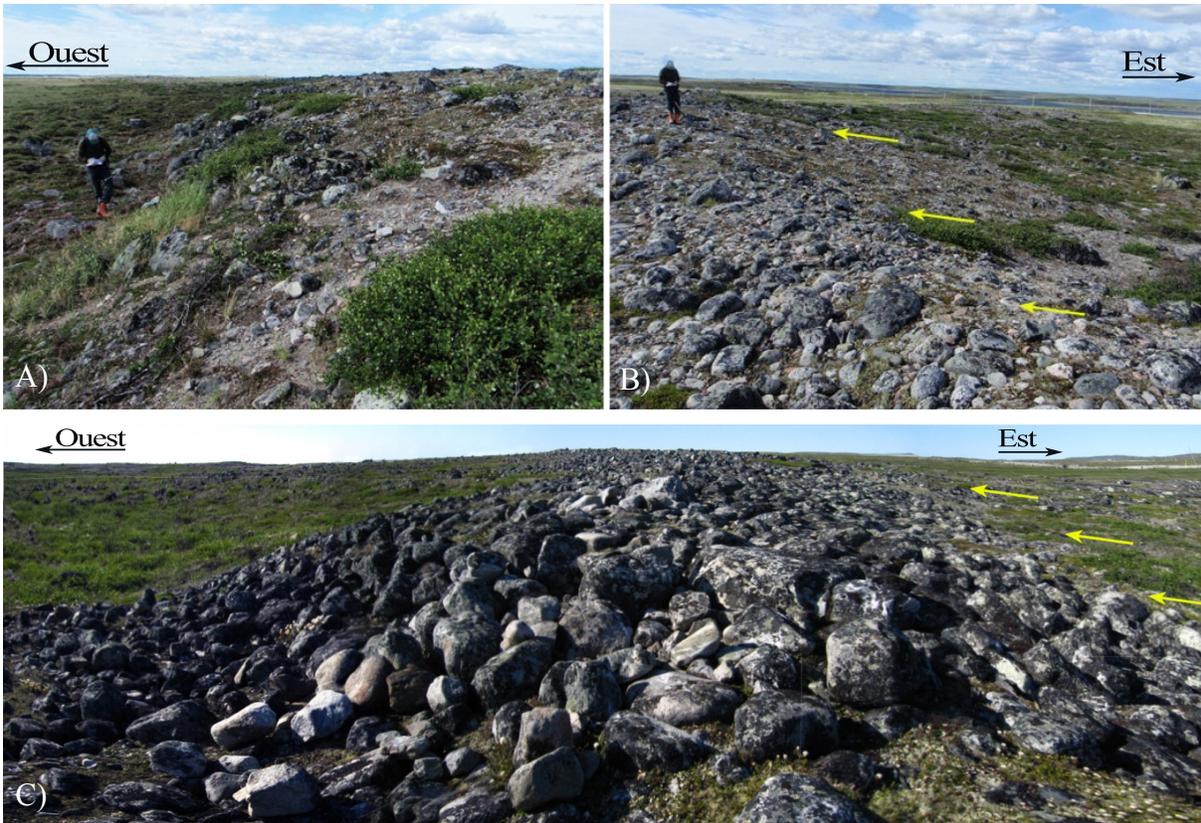


Figure 24. Moraines de De Geer recouverte d'un placage de cailloux. Versant ouest (A) et est (B) (relevé de terrain PUV_407). C) Moraine à proximité du relevé de terrain PUV_195. Les flèches jaunes indiquent le sens de l'écoulement glaciaire local.

Les moraines sont hautes de 0,5 à 4 m et espacées de 80 à 300 m. Les mesures de largeur (~20 à ~80 m) et longueur (~80 à ~900 m) ont été relevées dans Google Earth et sont approximatives. Leur orientation générale nord-sud est perpendiculaire au sens de retrait de l'inlandsis Laurentidien dans la région (Dyke *et al.*, 1982; Gray et Lauriol, 1985). Les versants ouest, correspondant au côté distal (aval glaciaire), sont plus abrupts que les versants est, représentant le côté proximal (amont glaciaire) (Figure 24). La forme des moraines est mieux définie à l'est du village, et elles sont fréquemment recouvertes d'une mince couche de sable littoral et d'un placage de cailloux et de blocs métriques. Le till à l'intérieur des moraines est composé de sable ou de silt avec graviers.

5.2.2 Gélifraction et soulèvement gélival

Le substrat rocheux a une faible capacité de stockage de l'eau. Néanmoins, sa porosité et les fractures permettent durant l'été l'intrusion d'eau qui gèle à l'automne et génère des processus de gélidisjonction et gélifraction (Dionne, 1983). Lors de l'engel, comme le roc a une conductivité thermique plus élevée que le sol environnant, de la glace se forme directement sous les portions déjà débitées et les pressions hydrauliques (engendrées lors de la cristallisation) les poussent vers les endroits de moindres contraintes, donnant lieu à du soulèvement gélival (Williams et Smith, 1989). Ainsi, sur le territoire de Puvirnituk, on observe plusieurs affleurements rocheux qui ont été soumis à ces processus de fracturation puis de soulèvement par le gel (Figure 25. A, B et C). Lorsque du till remanié recouvre le roc, l'altération des portions soulevées, entremêlé de blocs glaciaires rémanents, résulte en des champs de blocs anguleux à sub-arrondis, contenant une matrice sablo-graveleuse (Figure 25. D).

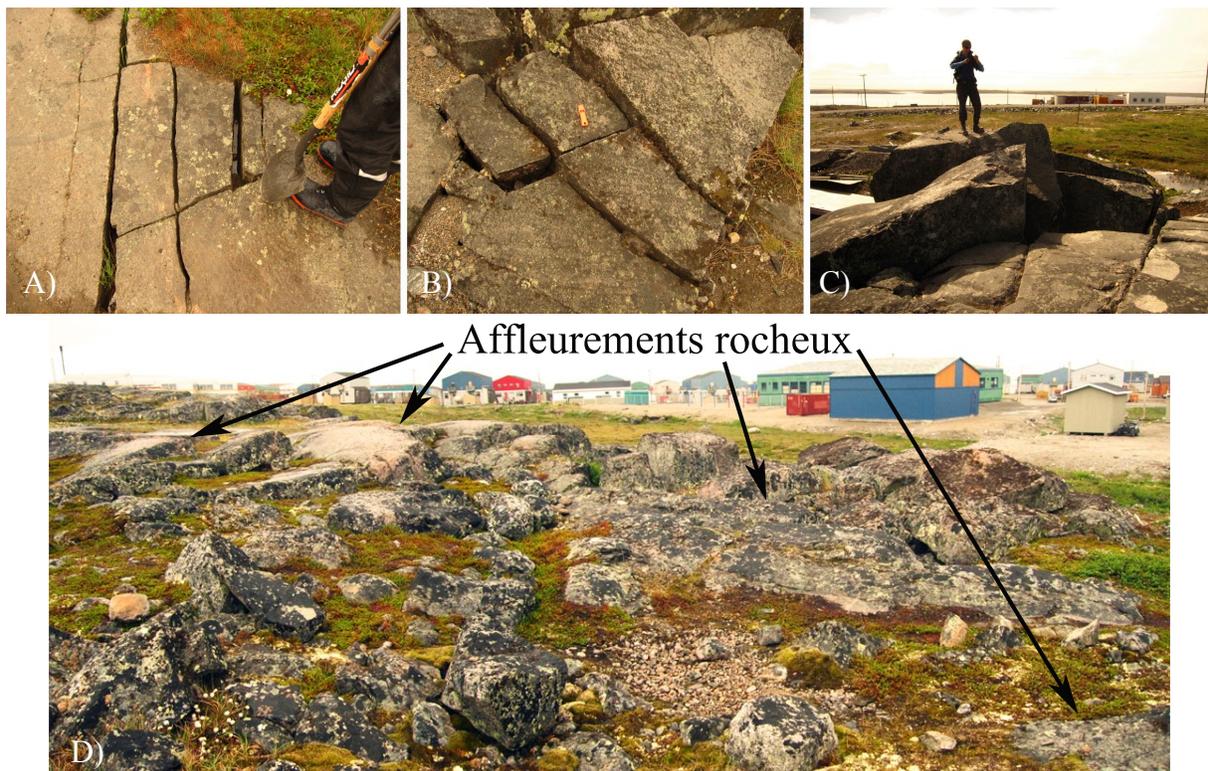


Figure 25. Roc fracturé (A) et soulevé (B) par l'action du gel (relevé de terrain PUV_114). C) Mégablocs soulevés par l'action du gel (relevé de terrain PUV_167). D) Substrat rocheux altéré par gélifraction, remanié par le gel et dégel, dans une matrice sablo-graveleuse (relevé de terrain PUV_105).

5.2.3 Cryoturbation

La cryoturbation fait référence aux mouvements intra-sédimentaires résultant de cellules de convection créées par les cycles de gel et de dégel en région pergélisolée (French, 2007). Ces mouvements sont engendrés principalement par une combinaison des processus de soulèvement gélival et de tassement au dégel, associés à la formation et à la fonte de la glace de ségrégation dans la couche active de dépôts meubles. Ces processus génèrent des formes de triage dans les sédiments mal triés, tels que des ostioles, en présence de silt et d'argile, et des sols striés, lorsqu'ils se développent en pente (Shilts, 1978; Williams et Smith, 1989; French, 2007). Dans les dépôts fins et homogènes, les cryoturbations forment des cercles non triés, tels que des thufurs (*earth hummocks*) (Quinton *et al.*, 2000; Quinton et Gray, 2001; French, 2007).

5.2.3.1 Cryoturbation dans les sédiments mal triés

La cryoturbation dans des sédiments mal triés peut produire des ostioles. Elles se forment lorsque le front de dégel est à son plus bas, généralement à la fin de l'été. À cette période, l'accumulation dans la couche active des précipitations et de l'eau provenant de la fonte de la glace dans le sol font augmenter les pressions hydrostatiques tandis que la proximité d'un substrat rocheux fait augmenter les pressions artésiennes (French, 2007). L'eau se retrouve piégée entre la surface du sol, rigidifiée suite à la dessiccation estivale, et le pergélisol sous-jacent (Shilts, 1978; French, 2007). De ce fait, la teneur en eau des dépôts peut atteindre ou dépasser leur limite de liquidité, leur conférant alors la propriété de se comporter comme un fluide (Shilts, 1978). Ce sédiment liquéfié est ensuite canalisé vers les zones de moindres pressions, soit vers la surface qui se fissure, permettant l'expulsion de la boue qui forme l'intérieur des ostioles (Shilts, 1978; French, 2007). Leur forme sera plus ou moins arrondies ou allongées, selon le degré de pente, avec un rebord gazonné ou un anneau pierreux (Shilts, 1978).

À Puvirnituk, les ostioles sont localisées à la surface de till mince sur le roc (Figure 26.A). Celles observées sur le terrain ont un diamètre égal ou légèrement inférieur à 1 m, elles n'ont

pas de rebord surélevé, sont entourées d'herbacées et sont composées majoritairement d'un mélange de silt et d'argile. Les ostioles les mieux définies ont cependant été repérées au nord du village (Figure 19) à partir de l'observation des images aériennes (Figure 26.B). Elles ont un diamètre entre 3 et 7 m avec des bourrelets marqués et végétalisés. Elles deviennent allongées sur les pentes inférieures à 2 °.

Lorsque la cryoturbation s'effectue dans un diamicton en pente, cela permet le développement de polygones de triage allongés ou de sols striés (Washburn, 1956; Shilts, 1978; Ladanyi, 1996; French, 2007). Dans le cas de sols striés, les polygones sont alors plus diffus, étant majoritairement visibles par l'observation des plus grosses particules qui forment des lignes parallèles au gradient de pente (French, 2007).

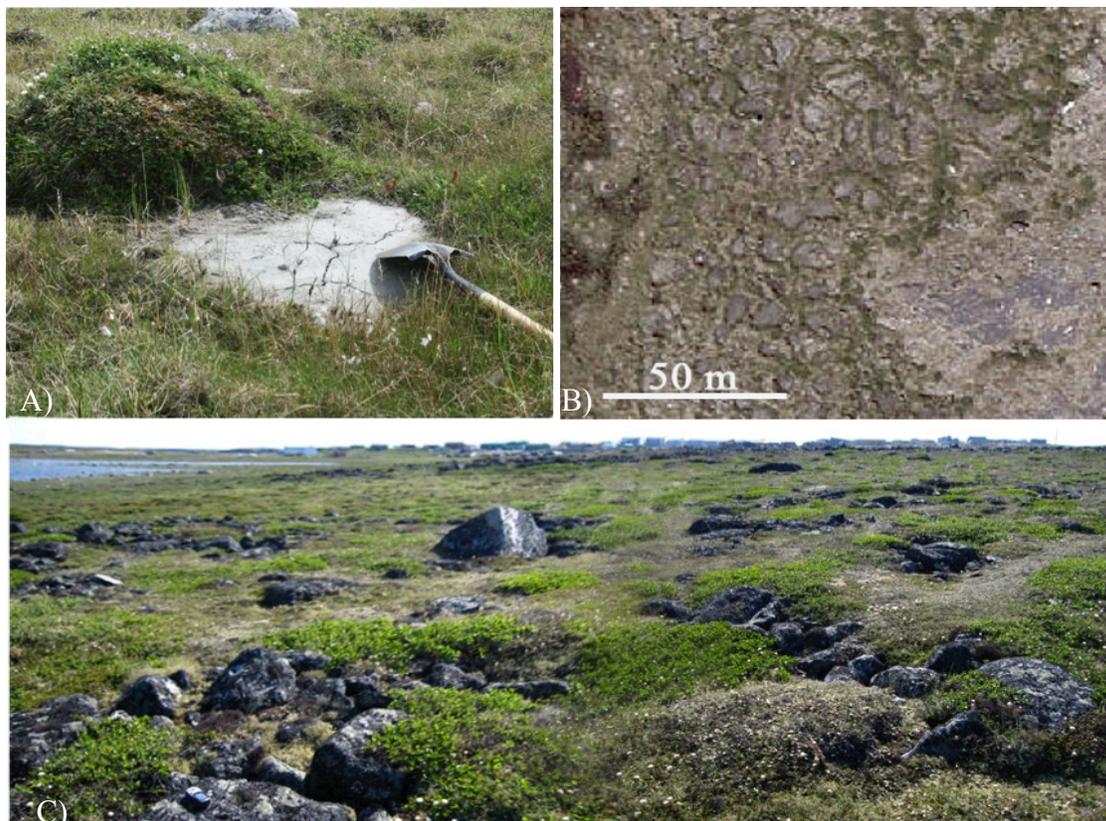


Figure 26. Triage dans différents types de dépôts de surface présents sur le territoire de Puvirnituk: A) ostiole dans du till remanié mince sur le roc près de la rivière Puvirnituk (relevé de terrain PUV_328); B) champ d'ostioles dans du till remanié mince sur le roc dans l'encadré jaune sur la Figure 19 au nord-est du village; C) polygones de triage allongés dans du till de moraine en pente (relevé de terrain PUV_193).

Sur le territoire à l'étude, des formes comme les polygones et les sols striés ont été observés sur les versants des moraines de De Geer à partir d'une pente de 4 °. Les pierres et blocs sont regroupés et tracent le pourtour des polygones, plus ou moins définis (Figure 26.C). L'intérieur des polygones est légèrement bombé, composé de particules plus fines (sils à graviers) et démontre une légère tendance à la gelifluxion.

5.2.3.2 Cryoturbation dans les dépôts fins homogènes

La présence de dépôts fins et riches en lentilles de glace, dont la perméabilité et la conductivité hydraulique sont faibles, limite la pénétration de l'eau et favorise des écoulements laminaires de surface (Quinton *et al.*, 2000). Lorsqu'on retrouve sur ces dépôts une couche de matière organique à conductivité hydraulique élevée, cela permet une cryoturbation particulièrement active qui peut mener à la formation de thufurs (*earth hummocks*), ou cercles non triés (Washburn, 1956; Quinton *et al.*, 2000).

Dans la communauté à l'étude, on observe des thufurs dans les dépôts littoraux et pré-littoraux minces sur roc (Mn/R) et dans les dépôts littoraux et pré-littoraux sur marin d'eau profonde (Mn/Mb).

Dans les dépôts littoraux et pré-littoraux minces sur le roc, les buttes sont moins hautes (~0,3 m) que larges (~0,5 m). La couche organique est < 0,15 m et repose sur du sable moyen. La végétation au sommet est constituée d'arbustes de saules (*Salix sp*) et de bouleaux nains (*Betula nana*). Entre les buttes il n'y a pas ou peu de végétation et le drainage est bon. Lorsque les dépôts littoraux et pré-littoraux sont minces et reposent sur des dépôts marins d'eau profonde, la hauteur des buttes varie de ~0,2 à 0,4 m et leur largeur de ~0,5 à 1 m. Les herbacées (*Eriophorum angustifolium*) au sommet sont < 0,5 m (Figure 27.C). Les buttes sont composées d'une couche organique (0,05 et 0,30 m) bien drainée tandis que les dépôts sous-jacents sont saturés à partir de ~0,15 m. La surface autour des buttes démontre un drainage mauvais à stagnant avec beaucoup de dépôts d'oxydes de fer en surface.

En plus d'être typiques des zones de dépôts fins riches en lentilles de glace et susceptibles au gel (Mackay, 1980; Ladanyi, 1996; Quinton *et al.*, 2000), les thufurs sont favorisés par la présence de certains types de plantes, tel que les *Eriophorum* (Washburn, 1956; Williams et Smith, 1989). Dans la communauté à l'étude, lorsque les dépôts fins et riches en glace ne sont pas surmontés de végétation capable de remobiliser les écoulements de surface, le drainage est mauvais à stagnant et aucun thufurs ne s'y est développé.

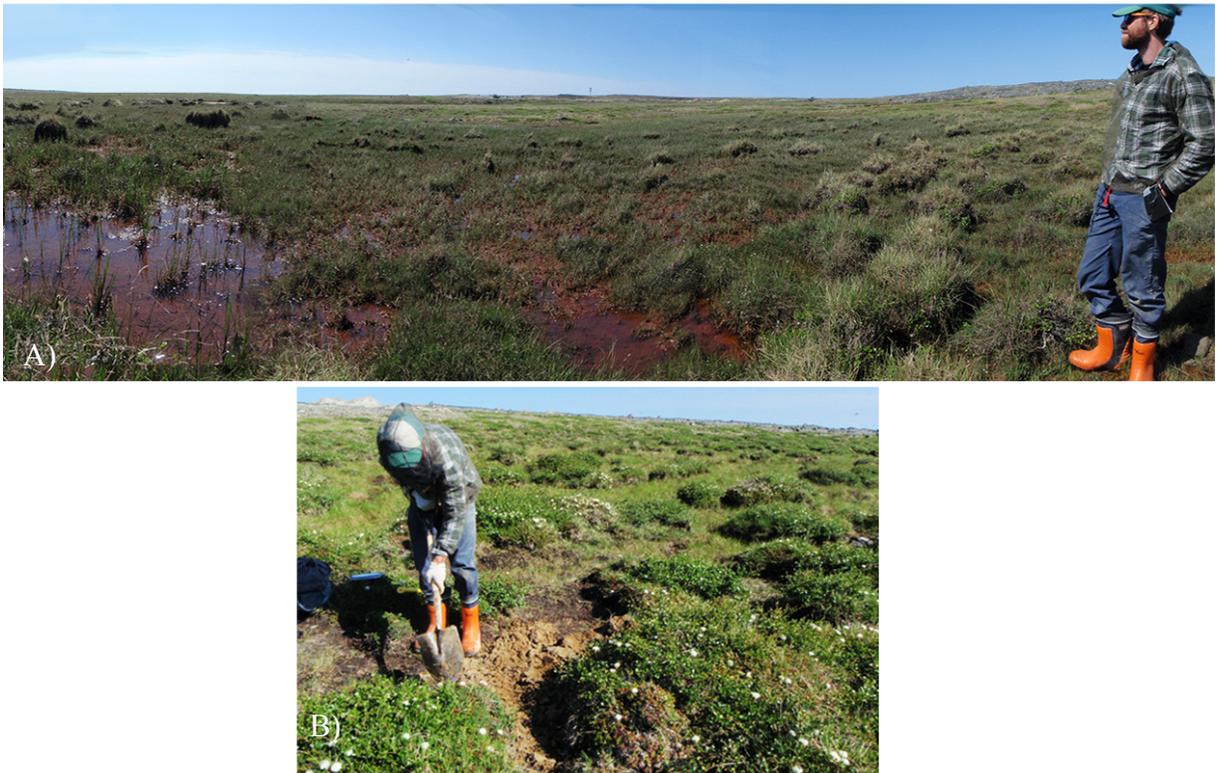


Figure 27. A) Thufurs dans des dépôts littoraux et pré littoraux sur marin d'eau profonde (relevé de terrain PUV_008); B) Thufurs dans des dépôts littoraux et pré littoraux minces sur roc (relevé de terrain PUV_014).

5.2.4 Fentes de gel

Les fentes de gel (lignes rouges sur la Figure 19) indiquent l'emplacement de coins de glace initiés par la croissance de veines de glace, préalablement expliqués dans la section « 2.1.4 Glace dans le sol ». Lorsque plusieurs coins de glace se rejoignent, ils forment un réseau de

polygones d'un diamètre variant entre 0,2 et 40 m (Williams et Smith, 1989; French, 2007). Cette forme de terrain est la plus répandue dans les environnements pergélisolés et sa dégradation peut affecter plusieurs infrastructures linéaires, telles que les routes et les pistes d'atterrissages, en produisant du ravinement (Lachenbruch, 1963; Fortier *et al.*, 2007; French, 2007; Godin et Fortier, 2010, 2012a; Godin et Fortier, 2012b).

Sur le territoire de Puvirnituk, bien qu'aucune observation de terrain n'ait permis d'étudier des fentes de gel, certaines ont été repérées lors de la photo-interprétation. Sur la Figure 28, on peut voir des fentes dans des moraines de De Geer (Tm) qui se rejoignent en traversant des dépôts littoraux sur marins d'eau profonde (Mn/Mb), des fentes dans des dépôts littoraux lorsqu'ils sont minces sur des dépôts marins (Mn/Mb) et des fentes qui forment un réseau de polygones dans des dépôts littoraux épais (Mn). Des fentes de gel sont perceptibles dans des dépôts littoraux à proximité d'alluvions qui ne démontrent aucun signe de fissuration. Néanmoins, cela ne prouve pas l'absence de coins de glace dans ces dépôts, car le dégel annuel de la couche active et la végétation en atténue considérablement les traces à la surface du sol (Lachenbruch, 1963)



Figure 28. Exemples de fentes de gel (traits rouges) dans : A) des moraines de De Geer (en blanc) et dépôts littoraux sur marins d'eau profonde; B) dans des dépôts littoraux (en beige) sur marins d'eau profonde végétalisé (en vert); et C) réseau de polygones dans des dépôts littoraux.

5.3 Cryostratigraphie des unités géomorphologiques

La compilation des informations en provenance de la littérature, des données de terrain et des analyses en laboratoire a permis d'atteindre le premier objectif spécifique qui est de « *délimiter les unités géomorphologiques du territoire à l'étude* ». Trois unités principales ont été distinguées : l'unité P1 correspond au roc et aux dépôts minces sur le roc; l'unité P2 est formée du till remanié et des moraines de De Geer; et l'unité P3 est composée des dépôts marins. Leur répartition spatiale sur le territoire est présentée à la Figure 29.

Ce chapitre présente les caractéristiques de la couche active et de la cryostratigraphie des cryofaciès de chaque unité géomorphologique afin d'atteindre le deuxième objectif spécifique de la recherche qui est de « *caractériser les propriétés géotechniques des différents cryofaciès dans les unités à sédiments fins* ».

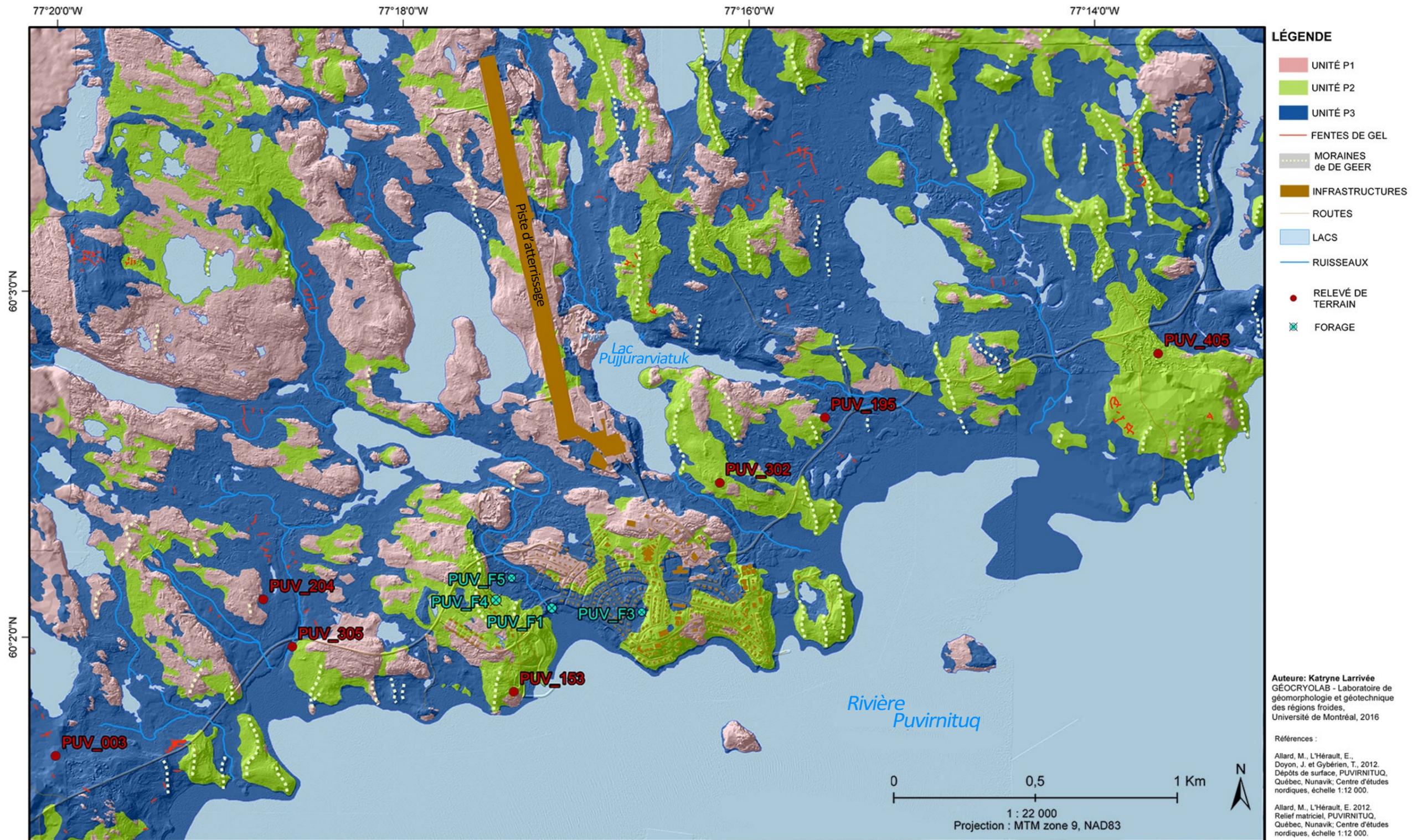


Figure 29. Carte de la répartition spatiale des unités géomorphologiques caractéristiques du territoire de Puvirnituk. Les observations des relevés de terrain et forages indiqués sur la carte sont détaillées plus loin dans le texte.

5.3.1 L'unité P1 - le roc et les dépôts minces sur roc

Les zones comprises dans cette unité géomorphologique (Figure 30) correspondent aux affleurements rocheux et aux zones où la couverture de dépôts meubles est discontinue et inférieure à 2 m d'épaisseur sur le substrat rocheux. Sur l'ensemble du territoire, 75 formes géomorphologiques, affleurements rocheux et dépôts minces sur le roc ont été observés et étudiés sur le terrain.

Sur la Figure 30 on observe la différence entre les pentes abruptes à l'est et douce à l'ouest générées par l'écoulement glaciaire (représenté par les flèches vertes). Les collines rocheuses étant d'une altitude maximale de 30 m, elles ont été complètement recouvertes par la mer de Tyrrell dont l'action érosive des courants littoraux, des marées et des vagues a remanié les sédiments s'y étant déposés. Les tills ont été délavés et on observe des parcelles où subsistent, disséminés sur les affleurements rocheux de l'ouest du village, des pierres et blocs métriques à plurimétriques, où s'entremêle une couverture inférieure à 0,5 m de dépôts littoraux, composée de sable graveleux avec cailloux (Figure 23. B).

Comme aucune mesure thermique n'a été effectuée dans le substrat rocheux, il est impossible de déterminer la profondeur de la couche active dans cette unité. Cependant, la majorité des sondages ont permis d'atteindre le roc, démontrant que l'épaisseur de la couche active est supérieure à la couverture mince des dépôts sur le roc.

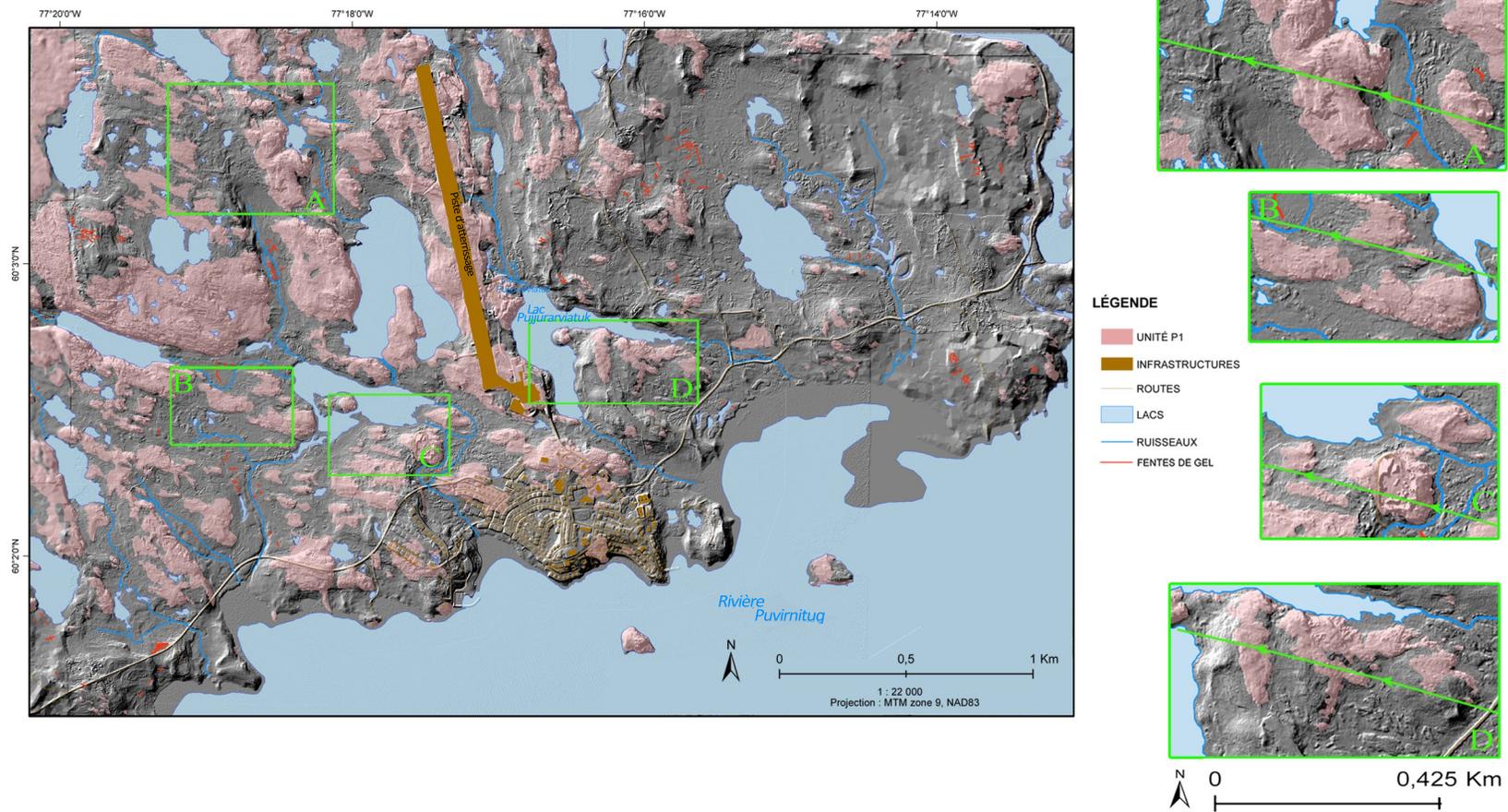


Figure 30. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P1. Les flèches vertes représentent le sens général de l'écoulement glaciaire local vers l'ouest / 270° (Gray et Lauriol, 1985).

5.3.2 L'unité P2 – le till remanié et les moraines de De Geer

Dans les zones identifiées comme étant des dépôts glaciaires (Figure 31), les travaux de terrain ont permis d'observer 63 éléments géomorphologiques de surface, sondages à la tarière, coupes dans la couche active et un forage dans le pergélisol. Les coupes et le forage ont permis la récolte de 9 échantillons : 7 dans la couche active et 2 dans le pergélisol. L'analyse de ces échantillons, ainsi que le traitement des observations de terrain, ont révélé la présence de deux couches cryostratigraphiques : la couche active composée de dépôts littoraux et de till délavé jusqu'à ~0,8 m (P2-CA); sur du till remanié ou formant des moraine de De Geer (P2-1).

Sur la Figure 31 on observe la forme des moraines de De Geer dont l'alignement (flèches jaune) est perpendiculaire au sens d'écoulement glaciaire local vers l'ouest / 270° (Gray et Lauriol, 1985).

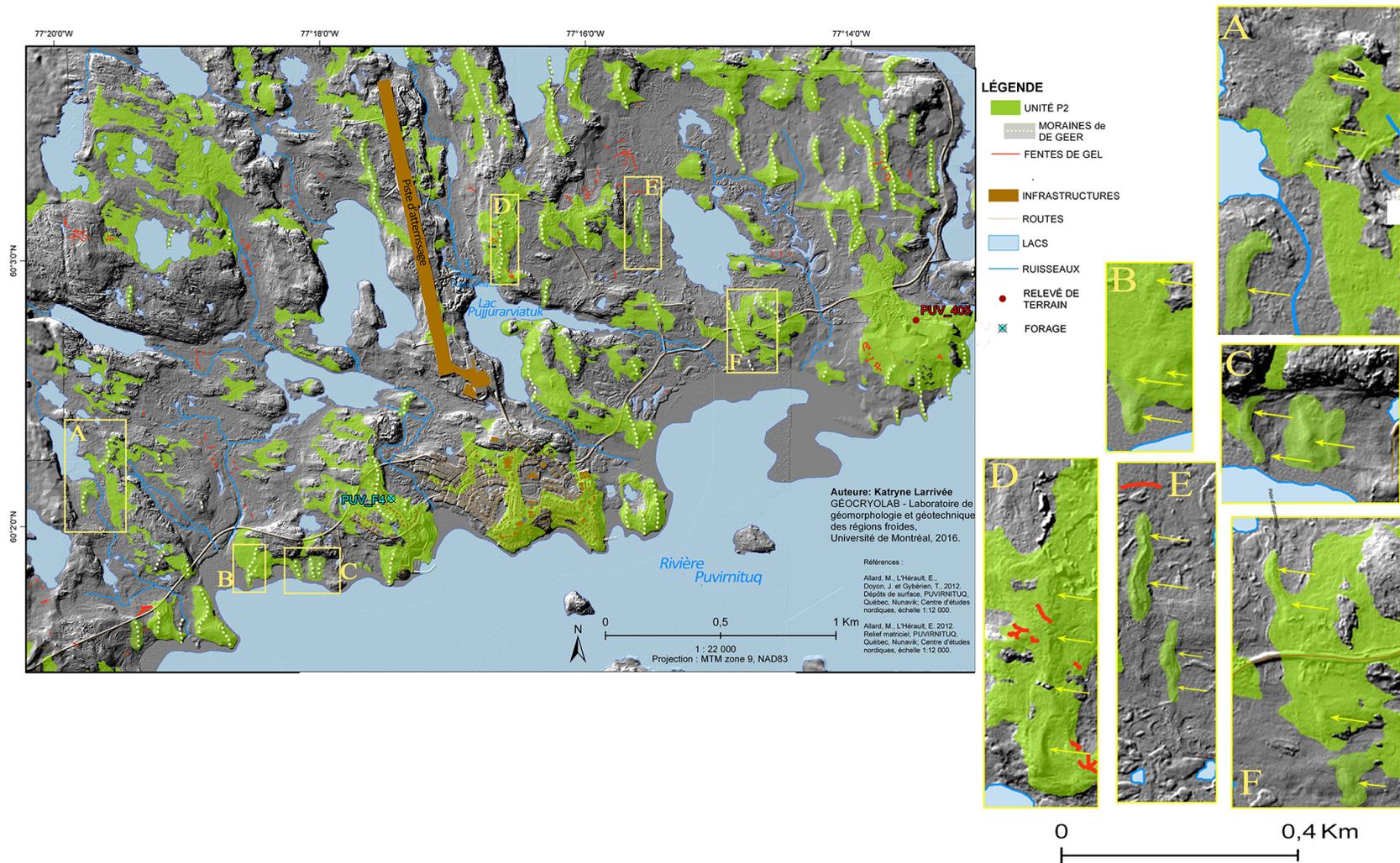


Figure 31. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P2. Les flèches jaunes représentent le sens de l'écoulement glaciaire local vers l'ouest / 270° (Gray et Lauriol, 1985).

5.3.2.1 P2-CA : mélange de till délavé et de dépôts littoraux

Les dépôts littoraux (Figure 32) ont été déposés durant la phase de régression marine, recouvrant les moraines de De Geer ou disséminés au travers d'amoncèlements de pierres et de blocs rémanents du till délavé. Les résultats d'analyse (n=4) révèlent une granulométrie étalée, majoritairement composée de sable (68,9 – 76,4 %) avec un peu de gravier (11,6 – 20,4 %), et une trace de silt (≤ 13 %) (Tableau 8). Gradistat classifie ce dépôt comme un sable fin avec une taille moyenne des particules de 377 μm (entre 251 – 465 μm). Aucun test de consistance ne put être effectué car les échantillons n'étaient pas suffisants. Sur le terrain, une forte proportion en fragments de coquillages fut observée, témoignant de la proximité d'un environnement marin.

Le till délavé n'a pas été analysé puisqu'il n'est plus constitué que de pierres et de blocs, la matrice ayant été remplacée par les sables littoraux.

Tableau 8. Propriétés géotechniques de la couche P2-CA

<u>PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES</u>		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Unité P2-CA					
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Gravier (2 - 64 mm)	16,7	11,6	20,4	3,8
	Sable (0,063 - 2 mm)	73,1	68,9	76,4	3,6
	Fines (silt+argile)	10,2	7,7	12,7	2,6
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	10,2	7,7	12,7	2,6
	Argile (<0,002 mm)	0,0	0,0	0,0	0,0
	Moyenne (μm)	377	251	465	90

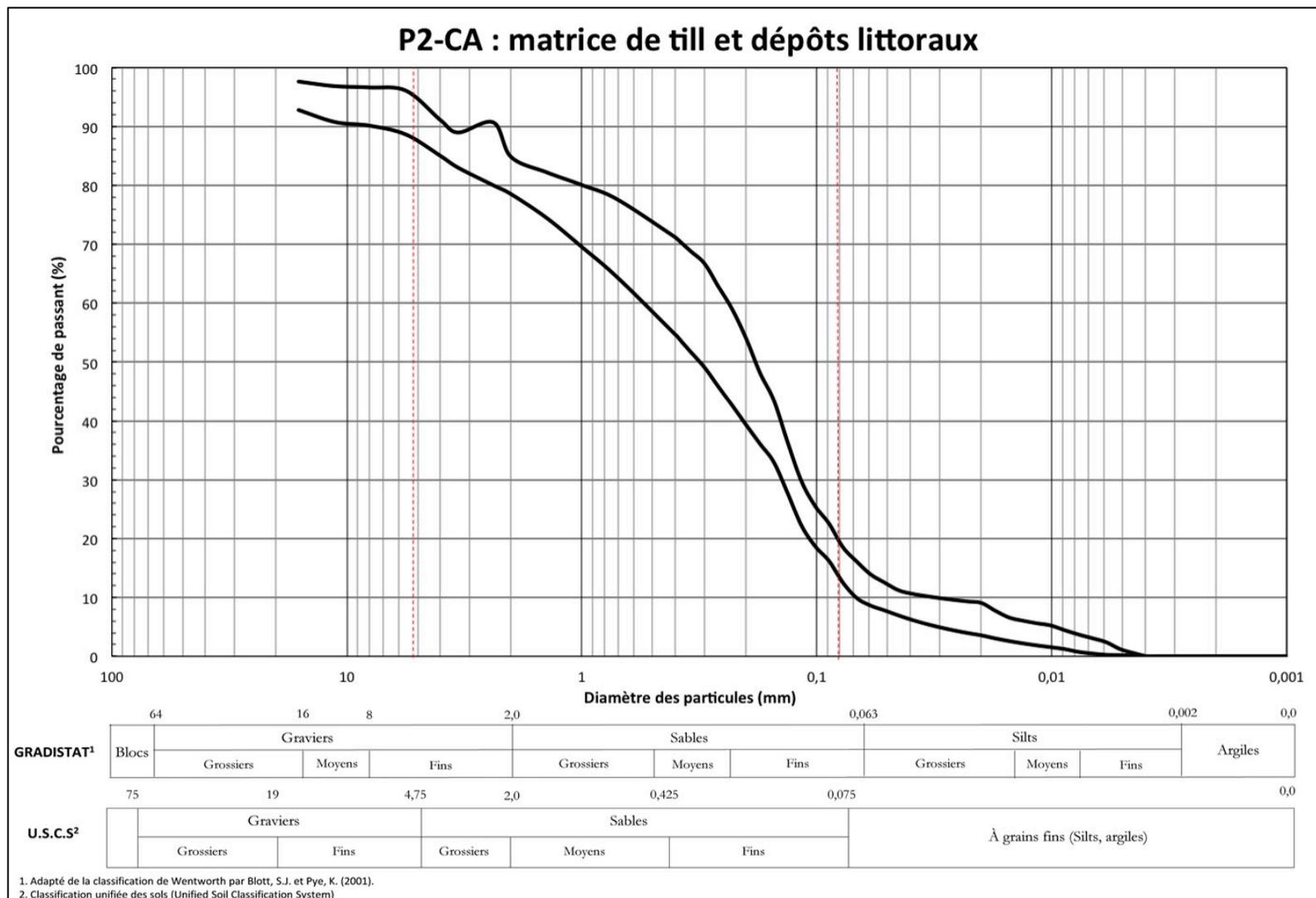


Figure 32. Enveloppe texturale des échantillons provenant de la couche cryostratigraphique P2-CA (n=4). Les traits pointillés rouges représentent les limites des sables d'après la classification de l'Unified Soil Classification System (USCS).

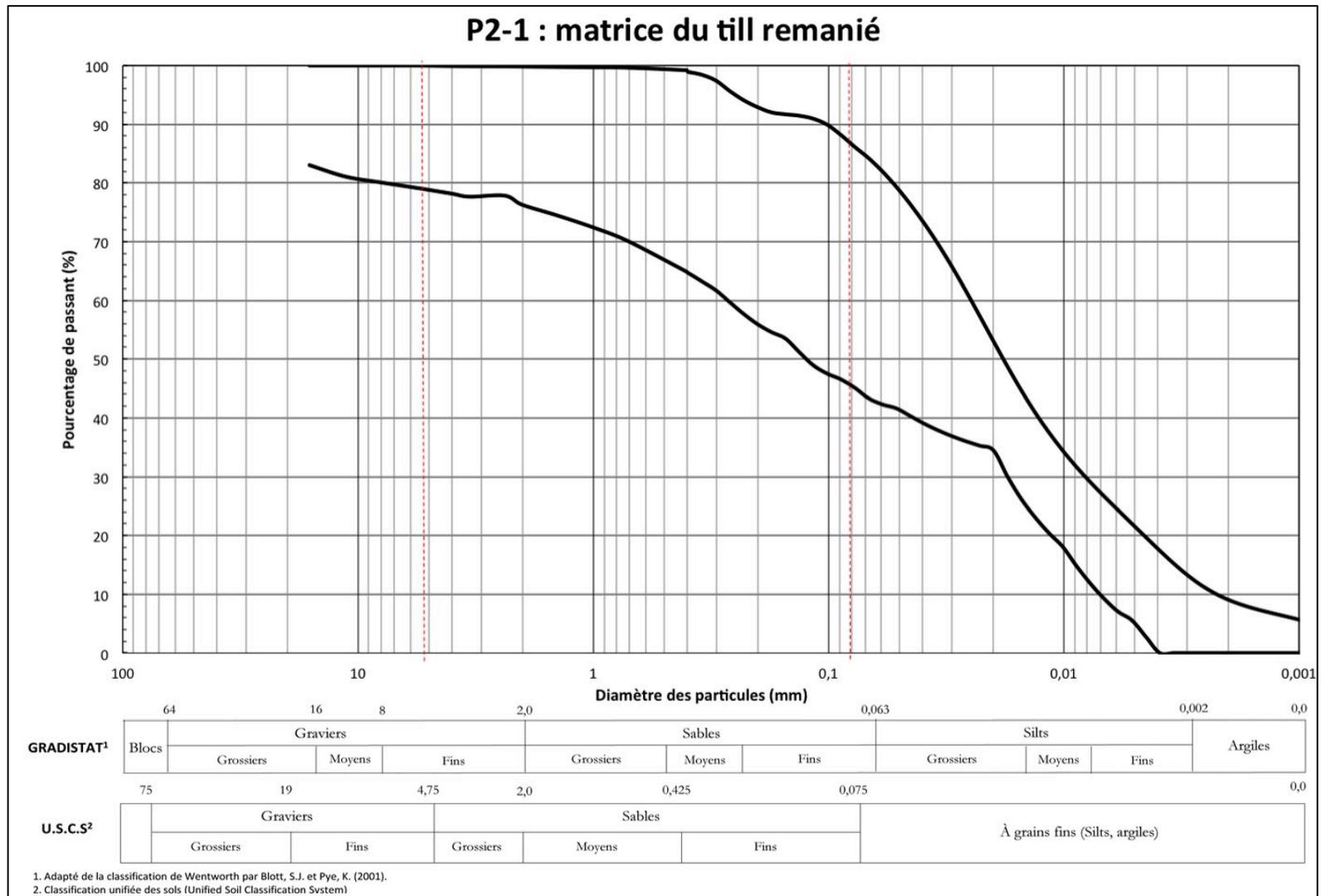


Figure 33. Enveloppe texturale des échantillons provenant de la matrice du till de la couche cryostratigraphique P2-1 (n=4). Les traits pointillés verticaux rouges représentent les limites des sables d'après la classification de l'Unified Soil Classification System (USCS).

5.3.2.2 P2-1 : cryofaciès de till remanié faible en glace

Les échantillons récupérés dans le till caractéristique de P2-1 (Figure 33), proviennent du forage (PUV_F4), d'une profondeur maximale de 2,35 m, exécuté à 8 m au nord-est d'un remblai de rue et de maisons (Figure 34). Le front de dégel le 14 juillet 2010 a été mesuré à 0,58 m. Toutefois, jusqu'à 0,88 m, les échantillons étaient en état cryotique et irrécupérables. Quatre échantillons ont été récupérés entre 0,88 et 1,9 mètre, dont deux gelés démontrant des cryostructures interstitielles. La glace a fondu dans les sacs d'entreposage suite à un problème de manutention, empêchant l'observation directe en laboratoire et la prise d'image tomographiques. Bien qu'aucun détail sur les cryostructures ne soit disponible, on a pu mesurer la teneur gravimétrique en glace des échantillons gelés (14 et 20 %) (Tableau 9). Les analyses granulométriques (n=2) démontrent que la matrice du till est composée de sable (48,2 % et 50,8 %) avec du silt (24,5 % et 28,1 %), un peu de gravier (22,2 % et 24 %) et une trace d'argile (~ 1 %). Gradistat classe la matrice du till comme silto-argileuse avec une taille moyenne des particules de 256 μm et 303 μm . La salinité du dépôt est faible (0,6 ppm) et les résultats des tests de consistance indiquent une limite de plasticité de 22,6 % et de liquidité de 25,1 % pour une teneur gravimétrique en glace de 18 %.



Figure 34. Environnement du forage PUV_F4. Le point turquoise indique l'emplacement du forage tandis que la flèche blanche montre la direction du nord. Voir la Figure 31 pour l'emplacement par rapport au village.

Tableau 9. Propriétés géotechniques de la couche P2-1

<u>PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES</u> Unité P2-1		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Limites d'Atterberg (%)	Plasticité (<i>w_p</i>)	22,6	22,6	22,6	NA
	Liquidité (<i>w_L</i>)	25,1	25,1	25,1	NA
Teneur en glace (%)	Gravimétrique	18,0	14,0	20,0	3,5
	Gravier (2 - 64 mm)	23,1	22,2	24,0	1,2
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Sable (0,063 - 2 mm)	49,5	48,2	50,8	1,9
	Fines (silt+argile)	27,3	25,1	29,5	3,1
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	26,3	24,5	28,1	2,5
	Argile (<0,002 mm)	1,0	0,6	1,5	0,6
	Moyenne (µm)	279	256	303	33
Salinité (ppm)	0,6	0,6	0,6	NA	
Matière organique (%)	1,6	0,6	2,6	1,4	

Un sondage, réalisé dans une sablière où une moraine de De Geer a été cartographiée, a mis à jour des dépôts glacio-marins proximaux silto-sableux grisâtres et stratifiés, considérés comme le faciès 2, contenant une pierre de délestage d'un diamètre de ~0,40 m (Figure 35). Les dépôts glacio-marins sont situés entre deux couches de till. Le till supérieur (faciès 1) semble avoir été remanié par la mer de Tyrrell. Il est plutôt sableux et démontre des traces d'oxydation, contient des fragments de coquillages et des fragments de matière organique. Le till inférieur (faciès 3) est grisâtre, compact, sableux avec des graviers subanguleux (jusqu'à 0,05 m) sans coquillage ni matière organique. Deux échantillons dans les dépôts marins ont été récoltés et analysés. La moyenne granulométrique des particules est de 48 µm, la limite de plasticité de 14 % et de liquidité de 15 %.

De façon générale, le drainage dans l'unité P2 est bon et la végétation est de type mésique, composée de mousses, de lichens et d'herbacées basses (<0,20 m). Quelques arbustes de 0,2 à 0,5 m sont implantés entre les pierres les plus grosses sur les versants des crêtes morainiques, et sur le till remanié, dans les endroits abrités du vent.

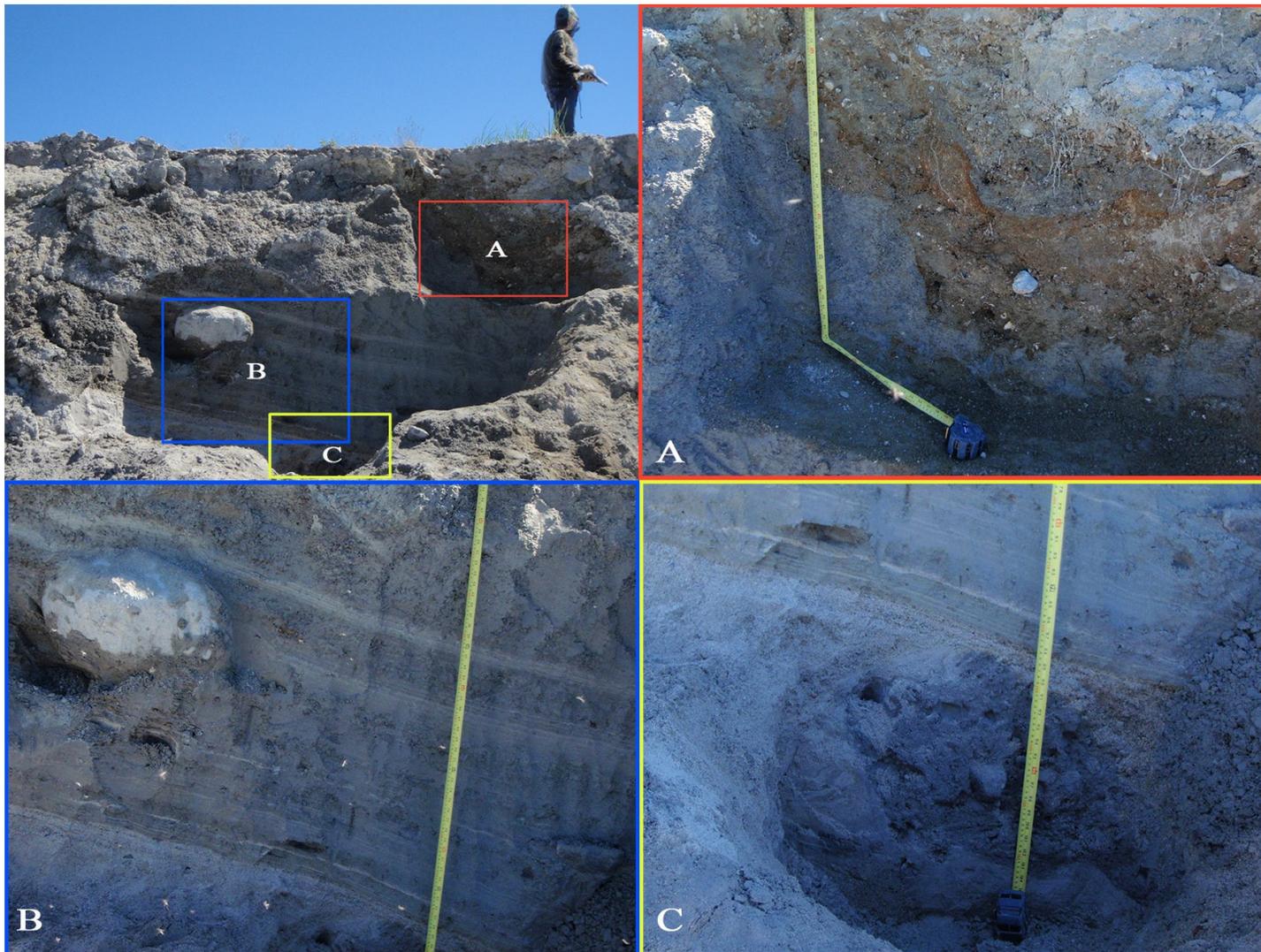


Figure 35. Sondage réalisé dans une moraine de De Geer. A) Faciès 1 : till oxydé contenant des fragments de coquillages et de matière organique; B) Faciès 2 : dépôts silto-sableux et sableux stratifiés; C) Faciès 3 : till compact sableux avec des graviers subanguleux. (relevé de terrain PUV_405).

5.3.3 L'unité P3 - les dépôts marins

L'unité géomorphologique P3 regroupe les dépressions localisées entre les collines rocheuses de l'unité géomorphologique P1 ou les crêtes morainiques de l'unité géomorphologique P2 (Figure 36). Plus de 100 observations ainsi que 3 forages y ont été effectués. Au total, 50 échantillons ont été recueillis, dont 11 dans la couche active et 39 dans le pergélisol. La dispersion spatiale des parcelles de cette unité est présentée à la Figure 37.

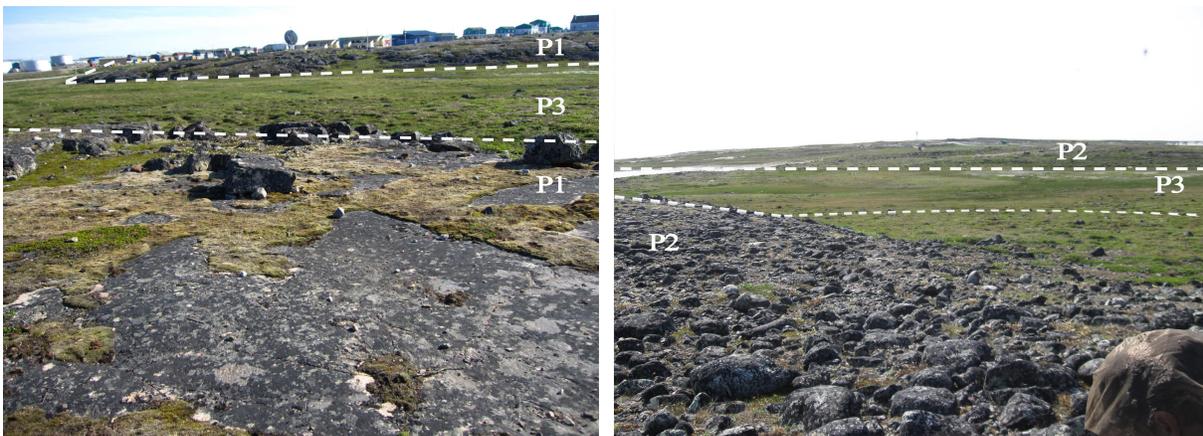


Figure 36. A) Dépression P3 au contact de deux parcelles de l'unité P1 (relevé de terrain PUV_302); B) dépression P3 au contact de l'unité P2 (relevé de terrain PUV_407).

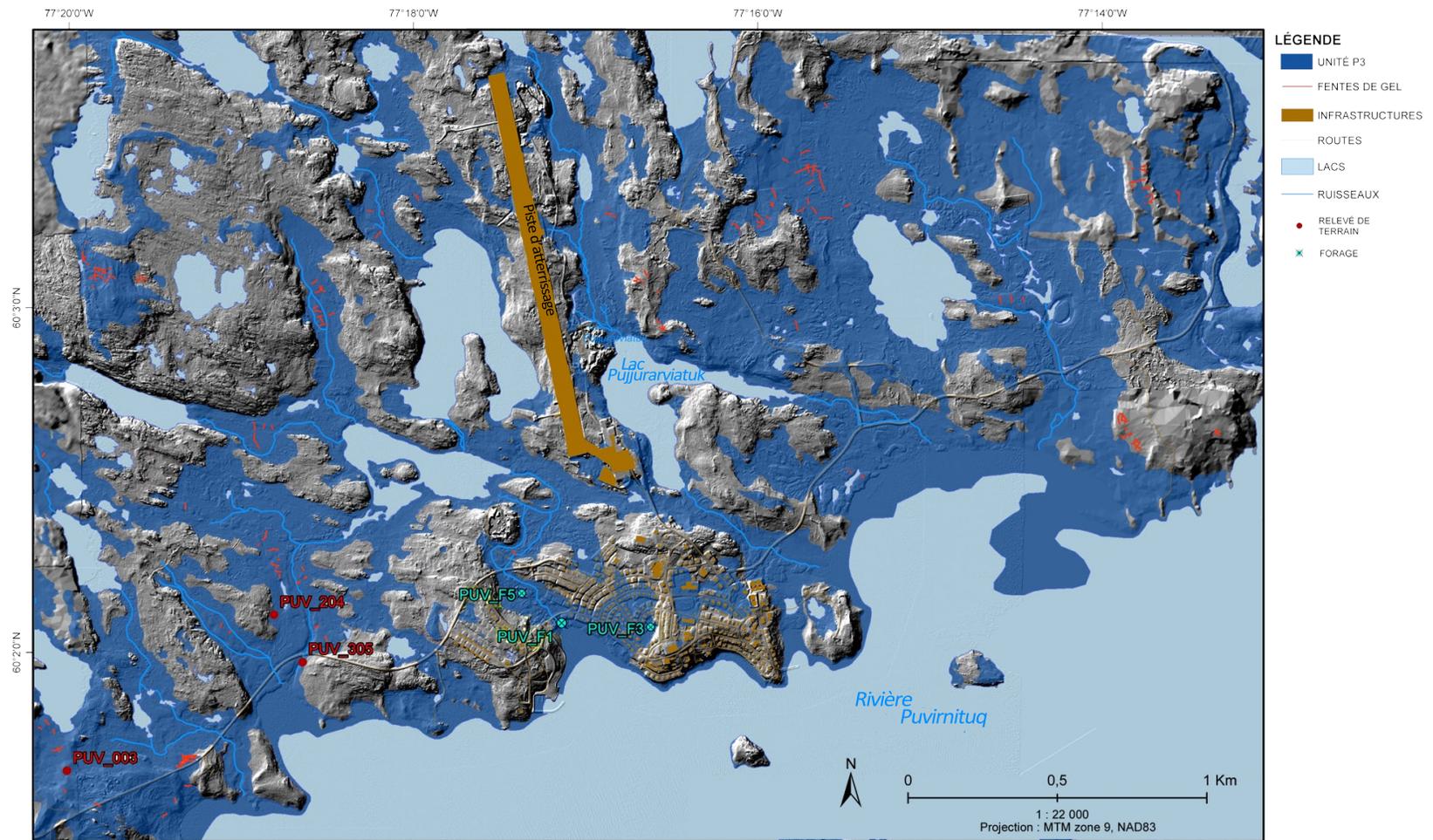


Figure 37. Distribution spatiale des parcelles de l'unité géomorphologique P3.

5.3.3.1 Cryostructures répertoriées à Puvirnitug

Sept différentes cryostructures ont été observées dans les échantillons récupérés par voie de forage 1. Interstitielle - It; 2. Microlenticulaire - ML; 3. Lenticulaire - Le; 4. Lenticulaire bien développée - LeD; 5. Réticulée - Re; 6. Réticulée bien développée – ReD; 7. Suspendue - Su et 8. Pelliculaire – Pe. Le Tableau 10 présente chacune d’elle, accompagnée d’une description des sédiments, du type et de la teneur en glace typique ainsi que de quelques exemples d’images tomographiques 2D et 3D. Les images tomographiques interprétées sont présentées à la Figure 39, organisées suivant la profondeur de récupération des échantillons. L’atlas imagé de tous les échantillons de forage avec les résultats de l’observation directe peut être consulté à l’Annexe 1 à la page 152.

La précision de la teneur volumétrique en glace déterminée par tomodensitométrie est fonction de la résolution de l’appareil utilisé (Ct-scan) qui détermine la taille des pixels (voxels). Afin de détecter un ‘objet’ et couvrir sa distribution potentielle, il faut compter deux pixels. Par exemple, appliqué aux cryostructures, une résolution de 35 μm a permis de détecter avec fiabilité les particules et les pores du sédiment de taille supérieure à 70 μm (Dillon *et al.*, 2008; Fortier *et al.*, 2012).

Le scanneur utilisé dans le cadre de ma recherche dispose d’une résolution de 230 μm , ce qui implique une détection fiable des particules et des pores du sédiment de 460 μm . Conséquemment, cette résolution ne parvient qu’à détecter une faible quantité de la glace interstitielle, formée dans les pores séparant les particules (Graham *et al.*, 2016; Lapalme *et al.*, 2016).

Dans le cadre de mon étude, le traitement d’images en provenance d’échantillons composés des cryostructures interstitielle et microlenticulaire sous-estime grandement la quantité de glace (Calmels *et al.*, 2012). La comparaison des teneurs volumétriques en glace obtenues d’après cette méthode avec les résultats des analyses géotechniques a permis en outre de constater qu’elle n’est pas optimale pour les cryostructures réticulée et lenticulaire (respectivement les ronds vert et turquoise sur la Figure 38). Bien que la tomodensitométrie

performe relativement bien pour la cryostructure suspendue (ronds bleu dans la Figure 38), les teneurs volumétriques en glace obtenues pour le reste des types de cryostructures ne correspondaient pas aux valeurs de laboratoire et avec celles en provenance de la littérature. À l'inverse, la méthode géotechnique a permis d'obtenir des résultats conformes avec la littérature. Conséquemment, les teneurs volumétriques en glace présentées dans cette section proviennent uniquement des analyses géotechniques effectuées en laboratoire.

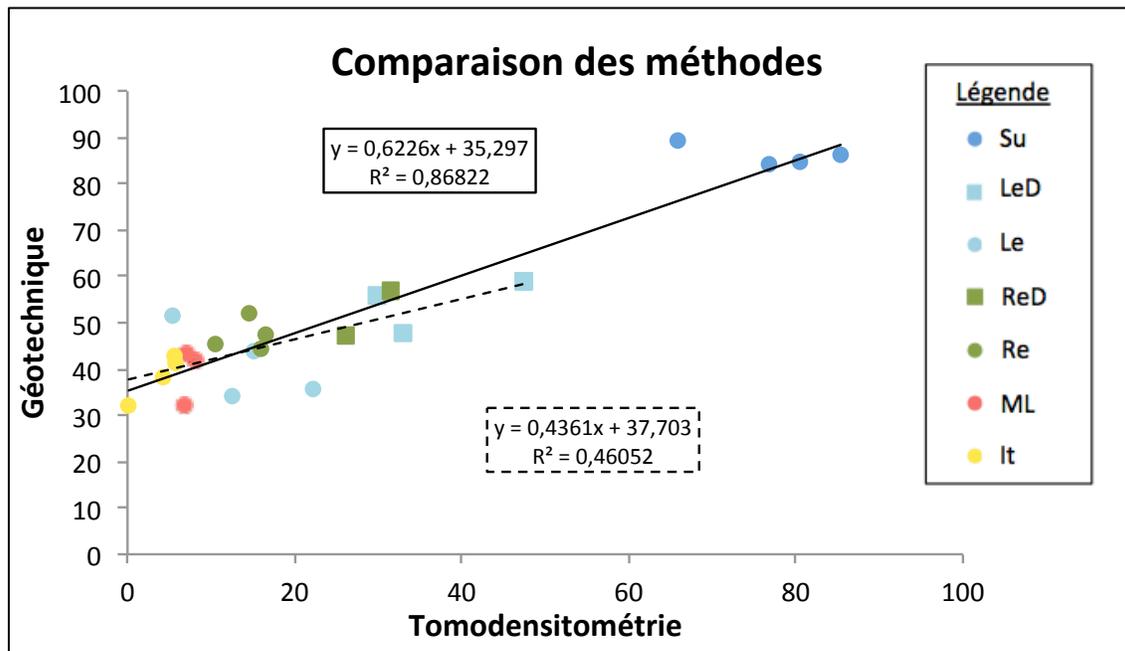
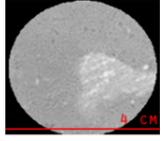
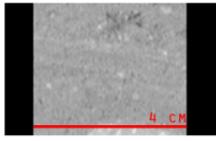
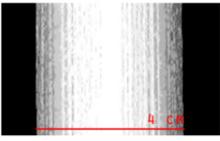
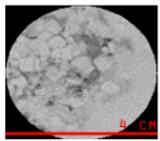
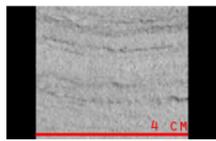
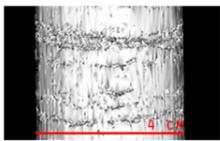
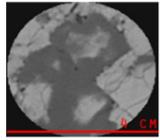
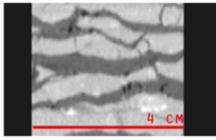
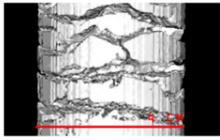
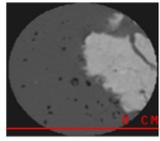
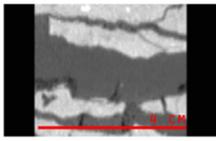
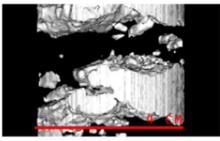
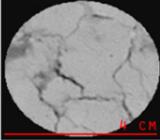
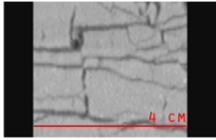
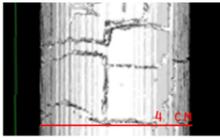
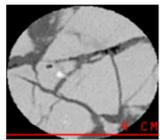
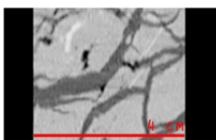
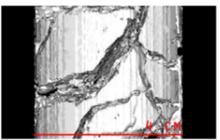
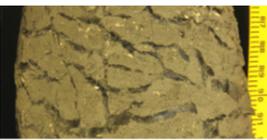
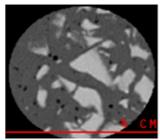
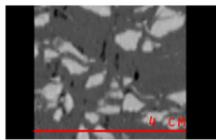
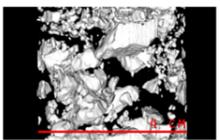
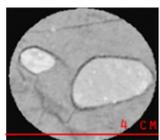
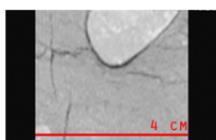


Figure 38. Comparaison des méthodes utilisées dans le cadre de cette étude pour mesurer les teneurs volumétriques en glace dans le pergélisol: la tomodynamétrie par le CT-Scan en abscisse et les analyses géotechniques en laboratoire en ordonnée. Les codes dans la légende réfèrent aux types de cryostructures : LeD - Lenticulaire bien développé; Le - Lenticulaire; Su - Suspendue; Re - Réticulée; ML - Microlenticulaire; et It - Interstitielle. Le coefficient de corrélation ainsi que l'équation dans l'encadré tireté correspond à la courbe de tendance tireté qui exclut les 4 échantillons composés de la cryostructure suspendue (en haut à droite de la courbe), puisque leurs valeurs déterminées, par la tomodynamétrie et la géotechnique, étaient comparables. Le coefficient de corrélation ainsi que l'équation dans l'encadré à ligne continue correspond à la courbe de tendance à ligne continue qui inclut ces 4 échantillons.

Tableau 10. Cryostructures répertoriées à Puvirnituk avec les caractéristiques déterminées en laboratoire et suivant le traitement des images tomographiques. Images en 2D : le gris moyen correspond aux sédiments, le gris foncé à la glace et le noir aux bulles d'air dans la glace. Images 3D : les polyèdres représentent les sédiments tandis que les vides correspondent à la glace. Les volumes en glace proviennent des mesures sur les images tomographiques. Classification basée sur Murton et French (1994) et Stephani *et al.* (2010).

CRYOSTRUCTURE		GLACE			SÉDIMENT	REPRÉSENTATIONS VISUELLES			
CODE ET APPELLATION	DESCRIPTION	TENEUR VOLUMÉTRIQUE		TYPE DE GLACE		TOMODENSITOMÉTRIE			PHOTOS DE LABORATOIRE
		Moyenne % (max - min)	Écart-type			PLAN 2D	COUPE 2D	COUPE 3D	
1. It	<p>Interstitielle</p>  <p>Occupe les vides entre les particules du sol; non visible à l'œil nu; pauvre en glace.</p>	34 (47 - 14)	8	Interstitielle	Sable moyen à grossier avec gravier.				
2. ML	<p>Microlenticulaire</p>  <p>Fines lentilles (<1 mm); espacement <1 mm - 2 cm; forme discontinue, ondulée et se recoupant en patron entrecroisé; parallèle au front de gel; pauvre en glace.</p>	36 (43 - 27)	6	Ségrégation	Sable fin.				
3. Le	<p>Lenticulaire</p>  <p>Lentilles >1 mm - 1 cm; espacement 1 mm - 2 cm; forme discontinue, ondulée ou droite; parallèle au front de gel; riche en glace.</p>	42 (59 - 29)	11	Ségrégation	Sable fin à silt argileux.				
4. LeD	<p>Lenticulaire bien développée</p>  <p>Lentilles >1 cm - 2 cm; espacement 1,5 cm - 2 cm; bulles allongées et en trains; très riche en glace.</p>	49 (59 - 36)	9	Ségrégation	Silt argileux.				
5. Re	<p>Réticulée</p>  <p>Réseau de lentilles et veines 1 - 3 mm; forme linéaire verticale et horizontale; riche en glace.</p>	48 (52 - 44)	3	Ségrégation et veine de glace	Sable fin silteux à argileux.				
6. ReD	<p>Réticulée bien développée</p>  <p>Réseau de lentilles et veines 2 mm - 1 cm; forme linéaire verticale, horizontale et souvent oblique avec failles; riche en glace.</p>	55 (57 - 53)	3	Ségrégation et veine de glace	Sable fin silteux à argileux.				
7. Su	<p>Suspendue</p>  <p>Agrégats de sédiments suspendus dans la glace; bulles allongées; très riche en glace.</p>	83 (89 - 73)	6	Ségrégation	Sable fin à silt argileux.				
8. Pe	<p>Pelliculaire</p>  <p>Couche de glace 1 - 2 mm autour de graviers et cailloux; forme selon le gravier.</p>	ND	ND	Ségrégation	Gravier et caillou.			NON VISIBLE	NON VISIBLE

L'observation *in situ* et directe en laboratoire des échantillons de forage ainsi que le traitement des images tomographiques ont permis de distinguer trois couches cryostratigraphiques : P3-CA, la couche active atteignant ~0,9 m qui est composée de dépôts littoraux et pré-littoraux ou de dépôts marins d'eau profonde; P3-1, une couche gelée de dépôts marins riches en glace entre ~0,9 m et 1,7 m; et P3-2 une couche gelée de dépôts marins faibles en glace jusqu'à 4,4 m. La limite de la couche P3-2 a été définie en fonction de la profondeur maximale atteinte lors des forages de cette étude. Les rapports de forage avec le détail des résultats en fonction de la profondeur peuvent être consultés à l'Annexe 2 à la page 205.

Dans le cadre d'une étude d'investigations géotechniques et de caractérisation du pergélisol de L'Hérault *et al.* (2012), des forages ont été effectués dans une parcelle de l'unité P3 près de l'aéroport. Les résultats indiquent que la couche de dépôts marins peut atteindre plus de 7 m d'épaisseur et repose sur un till remanié. Les données sur le till ont été récupérées et constituent la couche cryostratigraphique P3-CEN. Elles correspondent aux propriétés géotechniques des dépôts susceptibles de se trouver à partir de ~8 m, sous les dépôts marins d'eau profonde. Les résultats complets peuvent être consultés à l'Annexe 3 à la page 215.

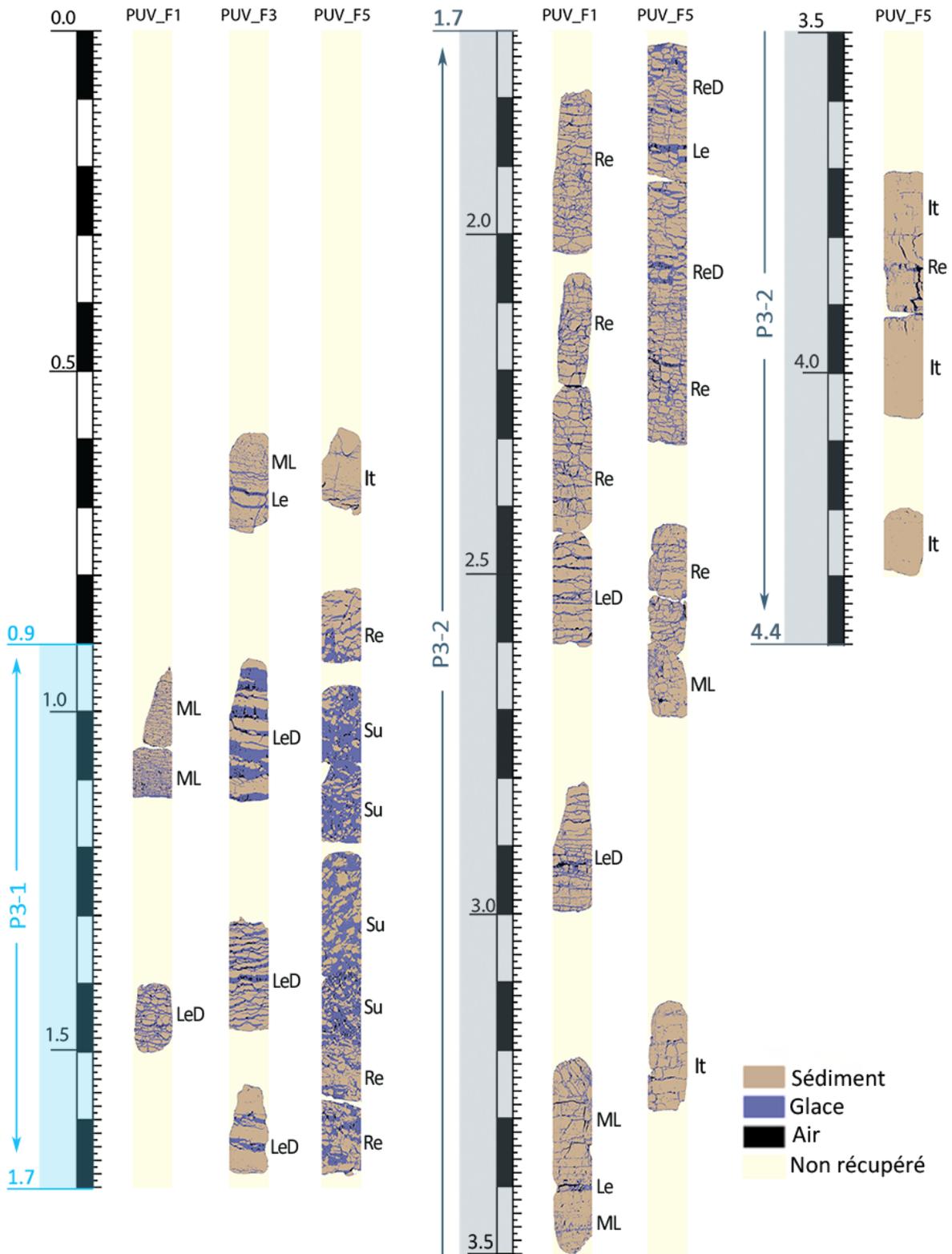


Figure 39. Profils cryostratigraphiques des forages effectués dans l'unité P3. La couche P3-1 (~0,9 m à 1,7 m) est identifiée en bleu tandis que la couche P3-2 (1,7 m à 4,4 m) est identifiée en gris. Les codes à gauche des échantillons réfèrent au tableau des cryostructures, à la page 86.

5.3.3.2 P3-CA : dépôts littoraux et pré littoraux.

Les dépôts contenus dans P3-CA varient sur le territoire, selon que les dépôts marins sont recouverts de dépôts littoraux et pré littoraux bien drainés (Figure 40.A) ou directement sous une épaisseur ~0,3 m de matière organique saturée en eau (Figure 40.B). Près des cours d'eau, les dépôts littoraux et pré littoraux peuvent être recouverts d'une mince couche d'alluvions bien drainées (Figure 40.C).

L'analyse granulométrique de P3-CA (n=8) comprend uniquement des parcelles surmontées de dépôts littoraux et pré littoraux. L'enveloppe texturale (Figure 41) illustre un dépôt uniforme, dominé par des sables (53,9 %) et des graviers (29,7 %), du silt (15,4 %) et une trace d'argile (~1 %). Le traitement des résultats avec Gradistat a permis de classer ces dépôts comme étant du sable moyen dont la taille moyenne des particules est de 502 μm (entre 346 – 789 μm). Comme les échantillons proviennent de la couche active bien drainée, aucun test de teneur en eau n'a été effectué. Les résultats des tests de consistance (n=3) indiquent une limite de plasticité de 17 % et de liquidité de 20,4 % (Tableau 11).

Tableau 11. Propriétés géotechniques de la couche P3-CA

PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES Unité P3-CA		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Limites d'Atterberg (%)	Plasticité (<i>w_p</i>)	17,0	11,7	22,2	5,2
	Liquidité (<i>w_L</i>)	20,4	12,6	28,9	8,2
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Gravier (2 - 64 mm)	29,7	25,7	36,0	3,6
	Sable (0,063 - 2 mm)	53,9	51,1	57,7	2,3
	Fines (silt+argile)	16,4	10,9	22,2	5,0
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	15,4	10,2	20,9	4,6
	Argile (<0,002 mm)	1,0	0,6	1,5	0,4
	Moyenne (μm)	502	346	789	158



Figure 40. A) Dépôt littoral (Mn) en surface (le couteau sert d'échelle) (relevé de terrain PUV_003); B) Dépôt marin (Mb) en surface (relevé de terrain PUV_204); C) Coupe le long d'un ruisseau. 0-0,45 m: sable alluvial oxydé (Av); 0,45-0,6 m (rectangle rouge) : sable littoral avec gravier subanguleux et fragments de coquilles (Mn); 0,6-1,92 m (rectangle bleu) : dépôt marin composé de silt sableux gris (Mb). Profondeur totale de la coupe : 1,92 m. (relevé de terrain PUV_305)

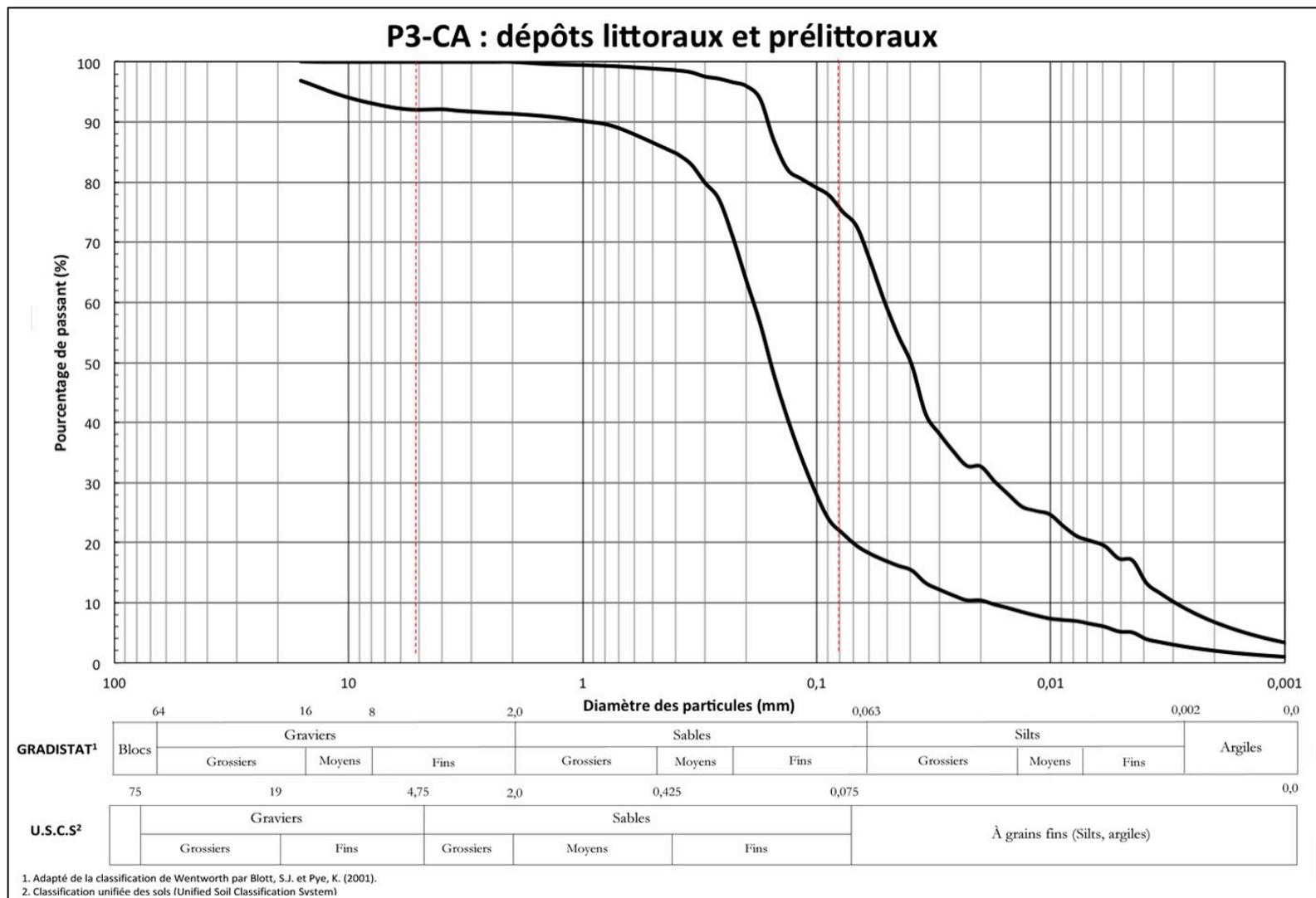


Figure 41. Enveloppe texturale des échantillons littoraux et pré littoraux récoltés dans la couche cryostratigraphique P3-CA (n=8). Les traits pointillés verticaux rouges représentent les limites des sables d'après la classification de l'Unified Soil Classification System (USCS).

5.3.3.3 P3-1 : cryofaciès de dépôts marins riches en glace.

La couche cryostratigraphique P3-1 est comprise entre les profondeurs ~0,9 – 1,7 m. Les propriétés géotechniques de ce cryofaciès sont présentées au Tableau 12. Bien que la cryostratigraphie varie d'un forage à l'autre, il y a une tendance à une plus forte teneur en glace dans cette couche par rapport à la couche inférieure, tel que présenté à la Figure 42. Les cryostructures sont lenticulaires bien et très bien développées ou suspendues entre 1 m et 1,5 m puis réticulées jusqu'à 1,7 m. Cette tendance est aussi constatée dans les mesures de laboratoire. Les teneurs gravimétriques en eau (n=16) varient entre 14 % et 288 % (moyenne de 87 %), tandis que les teneurs volumétriques (n=16), varient de 29 % à 89 % (moyenne de 58 %).

Une portion du forage PUV_F5, située entre 1,41 m et 1,56 m de profondeur, a subi un test de consolidation au dégel. La teneur gravimétrique en eau de cet échantillon était de 118 % et la teneur volumétrique en glace de 77 %. Le test a démontré un potentiel de consolidation de 57,3 % sous des contraintes de 50 kPa et de 61,3 % sous des contraintes de 100 kPa.

En moyenne (n=9), le dépôt est composé de sable (48,2 %) et de silt (29,5 %), avec une proportion de graviers entre nulle et 35,4 % (moyenne de 22,3 %) et une trace d'argile variant de 0 à 2,4 % (moyenne de 1 %) (Tableau 12). Gradistat classifie ce dépôt comme un sable fin avec une taille moyenne des particules de 323 μm (variant entre 199 et 754 μm). Les tests de consistance (n=4) indiquent une limite de plasticité de 23 % et de liquidité de 27,2 %. La salinité (n=12) de l'eau de fonte varie entre 0,2 et 4,5 ppm (moyenne de 1,5 ppm).

Tableau 12. Propriétés géotechniques de la couche P3-1

<u>PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES</u> Unité P3-1		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Limites d'Atterberg (%)	Plasticité (<i>w_p</i>)	23,0	17,4	27,0	4,2
	Liquidité (<i>w_L</i>)	27,2	20,7	31,0	4,6
Teneur en glace (%)	Gravimétrique	86,5	14,0	288,0	87,3
	Volumétrique	58,2	29,0	89,0	21,3
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Gravier (2 - 64 mm)	22,3	0,0	35,4	9,7
	Sable (0,063 - 2 mm)	48,2	25,2	56,7	9,5
	Fines (silt+argile)	29,5	7,9	74,8	18,9
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	28,5	7,9	74,8	18,9
	Argile (<0,002 mm)	1,0	0,0	2,4	1,0
	Moyenne (µm)	323	29	754	199
Salinité (ppm)		1,5	0,2	4,5	1,7
Matière organique (%)		2,3	0,3	4,9	1,5

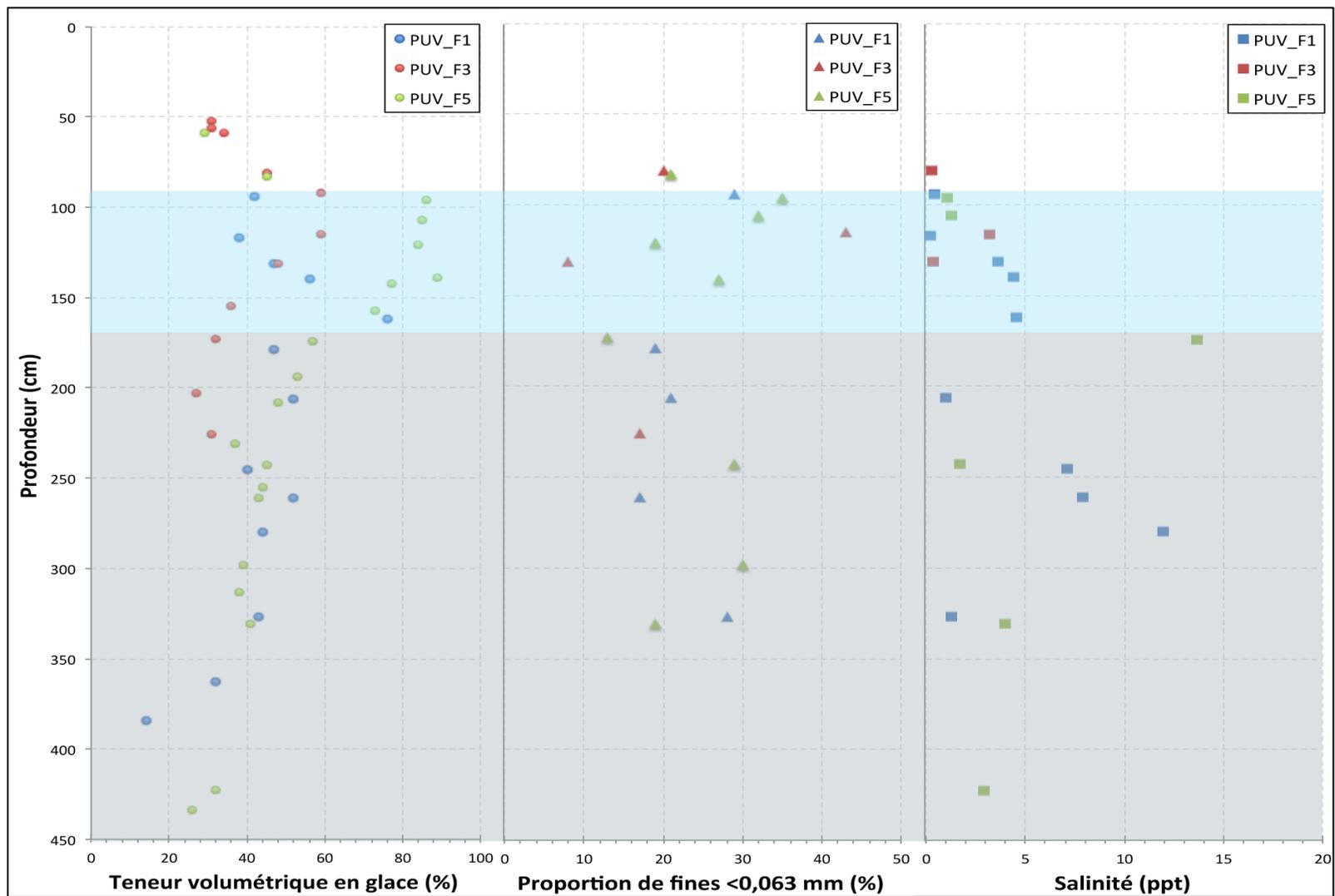


Figure 42. Teneur volumétrique en glace en excès de la porosité, proportion des particules fines (<0,063 mm) et salinité des 3 forages menés dans l'unité géomorphologique P3. D'après les résultats des analyses géotechniques en laboratoire. Le cryofaciès P3-1 est indiqué en bleu et le cryofaciès P3-2 en gris.

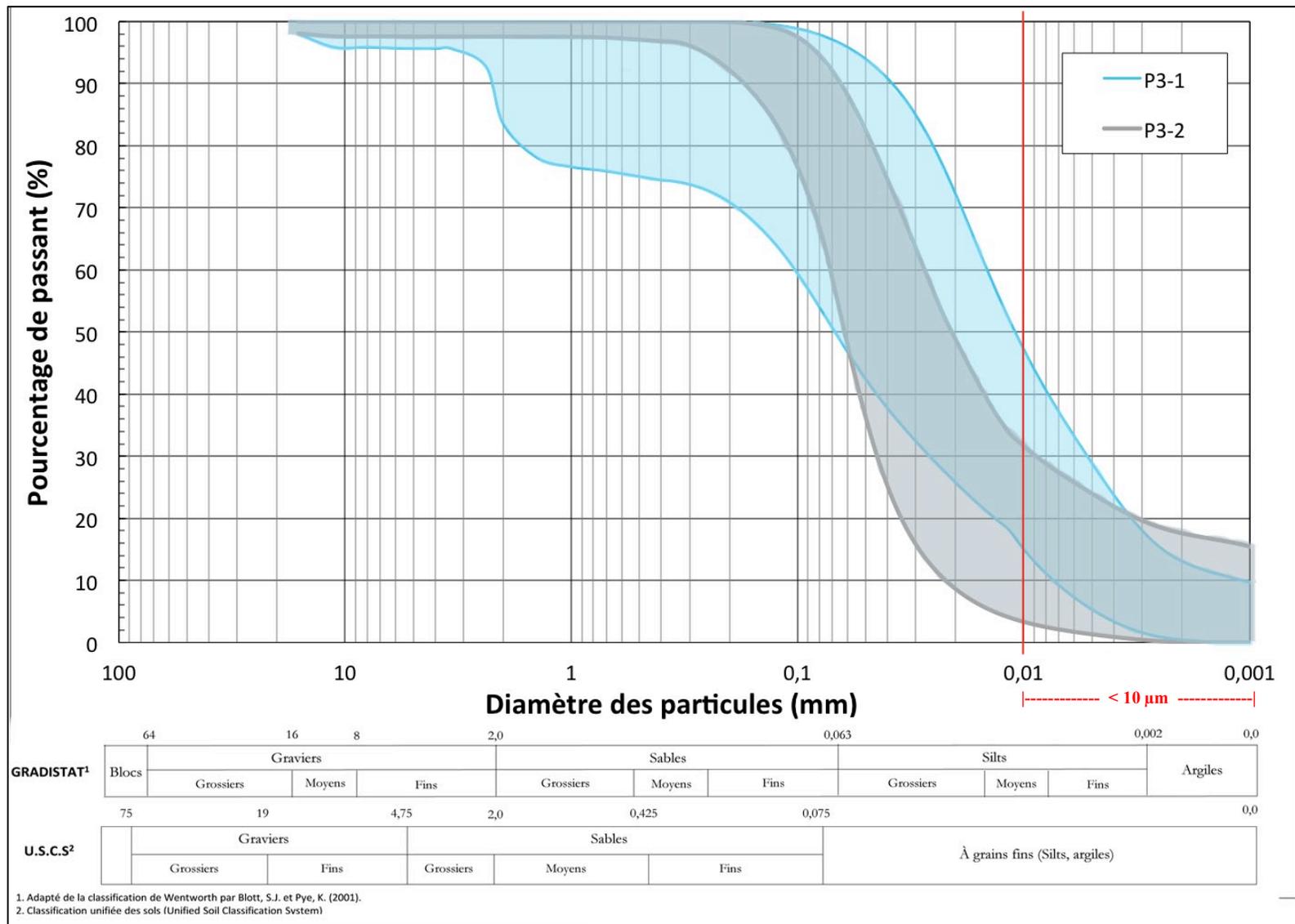


Figure 43. Enveloppe texturale des dépôts caractéristiques des cryofaciès P3-1 (n=9) et P3-2 (n=9).

5.3.3.4 P3-2 : cryofaciès de dépôts marins faibles en glace.

L'unité cryostratigraphique P3-2 est comprise entre ~1,7 et 4,4 m de profondeur. Les cryostructures de ce cryofaciès sont essentiellement réticulées pour devenir microlenticulaires à 3,4 m puis interstitielles à partir de 3,9 m. Ceci explique que les teneurs gravimétriques (n=20) en glace soient plus faibles que dans la couche sus-jacente, variant de 5 – 45 % (moyenne de 24 %). Les teneurs volumétriques (n=20) varient entre 14 – 55 % (moyenne de 40 %).

La distribution granulométrique de ce dépôt (Figure 43) est très semblable au dépôt de la couche P3-1 mais elle est plus uniforme. Les résultats (n=9) démontrent qu'en moyenne le dépôt de la couche P3-2 est composé de sable (54,3 %) et de gravier (25,2 %), avec une proportion de silt de 19,2 % et une trace d'argile variant de 0 à 4,1 % (Tableau 13). Gradistat le classifie comme un sable fin avec une taille moyenne des particules de 373 μm (variant entre 229 et 574 μm). Les limites de consistance (n=7) indiquent une limite de plasticité de 20,1 % et de liquidité de 23,2 %. Le taux de salinité (n=5) de l'eau de fonte est de 8,9 ppm (variant de 4 – 13,6 ppm).

Tableau 13. Propriétés géotechniques de la couche P3-2

<u>PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES</u>		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Unité P3-2					
Limites d'Atterberg (%)	Plasticité (<i>w_p</i>)	20,1	15,9	25,6	3,7
	Liquidité (<i>w_L</i>)	23,2	20,6	28,3	2,8
Teneur en glace (%)	Gravimétrique	24,4	5,0	45,0	9,5
	Volumétrique	40,0	14,0	55,0	10,0
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Gravier (2 - 64 mm)	25,2	21,6	30,0	2,9
	Sable (0,063 - 2 mm)	54,3	48,2	61,8	4,7
	Fines (silt+argile)	20,5	8,2	30,2	7,6
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	19,2	8,2	26,5	6,4
	Argile (<0,002 mm)	1,3	0,0	4,1	1,5
	Moyenne (μm)	373	229	574	116
Salinité (ppm)		8,9	4,0	13,6	3,9
Matière organique (%)		0,9	0,1	1,9	0,6

5.3.3.5 P3-CEN : cryofaciès de till remanié faible en glace.

Tel que mentionné plus haut, les propriétés géotechniques de l'unité P3-CEN proviennent d'un rapport du CEN (L'Hérault *et al.*, 2012). Le tableau des résultats peut être consultés à l'Annexe 4 à la page 215. Le till remanié a été atteint à partir de 8,3 m et son épaisseur est de près de 4,5 m. Il repose directement sur le roc, la matrice est sablo-silteuse avec un peu de gravier et contient entre 6,2 et 49,1 % de particules fines (Tableau 14). Les limites moyenne de plasticité et liquidité sont respectivement 12,2 % et 15,4 % et la teneur gravimétrique en eau est en moyenne de 12,2 %.

Tableau 14. Propriétés géotechniques de la couche P3-CEN. D'après les données de L'Hérault *et al.* (2012)

<u>PROPRIÉTÉS GÉOTECHNIQUES</u> Unité P3-CEN		MOYENNE	MINIMUM	MAXIMUM	ÉCART-TYPE
Limites d'Atterberg (%)	Plasticité (<i>w_p</i>)	12,2	11,7	12,7	0,7
	Liquidité (<i>w_L</i>)	15,4	13,4	17,3	2,8
Teneur en glace (%)	Gravimétrique	12,2	7,8	18,2	3,7
	Gravier (2 - 64 mm)	14,9	0,0	29,1	10,2
Granulométrie (%) <small>(Folk et Ward, 1964)</small>	Sable (0,063 - 2 mm)	48,5	26,4	57,1	8,3
	Fines (silt+argile)	36,6	16,8	73,6	17,1
	Silt (0,002 - 0,063 mm)	35,7	ND	ND	ND
	Argile (<0,002 mm)	0,9	0,0	6,2	2,0
Matière organique (%)		0,4	0,0	1,5	0,4

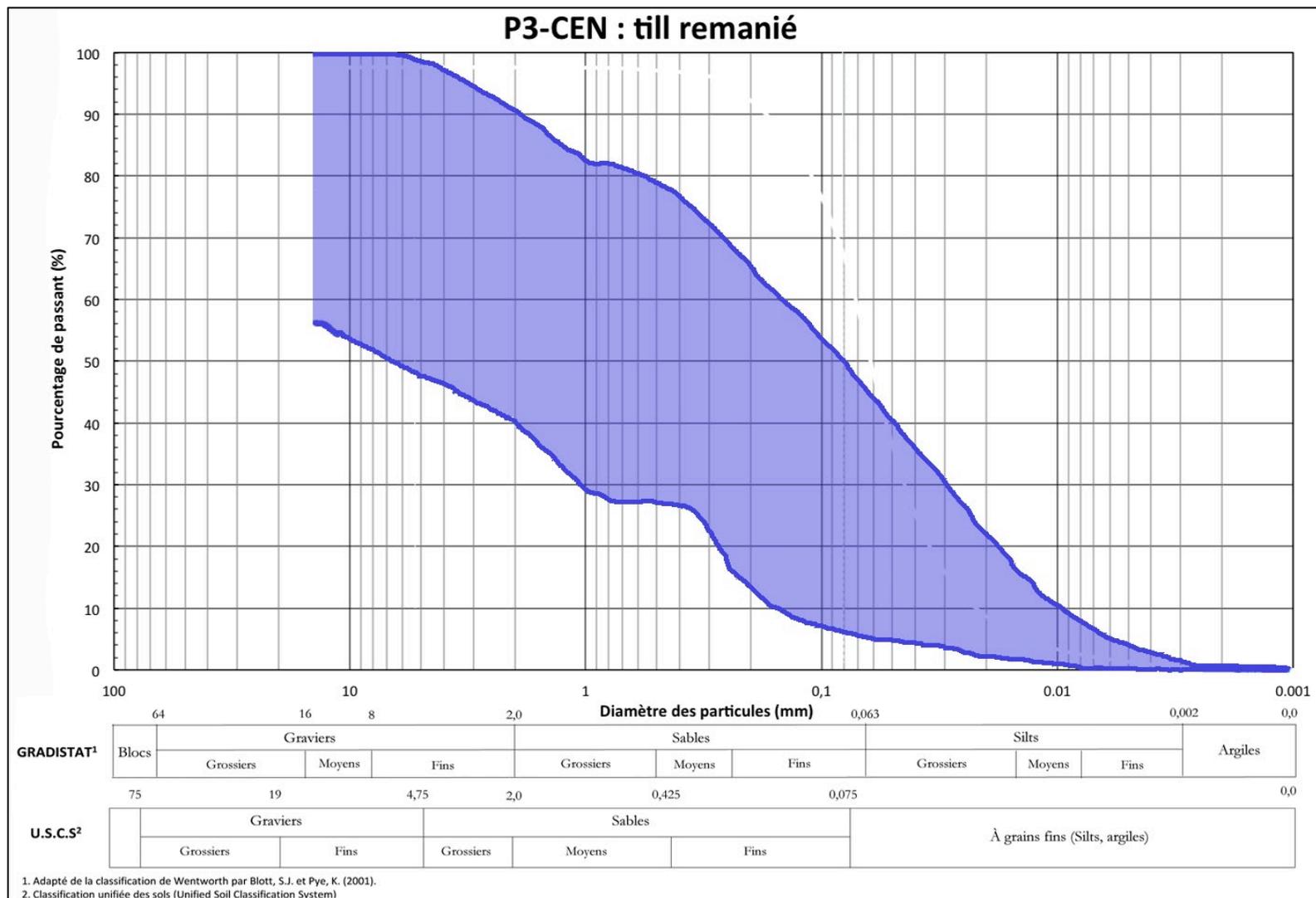


Figure 44. Enveloppe texturale des échantillons récoltés dans la couche cryostratigraphique P3-CEN (n=15). La courbe a été tracée à partir des résultats de L'Hérault *et al.* (2012).

6. Discussion

Le contexte quaternaire de la côte ouest du Nunavik a mené à un assemblage sédimentaire complexe dans lequel le pergélisol s'est développé en fonction du climat local. La première section de la discussion traite de la reconstruction géomorphologique du secteur. La deuxième section aborde la formation des moraines de De Geer et présente un modèle géomorphologique d'évolution du paysage élaboré pour le contexte spécifique de Puvirnituk. La section suivante dresse un portrait de chaque unité géomorphologique du territoire de Puvirnituk, alors que la dernière section examine les limites et problèmes méthodologiques relevés durant l'étude, permettant d'en dégager des recommandations pour les futures études similaires.

6.1 Reconstruction géomorphologique du territoire de Puvirnituk

L'englaciation du secteur a sculpté le socle rocheux et laissé différents types de dépôts glaciaires. La déglaciation a mené à une transgression marine qui a remanié ces dépôts et permis la déposition de sédiments marins d'eau profonde. La régression marine a laissé place à un environnement littoral, puis l'émergence des terres a conduit à la mise en place du pergélisol. La succession des événements est détaillée ci-après, accompagnée d'informations sur les dépôts et processus associés aux environnements les plus influents.

Glaciation (80 000 – 9 000 BP) : érosion du socle rocheux et déposition des sédiments glaciaires

L'inlandsis Laurentidien a recouvert la Baie d'Hudson durant le Wisconsinien (80 – 10 ka BP) jusqu'au début de l'Holocène (10 ka BP) selon deux centres coalescents d'accumulation et d'écoulement : le dôme du Keewatin au nord-ouest et le dôme du Québec-Labrador à l'est, qui recouvrait la communauté de Puvirnituq (Dyke et Prest, 1987; Landry et Mercier, 1992; Dyke, 2004). Les stries et cannelures observées sur le roc de l'unité P1 témoignent d'un écoulement glaciaire local vers l'ouest / 270° (Gray et Lauriol, 1985).

L'avancée de l'inlandsis a généré davantage de contraintes et d'érosion du côté proximal des collines (est), produisant un arrachement du substrat rocheux et une intégration de débris à la base du glacier (Benn et Evans, 1998). Aux environs de Puvirnituq, ces débris ont contribué à éroder, sculpter et polir des collines longiformes et fuselées à profil asymétrique. Le relâchement des pressions du côté distal des collines (ouest) a conduit à un adoucissement des pentes et à la déposition d'un till de fond sableux avec des pierres et blocs (Figure 45).

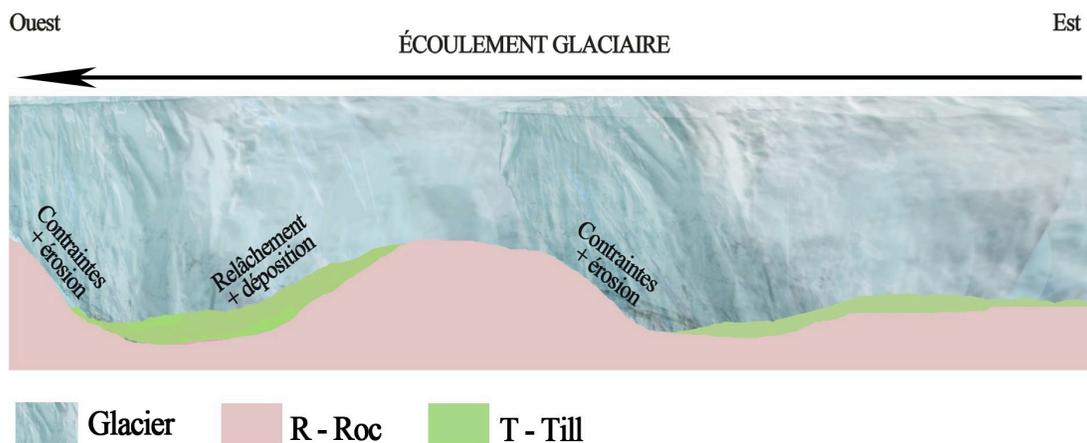


Figure 45. Suivant l'écoulement glaciaire : contraintes et érosion du socle rocheux du côté proximal; relâchement des pressions et déposition de till du côté distal.

Déglaciation de la Baie d'Hudson (9 000 – 6 000 BP) : remaniement des sédiments glaciaires et déposition des sédiments marins d'eau profonde

Autour de 9 000 BP, le recul de l'inlandsis Laurentidien a permis au sud la formation des lacs proglaciaires Agassiz et Ojibway. Le poids des dômes du Keewatin et du Québec-Labrador a affaissé l'écorce terrestre d'au moins 300 m. La diminution graduelle de leur épaisseur a permis à l'océan Arctique d'entrer dans la Baie d'Hudson par le détroit d'Hudson (Hillaire-Marcel, 1976; Dyke et Prest, 1987). Vers 8 400 BP, l'amincissement de l'inlandsis a permis à la mer de créer une brèche entre les deux dômes et les lacs proglaciaires se sont vidangés vers le nord, pour ensuite permettre la formation de la mer de Tyrrell. Au contact de la mer, la marge glaciaire du dôme du Québec-Labrador a reculé rapidement vers l'est par vêlage. Au niveau de Puvirnituk, la déglaciation s'est effectuée entre 7 200 et 7 000 BP (Dyke et Prest, 1987; Gray *et al.*, 1993; Dyke, 2004). Le battement annuel de la marge glaciaire en retrait a remanié le till en moraines de De Geer. Lajeunesse (2008) a dénombré dans le secteur de Puvirnituk 191 moraines sur une distance de 38,8 km, correspondant à un recul glaciaire d'environ 203 m par année. La datation au radiocarbone de coquillages retrouvés à 40 m d'élévation a permis d'estimer l'âge de la déglaciation totale à 6810 ± 250 ans BP et l'altitude maximale atteinte par la mer de Tyrrell à 140 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Gray et Lauriol, 1985; Gray *et al.*, 1993). Cette colonne d'eau a permis la sédimentation de dépôts marins fins d'eau profonde entre les moraines de De Geer.

Régression marine (6 000 – 2 000 BP) : déposition des sédiments littoraux

Jusqu'en 6 000 BP, le rebond isostatique de la Baie d'Hudson a été relativement rapide, correspondant à 5-6 m par siècle (Gray *et al.*, 1993). La profondeur de la colonne d'eau menant à une sédimentation de dépôts marins à Puvirnituk a donc été de courte durée. Sa régression vers les zones de plus basses altitudes a laissé la place à un environnement littoral, où le mouvement des vagues a trié et modifié la surface des dépôts. Ainsi, on retrouve fréquemment une couche superficielle de dépôts sableux littoraux avec des fragments de coquilles et du till délavé de ses particules fines, qui ont été vannées vers le large.

Le réchauffement ayant mené au recul de l'inlandsis Laurentidien a atteint son apogée vers 5 000 BP, suivi d'un refroidissement progressif à partir de 4 000 BP (Landry et Mercier, 1992). La remontée isostatique graduelle des terres jusqu'en 2 000 BP, d'environ 1 m par siècle, a conduit à la régression marine et l'émergence des terres (Gray *et al.*, 1993; Dyke, 2004).

Environnement postglaciaire (2 000 à aujourd'hui) : mise en place du pergélisol

Le territoire de Puvirnituk a émergé entre 2 000 et 1 000 BP, exposant le sol au climat subarctique. La présence de moraines de De Geer et de crêtes rocheuses a favorisé l'emprisonnement d'eau de mer à l'intérieur des terres, menant à la formation d'un pergélisol épigénétique riche en cryostructures lenticulaires dans les dépressions et d'un pergélisol pauvre en glace interstitielle dans les dépôts de till. Subséquemment, la fissuration thermique du sol a permis la formation de veines de glace, évoluant en coins de glace après plusieurs années, et d'une modulation des cryostructures lenticulaires vers des cryostructures réticulée et suspendue.

Suite à leur émergence, les dépôts ont été colonisés par une végétation primaire composée de mousses et lichens. Dans les zones de bon drainage, tel que les dépôts minces sur le roc de l'unité P1 ou le till de l'unité P2, l'incorporation de matière organique aux sédiments minéraux a engendré le développement d'un horizon Bm^3 généralement inférieur à 0,10 m d'épaisseur. En plus de permettre la conservation des mousses et lichens, cet horizon du sol a éventuellement permis le développement d'une végétation plus complexe, composée d'une strate herbacée et, dans les zones protégées du vent, d'une strate arbustive. Dans les parcelles de l'unité P3, l'accumulation de matière végétale en milieu humide a conduit à l'édification d'un horizon Oh^4 d'environ 0,3 m d'épaisseur. La cryoturbation dans des dépôts fins

³ Horizon Bm : horizon minéral caractérisé par l'enrichissement en matière organique, par un changement de structure à partir du matériel parental et comprenant la brunification relativement uniforme due à l'oxydation du fer. (Groupe de travail sur la classification des sols., 2002)

homogènes et faiblement perméables a permis le développement de thufurs et, dans certaines parcelles de l'unité P1, des ostioles très bien développées.

6.2 Formation des moraines de De Geer

Une revue de la littérature sur les moraines de De Geer a permis de constater que ces formes ont été observées et rapportées à plusieurs endroits dans le monde (Tableau 15 et Tableau 16). Elles sont essentiellement localisées à l'est de l'Europe et en Amérique du Nord, dans des endroits où le front d'un inlandsis a été submergé lors de la dernière glaciation. Si la majorité des auteurs s'entendent sur la description morphologique des moraines et sur le contexte d'un inlandsis en contact avec un plan d'eau, plusieurs mécanismes de formation ainsi que la rythmicité de leur mise en place ont été discutés.

Le concept initial de leur genèse provient de De Geer (1889, cité dans Hoppe (1959)), qui parlait de moraines de poussée annuelles, basé sur l'étude de varves à proximité. Leur mise en place s'effectuant en marge du glacier en recul, les moraines de l'année précédente n'étaient pas remodelées par les avancées subséquentes. D'autres auteurs n'ont cependant pas trouvé de corrélation entre les varves et les moraines, remettant en question leur caractère annuel (Hoppe, 1957; Strömberg, 1965; Zilliacus, 1989). En étudiant leur géomorphologie, Hoppe (1959) avance qu'elles sont plutôt édifiées simultanément par l'injection de sédiments dans des crevasses de tension sous-glaciaires, théorie subséquentement appuyée par plusieurs auteurs (Strömberg, 1965; Mickelson et Berkson, 1974; Sharp, 1985; Zilliacus, 1989; Beaudry et Prichonnet, 1995; Cline *et al.*, 2015). Cline *et al.* (2015) avancent que la poussée de sédiments lors des réavancées hivernales, tel que suggéré initialement par De Geer, résulterait en une géomorphologie irrégulière de l'espacement inter-morainique.

⁴ Horizon *Oh* : horizon organique composé de matériau humique, à un stade avancé de décomposition. Il a une faible capacité de rétention d'eau. (Groupe de travail sur la classification des sols., 2002)

Si l'on considère les sédiments qui composent les moraines de De Geer, on constate qu'elles sont fréquemment caractérisées par la présence de dépôts fins (marins ou glaciolacustres) stratifiés, intercalés entre des couches de diamicton (till) (Hoppe, 1959; Sollid, 1989; Larsen *et al.*, 1991; Beaudry et Prichonnet, 1995; Blake, 2000; Golledge et Phillips, 2008). Afin que les stratifications soient préservées dans les dépôts fins, la théorie de l'injection de sédiments dans des crevasses sous-glaciaires nécessiterait que l'inlandsis se retire sans aucune réavancée et de façon simultanée sur l'ensemble du territoire (Larsen *et al.*, 1991; Golledge et Phillips, 2008). En outre, plusieurs auteurs ont distingué une asymétrie dans le profil transversal des crêtes, le côté distal (aval glaciaire) étant plus abrupt que le côté proximal (amont glaciaire), ainsi que dans le taux de déformation glaciotectoniques, plus marquées du côté proximal (Larsen *et al.*, 1991; Blake, 2000; Lindén et Möller, 2005; Golledge et Phillips, 2008). Ces observations s'accordent davantage avec la théorie d'une formation par poussée des sédiments en marge de l'inlandsis, générant des contraintes plus élevées du côté proximal des moraines (Larsen *et al.*, 1991; Blake, 2000).

Des études stratigraphiques détaillées de crêtes ont permis de raffiner une idée avancée par Andrews et Smithson (1966), qui suggèrent que, bien que certaines moraines puissent effectivement être édifiées en marge glaciaire lors des réavancées hivernales, ce n'est non pas par la poussée, mais plutôt par le chevauchement des sédiments accumulés durant les périodes d'ablation de l'inlandsis. Blake (2000) élabore un modèle plus complexe qui débute avec la déposition de sédiments fluvio-glaciaires en aval de l'inlandsis qui seront déformés lors de réavancées puis recouverts de till. Des épisodes de vêlage permettent la sédimentation de blocs et dépôts supraglaciaires, remodelés par les vagues, courants marins et épisodes de vêlages subséquents. Lindén et Möller (2005) intègre à cette théorie que ce sont les modifications de contraintes à la base de l'inlandsis, dues au vêlage de sa marge, qui permettent à différents types de sédiments de s'intercaler : till et fluvio-glaciaire du côté proximal des crêtes; et glaciolacustre et de délestage du côté distal.

Tableau 15. Caractéristiques des moraines de De Geer en provenance de la littérature. Partie 1 : Europe.

Pays		Longueur	Largeur	Hauteur	Espacement inter-morainique	Profil transversal	Dépôts	Théorie de formation	Références	
Europe	Écosse	Elgin	200 - 1220 m	50 - 90 m	3 - 7 m	~192 m	Symétrique; parfois asymétrique : côté distal plus abrupt.	ND	En marge glaciaire.	Finlayson <i>et al.</i> , 2007
		Ouest, Glen Chaorach	50 - 100 m	20 - 35 m	<10 m	30 - 400 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Diamicton; silt, sable et gravier; stratifiés, intercalés et faillés.	En marge glaciaire.	Golledge et Phillips, 2008
		Ouest, Loch Ainort	40 - 470 m	<30 m	0,2 - 12 m	<70 m	Asymétrique : côté proximal plus abrupt.	Diamicton glaciaire composé de gravier, sable et silt.	En marge glaciaire.	Dix et Duck, 2000, cité dans Golledge et Phillips, 2008
		Tarbat Ness	140 - 1120 m	40 - 90 m	<6 m	80 - 280 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	ND	En marge glaciaire.	Finlayson <i>et al.</i> , 2007
	Norvège	Møre area	250 m - 10 km	20 - 30 m	3 - 6 m	50 - 1200 m	ND	Couches de diamicton avec inclusions de sable et silt triés et stratifié contenant des pierres et cailloux; failles et diapirs.	En marge glaciaire.	Larsen <i>et al.</i> , 1991
		Raudvassdalen	<300 m	1 - 30 m	0,5 - 5 m	25 - 240 m	Symétrique; parfois asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till; glaciolacustre; ou couches de till et dépôts glaciolacustres ou marins stratifiés et faillés.	En marge glaciaire.	Blake, 2000
	Suède	Centre-sud	ND	ND	2 - 5 m	80 m	ND	ND	Dans des crevasses sous-glaciaires.	Strömberg, 1965
		Nord	<1 km	8 - 40 m	6 - 7 m	ND	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till; lentilles de dépôts stratifiés.	Dans des crevasses sous-glaciaires.	Hoppe, 1959
		Nord, Norrbotten	100 m - 3 km	<30 m	1 - 3 m	50 - 200 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till; glaciofluvial; glaciolacustre; de délestage; stratifications et entrecroisements des dépôts.	En marge glaciaire par advection des dépôts.	Lindén et Moller, 2005
		Nord, Pasvik	~1 km	<50 m	<10 m	10s m - 100s m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Côté proximal : sable homogène avec blocs; côté distal : riche en bloc, matériel hétérogène avec sable stratifié avec cailloux.	En marge glaciaire.	Sollid, 1989
		Swedish mountains	<200 m	1 - 20 m	<4 m	30 - 50 m	Symétrique ou asymétrique.	Till sableux, présence de dépôts glaciofluvial.	En marge glaciaire.	Borgström, 1979, cité dans Golledge et Phillips, 2008
		Swedish mountains	10s - 1000s m	ND	1 - 10 m	ND	ND	ND	En marge glaciaire.	Heyman et Hättestrand, 2006, cité dans Golledge et Phillips, 2008
		Pays	26 - 7167 m	ND	ND	100 - 400 m	ND	ND	En marge glaciaire durant les réavancées hivernales.	Bouvier <i>et al.</i> , 2015
	Iceland	Eyjabakkajökull	<400 m	ND	1 - 5 m	ND	Symétrique	Till de fond.	Injection dans des crevasses sous-glaciaires, lorsque la marge est stagnante.	Sharp, 1985
	Finlande	Sud et ouest	50 - 1000 m	5 - 20 m	1 - 3 m	40 - 300 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	ND	ND	Aartolahti <i>et al.</i> , 1995, cité dans Ojala <i>et al.</i> , 2015
		Pays	100 - 200 m	10 - 20 m	1 - 3 m	60 - 180 m	Symétrique; parfois asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till sableux.	Injection dans des crevasses sous-glaciaires.	Zilliacus, 1989, cité dans Ojala <i>et al.</i> , 2015
		Pays	20 - 500 m	5 - 25 m	1 - 5 m	20 - 200 m	ND	ND	ND	Mäkinen <i>et al.</i> , 2007, cité dans Ojala <i>et al.</i> , 2015
		Pays	50 - 300 m	10 - 20 m	0,5 - 2 m	Variable	ND	ND	En marge glaciaire.	Ojala <i>et al.</i> , 2015
	Groenland	Plateforme continentale	2,5 - 9 km	50 - 250 m	5 - 25 m	Variable	Asymétrique : côté proximal plus abrupt.	Till recouvert de gravier et blocs.	Incertains si ce sont des moraines de De Geer.	Winkelmann <i>et al.</i> , 2010

Tableau 16. Caractéristiques des moraines de De Geer en provenance de la littérature. Partie 2 : Amérique du Nord.

Pays		Longueur	Largeur	Hauteur	Espacement inter-morainique	Forme en coupe	Dépôts	Théorie de formation	Références	
Amérique du nord	Etats-Unis	Des Moines Lobe, Iowa	30 - 200 m	ND	1 - 5 m	70 - 150 m	Symétrique.	Till avec sable et gravier.	Injection dans des crevasses sous-glaciaires.	Cline <i>et al.</i> , 2015
		Wachusett Inlet, Alaska	20 - 120 m	2 - 20 m	1 - 4 m	2 - 200 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till de fond; présence de sable et gravier sous le till.	Crevasses sous-glaciaires, près de la marge	Mickelson et Berkson, 1974
	Canada	Baie de Kovic, nord du Québec	<4 km	<100 m	0,5 - 10 m	~200 m	Symétrique; parfois asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till; sable et gravier avec lentilles de till d'écoulement; placage de blocs.	ND	Daigneault, 2008
		Baie James, nord du Québec	300 - 1000 m	15 - 40 m	5 - 7 m	200 - 250 m	ND	Till grossier; silt argileux; sable silteux interstratifié.	ND	Hardy, 1976
		Baie James, nord du Québec	200 - 500 m	~20 m	4 - 5 m	150 m	Asymétrique : côté proximal plus abrupt.	Till; limons sableux.	ND	Brosseau, 2008
		Chapais, nord du Québec	ND	ND	1 - 10 m	60 - 400 m	Symétrique ou asymétrique.	Dépôts glaciofluviaux; plis, failles et autres déformations glaciotectioniques.	Crevasses sous-glaciaires.	Beaudry et Prichonnet, 1991
		Chapais, nord du Québec	20 - 1400 m	5 - 100 m	3 - 6 m	15 - 550 m	ND	Sable stratifié; till et sable stratifié interdigités; déformations glaciotectioniques.	Crevasses sous-glaciaires.	Beaudry et Prichonnet, 1995
		Ile de Baffin, Nunavut	ND	ND	1 - 20 m	25 - 150 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till sableux.	En marge glaciaire par chevauchement.	Andrews, 1966
		Ile de Baffin, Nunavut	<6 km	ND	<35 m	ND	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till; crêtes recouvertes de blocs.	En marge glaciaire majoritairement par vèlage.	Barnett et Holdsworth, 1973
		Inukjuak, nord du Québec	ND	ND	ND	~204 m	ND	ND	En marge glaciaire.	Lajeunesse, 2008
		La Grande, nord du Québec	50 - 1500 m	5 - 150 m	1 - 10 m	150 - 200 m	ND	Till; crêtes recouvertes de dépôts marins; blocs du côté distal.	ND	Vincent, 1977
		Nouvelle-Écosse	100s - 10 000 m	40 - 130 m	1,5 - 8 m	30 - 200 m	Symétrique; parfois asymétrique : côté distal plus abrupt.	ND	En marge glaciaire.	Todd, 2014
		Ontario	ND	ND	<15 m	<300 m	ND	Till et sédiments stratifiés	ND	Ministère du Développement du Nord et des Mines en Ontario, 1994
		Puvirnituk, nord du Québec	ND	ND	ND	~203 m	ND	ND	En marge glaciaire.	Lajeunesse, 2008
Puvirnituk, nord du Québec	~80 - ~900 m	~20 - ~80 m	0,5 - 4 m	80 - 300 m	Asymétrique : côté distal plus abrupt.	Till et sable et silt stratifiés intercalés; placage de cailloux et blocs.	En marge glaciaire par vèlage et chevauchement.	Cette étude		
Radisson, nord du Québec	50 - 1500 m	5 - 150 m	1 - 10 m	30 - 900 m	ND	Sable stratifié; till et sable stratifié interdigités; déformations glaciotectioniques.	Crevasses sous-glaciaires.	Beaudry et Prichonnet, 1995		

Quelque soit l'hypothèse de formation des moraines de De Geer retenue, il subsiste une certaine controverse entourant la corrélation entre la rythmicité des crêtes et le taux de retrait annuel d'un inlandsis. Dans les années 1970 on prétendait que : « *Aucune solution définitive ne pourra être apportée avant que la genèse de ces moraines soit comprise...* » Vincent (1977). Cependant, avec l'accumulation des études sur le sujet, il devient de plus en plus clair que « *... no single model is likely to be appropriate for their genesis at all localities and for all types...* » (Ojala, 2016). Bennett et Glasser (2009) qualifient même les moraines de De Geer comme un bon exemple d'équifinalité : « *different processes form the same morphological products* ». Conséquemment, puisque différents modèles de formation peuvent expliquer la formation des moraines de De Geer à différents endroits, leur mise en place pourrait être annuelle ou nécessiter plusieurs années, suivant les caractéristiques locales qui influencent la dynamique glaciaire (Boulton, 1986; Blake, 2000; Lindén et Möller, 2005). Dans la mesure où un certain nombre d'études se sont basées sur l'espacement inter-morainique pour déterminer le taux de retrait annuel local d'un inlandsis, cette question reste à être élucidée afin de confirmer les interprétations. Elle dépasse toutefois les objectifs de cette étude.

Dans le but d'expliquer le contexte de formation des moraines de De Geer à Puvirnituq, un modèle a été élaboré d'après les observations de terrain, les résultats d'analyse granulométrique en laboratoire et des informations provenant de la littérature (Barnett et Holdsworth, 1973; Blake, 2000; Lindén et Möller, 2005; Brosseau, 2008; Daigneault, 2008; Gollidge et Phillips, 2008; Lajeunesse, 2008). Les quatre phases majeures suivantes ont été distinguées (Figure 46) :

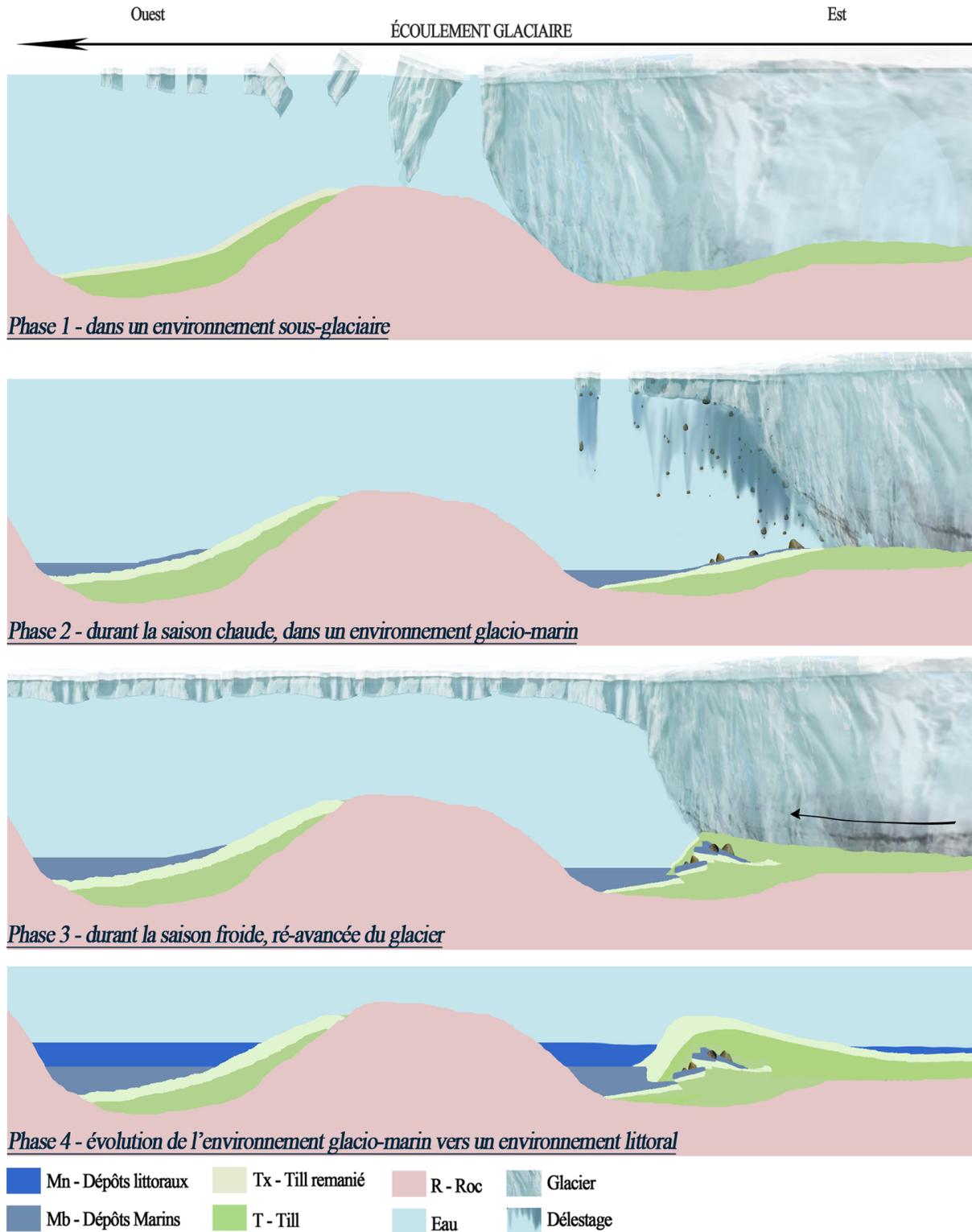


Figure 46. Modèle de formation proposé des moraines de De Geer à Puvirniq. D'après Blake (2000) et Lindén et Möller (2005). Les dépressions de gauche représentent une option de stabilité dans l'unité géomorphologique P3, tel que discuté à la section sur la Dispersion du till remanié au fond des dépressions, p. 123.

Phase 1 - au début de la saison chaude, dans un environnement sous-glaciaire

Le recul d'un front glaciaire en contact avec un plan d'eau s'effectue lorsque l'avancée est freinée par le déséquilibre entre la perte de masse en aval et l'accumulation en amont. La portion du front glaciaire dépassant la surface de l'eau se débite préférentiellement par vêlage. L'allègement de la colonne glaciaire à la marge modifie les pressions exercées sur le substrat, préalablement suffisantes pour permettre le transport et la déformation du till de fond, vers un état permettant sa déposition. L'accumulation de till, acheminé par la glace basale qui continue de s'écouler, initie la formation des moraines de De Geer. Ce till forme la base des moraines.

Phase 2 - durant la saison chaude, dans un environnement glacio-marin

Au contact de l'environnement glacio-marin, le till est remanié puis recouvert de dépôts marins d'eau profonde et de sédiments de délestage en provenance des icebergs produits par vêlage.

Les particules les plus fines dans le till sont vannées au large par les courants marins, ou déposées par gravité en aval, tandis que les pierres, blocs et graviers restent en place. Cela encourage la formation d'une pente plus abrupte du côté distal des crêtes puisque le till du côté proximal, protégé par le glacier, conserve la majorité de ses particules fines.

En plus du remaniement du till, l'environnement glacio-marin contribue à mettre en place un dépôt fin marin stratifié et qui peut contenir des pierres et des blocs de délestage, tels qu'observés dans le Faciès 2 au relevé de terrain PUV_405 (Figure 35.B, p. 81). Ce type d'assemblage se forme aussi entre les crêtes édifiées en aval.

Phase 3 - durant la saison froide, ré-avancée locale du front glaciaire

Les températures hivernales mènent à une accumulation des précipitations en amont du glacier. Le recul est freiné et cette accumulation peut même engendrer une ré-avancée qui

permet d'augmenter la compétence du glacier à transporter et déformer le substrat. Les dépôts sous-glaciaires sont poussés jusqu'à chevaucher les dépôts marins et de délestage. Ces poussées induisent des déformations glaciotectoniques, telles qu'observées dans le faciès 2 du relevé de terrain PUV_405 (Figure 35.B, p. 81), et favorise une asymétrie du profil transversal des moraines, en ajoutant du till non remanié sur le côté proximal des crêtes.

Phase 4 – évolution de l'environnement glacio-marin vers un environnement littoral

Suite à la déglaciation du secteur, le relèvement isostatique fait régresser l'environnement glacio-marin qui est alors remplacé par un environnement littoral. Entre les crêtes, la succession de ces environnements résulte en un assemblage de dépôts marins en profondeur, surmontés de dépôts littoraux et pré-littoraux, généralement sableux et graveleux.

Les marées, les courants littoraux et les vagues ont considérablement délavé le till en surface, menant à la formation d'armures de blocs et à la déposition de sable silteux littoraux contenant des fragments de coquilles (voir le faciès 1 à la Figure 35.A, p. 81).

Régression marine et mise en place du pergélisol dans les moraines de De Geer

Le rééquilibre isostatique des terres permet le retrait complet de la mer entre 2 000 et 1 000 BP, tel que détaillé dans la reconstruction géomorphologique de Puvirnituk à la page 101. Les crêtes morainiques et les dépôts fins entre elles entravent le drainage et l'évacuation de l'eau de mer vers aval, favorisant son emprisonnement, sous forme de lacs, à des altitudes supérieures aux niveaux marins relatifs ultérieurs.

L'environnement périglaciaire mène éventuellement à la mise en place, dans les dépressions entre les crêtes, d'un pergélisol épigénétique riche en glace de ségrégation. Dans le cas des moraines, bien qu'elles puissent comporter des dépôts fins, elles sont recouvertes de dépôts contribuant à un bon drainage du sol. L'engel mène donc plutôt à un développement de glace interstitielle. Durant les périodes hivernales, la fissuration thermique du pergélisol conduit à la

formation de veines de glace qui peuvent s'accroître en coins de glace dans les dépressions, puisqu'elles sont mal drainées.

6.3 Comportement et sensibilité du pergélisol aux changements climatiques

Les propriétés géotechniques des cryofaciès ont été mises en relation avec les processus géomorphologiques de chaque unité géomorphologique, ce qui a permis d'en estimer le comportement au dégel et la sensibilité associée aux changements climatiques attendus dans la région. Pour chaque unité géomorphologique, une synthèse de la sensibilité et du comportement au dégel des dépôts caractéristiques est présentée au Tableau 17.

Certaines approches ou méthodes d'aménagement sont suggérées afin de fournir des recommandations pour les futures investigations géotechniques. Le choix final de la méthode doit cependant obligatoirement être guidé par les conseils de professionnels (e.g. architecte, ingénieur, géomorphologue).

6.3.1 L'unité P1 - le roc et les dépôts minces sur roc

Cette unité englobe les affleurements rocheux stables au dégel et tous les dépôts minces (< 2 m) sur le roc. La présence de plusieurs blocs et mégablocs soulevés témoigne de la présence de processus périglaciaires actifs associés à la formation de glace dans le roc. Toutefois, la quantité totale de glace est limitée à la microporosité de la roche et au réseau de fractures (Figure 25). Elle devrait avoir un impact limité sur la stabilité mécanique du substrat rocheux.

En ce qui a trait aux dépôts minces sur le roc, la présence fréquente d'affleurements rocheux à proximité confirme que l'épaisseur des dépôts est inférieure à celle de la couche active.

Puisqu'ils dégèlent annuellement, et se drainent partiellement, ils peuvent être considérés stables au dégel.

Bien que certaines parcelles de till remanié soient recouvertes d'ostioles démontrant la présence de cryoturbation, les dépôts sur le roc sont trop minces pour contribuer significativement à des phénomènes de tassement pouvant altérer la stabilité des infrastructures. Il serait possible d'aménager ces parcelles en mettant le roc à nu ou en remplaçant les dépôts par un remblai non gélif (Andersland et Ladanyi, 2004; Shur et Goering, 2009).

Préalablement à l'implantation des infrastructures, il est toutefois nécessaire d'obtenir plus d'information quant à l'organisation du réseau de fissures dans le substrat rocheux qui pourrait contribuer à une éventuelle perte de capacité portante localisée. Sans considérer les étendues d'eau permanentes, la somme des parcelles de cette unité recouvre 26 % du territoire étudié, concentrées majoritairement à l'ouest du village.

6.3.2 L'unité P2 - le till remanié et les moraines de De Geer

Cette unité comprend un mélange de till remanié et de dépôts littoraux dans la couche active (P2-CA) sur un cryofaciès de till remanié faible en glace (P3-1). Elle est caractérisée par la présence de moraines de De Geer.

6.3.2.1 P2-CA : till délavé et dépôts littoraux

Dans la couche active (P2-CA), les dépôts sont composés de sables littoraux et de till délavé de ses particules fines. Les observations de terrain ont permis d'attester d'un bon drainage et aucune trace d'instabilité n'a été relevée sur le terrain. Ainsi, compte tenu des sédiments qui sont non gélifs, de son bon drainage et de sa stabilité malgré les cycles de gel et dégel annuel, la couche active de l'unité P2 peut être considérée non sensible et stable au dégel.

6.3.2.2 P2-1 : cryofaciès de till remanié faible en glace

La matrice du till remanié (Tx) du cryofaciès P2-1 est grossière et majoritairement composée de sable avec silt et gravier (Figure 47.A). Bien qu'aucune mesure du volume en glace n'ait pu être effectuée, la dominance des sables (Figure 47.A) correspond aux conditions théoriques pour le développement d'une cryostructure interstitielle, typiquement faible en glace (Murton et French, 1994; French, 2007). La teneur gravimétrique en glace est inférieure aux limites de plasticité et liquidité (Figure 47.B) et la salinité des dépôts n'abaisserait que de $-0,03\text{ }^{\circ}\text{C}$ le point de fusion de la glace.

Ces résultats suggèrent que le cryofaciès P2-1 n'est pas sensible au dégel. Cependant, le nombre d'échantillons est restreint ($n=2$) et aucun d'entre eux ne provient du till des moraines de De Geer (Tm).

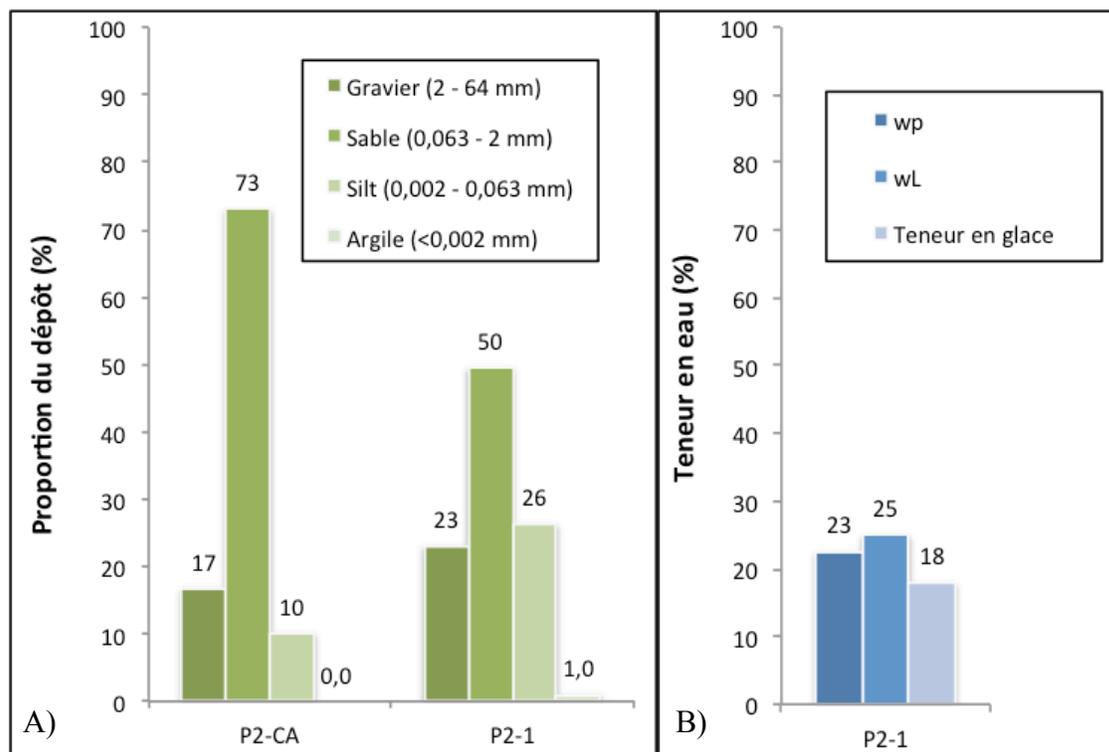


Figure 47. (A) Variation de la granulométrie selon les couches cryostratigraphiques dans l'unité P2; et (B) teneur gravimétrique en glace et limites d'Atterberg de la couche P2-1.

6.3.2.3 Cas particulier des moraines de De Geer

À notre connaissance, il n'existe aucune étude qui traite des propriétés géotechniques des moraines de De Geer dans un environnement pergélisolé en contexte de changement climatique. Les études publiées sur ces formes se concentrent majoritairement sur leur mode de formation (Ojala, 2016).

Les dépôts fins récoltés à Puvirnituk dans une moraine de De Geer (relevé de terrain PUV_405, Figure 35) peuvent être identifiés comme étant des dépôts marins (Figure 48) intercalés entre deux couches de dépôts d'origine glaciaire (till). D'après leurs propriétés géotechniques (Tableau 12, p. 93), ces dépôts sont susceptibles de contenir une grande quantité d'eau non gelée, d'occasionner des tassements lors du dégel et une diminution de la capacité portante durant sa consolidation (Andersland et Ladanyi, 2004). Advenant un dégel du secteur, leur présence pourrait donc affecter considérablement la stabilité d'infrastructures construites sur des moraines de De Geer.

De plus, la fonte des coins de glace qui traversent les crêtes à Puvirnituk (Figure 28. A, p. 69) pourrait générer des tassements différentiels supplémentaires ou du ravinement.

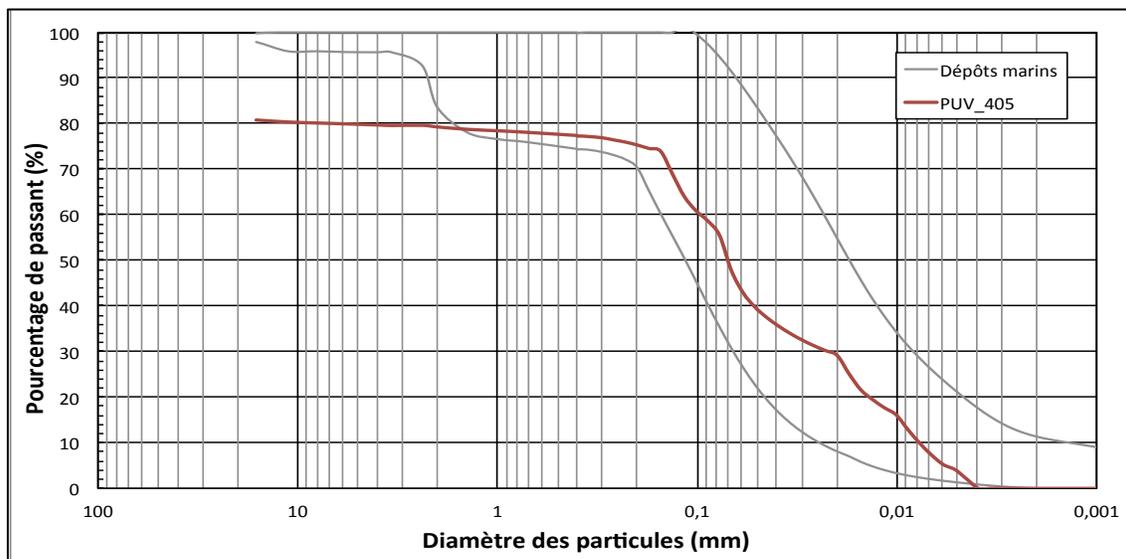


Figure 48. Enveloppe texturale des dépôts marins (cryofaciès P3-1 et P3-2) et courbe granulométrique (en bourgogne) de la moyenne des deux échantillons récupérés dans les dépôts fins d'une moraine de De Geer (relevé de terrain PUV_405).

Les moraines de De Geer au Nunavik

Plusieurs auteurs ont étudié les moraines de De Geer au Nunavik. D'après la littérature, la morphologie de ces formes est le résultat de la variation de l'épaisseur de l'inlandsis, la vitesse de l'écoulement glaciaire, le taux de retrait de sa marge ainsi que la nature du glacier (tempéré ou à base froide) (Ojala *et al.*, 2015). La variation de ces facteurs sur un territoire peut générer des différences morphologiques entre les crêtes et entre les regroupements de crêtes morainiques formés à la marge du même inlandsis. Ainsi, la variation des caractéristiques physiques entre les différents regroupements de moraines de De Geer au Nunavik a probablement été modulée majoritairement par les altitudes maximales de la transgression marine, qui a variée en fonction de la topographie et de l'enfoncement préalable de la croûte terrestre. Vincent (1977) soulève d'ailleurs qu'à La Grande : « ...la topographie est responsable de certaines modifications dans l'orientation des moraines de De Geer. ». En outre, les observations stratigraphiques effectuées à Puvirnituk s'accordent avec la majorité des études effectuées au Québec nordique (Hardy, 1976; Beaudry et Prichonnet, 1991; Beaudry, 1994; Beaudry et Prichonnet, 1995; Brosseau, 2008; Daigneault, 2008; Lajeunesse, 2008). On peut donc déduire que le modèle de formation, qui explique la genèse de cette stratigraphie (page 103), pourrait s'étendre à l'ensemble des moraines de la côte ouest du Nunavik. Dans la mesure où les moraines peuvent contenir des dépôts marins et que ces dépôts sont susceptibles d'occasionner des tassements et une diminution de la capacité portante du pergélisol, on peut présumer que l'ensemble des moraines de la côte ouest du Nunavik pourrait être problématique pour l'expansion du domaine bâti des communautés inuites.

Dans le secteur d'Umiujaq (~390 km au sud de Puvirnituk), des crêtes ont été retrouvées à l'est du lac Guillaume-Delisle (Banville, 2016). Considérant que la communauté se situe à ~45 km au sud-est de ces crêtes, il est improbable qu'elles posent des problèmes lors de l'aménagement du territoire. Un peu plus au nord (~180 km au sud de Puvirnituk), 235 crêtes ont été dénombrées dans le secteur d'Inukjuak (Lajeunesse, 2008) à partir de ~12 km à l'est du village. Le secteur présente beaucoup d'affleurements rocheux, permettant la construction durable de nouvelles infrastructures (Allard *et al.*, 2007a). À ~100 km au nord de Puvirnituk, le secteur d'Akulivik

présente des moraines de De Geer (à moins de 3 km au nord du village), mais d'après L'Hérault *et al.* (2013), le village présente plusieurs secteurs stables au dégel, compte tenu du roc pouvant servir d'assise aux infrastructures.

En ce qui a trait au nord et à l'est du Nunavik, bien que ces secteurs aient aussi été soumis à une transgression marine, aucune étude ne fait mention de la présence de moraines de De Geer. Alors que le sud et l'ouest du Nunavik ont été recouverts par une portion tempérée de l'inlandsis Laurentidien, le nord et l'est se trouvait sous une portion à base froide (Clark *et al.*, 2000). La production sédimentaire est plus effective à la base d'un glacier tempéré puisque la présence d'un film d'eau lui permet de s'écouler, d'éroder le substrat rocheux et d'intégrer une grande quantité de débris à sa base (Benn et Evans, 1998). Puisque l'écoulement d'un glacier à base froide s'effectue lentement et n'engendre pas autant de débris, cela pourrait expliquer pourquoi aucune moraine de De Geer n'a été rapportée au nord et à l'est du Nunavik.

En conclusion, Puvirnituk est la seule communauté du Nunavik devant composer avec la présence de moraines de De Geer lors de l'aménagement de son territoire. Le risque associé au dégel du pergélisol dépend de la stratigraphie qui peut être variable d'une crête à l'autre et comporter des dépôts problématiques à la construction. Afin de cibler rapidement les zones d'incertitudes pour les futures études, les crêtes ont été identifiées sur la carte des unités géomorphologiques (Figure 31). L'analyse de photographies aériennes à haute résolution a permis de cartographier les moraines de De Geer dans un secteur dépassant le territoire de Puvirnituk (Figure 49). Puisque les dépôts à la surface des crêtes sont composés de blocs, pierres, sables et graviers, cette carte permet aussi de localiser des bancs d'emprunt (matériel granulaire) potentiels.

6.3.2.4 Potentiel d'aménagement de l'unité P2

Le secteur de Puvirnituk a été ennoyé sous une colonne d'eau inférieure à 200 m, les courants littoraux, les marées et le mouvement des vagues ont délavé le till de ses particules fines pour les remplacer essentiellement par des sables littoraux (Lindén et Möller, 2005). Par

conséquent, on peut estimer que le till remanié (Tx) ne contient pas un contenu élevé en glace et il serait possible d'aménager ces parcelles en utilisant certains types de fondations adaptées (e.g. pieux ou tétraux sur remblais) ou en procédant à l'exécution de travaux de nivellement et de drainage préalables. Toutefois, une investigation plus poussée de cette unité est nécessaire afin d'en déterminer la teneur volumétrique en glace, ainsi que dans le but de préciser l'organisation stratigraphique dans les moraines de De Geer (Tm).

Néanmoins, le till remanié et les moraines de De Geer, qui recouvrent ensemble 22 % du territoire à l'étude, pourraient être utilisés comme source de granulats pour remblais et construction (e.g. béton, asphalte, etc.).

Cette unité peut être considérée comme potentiellement favorable à l'aménagement d'infrastructures.

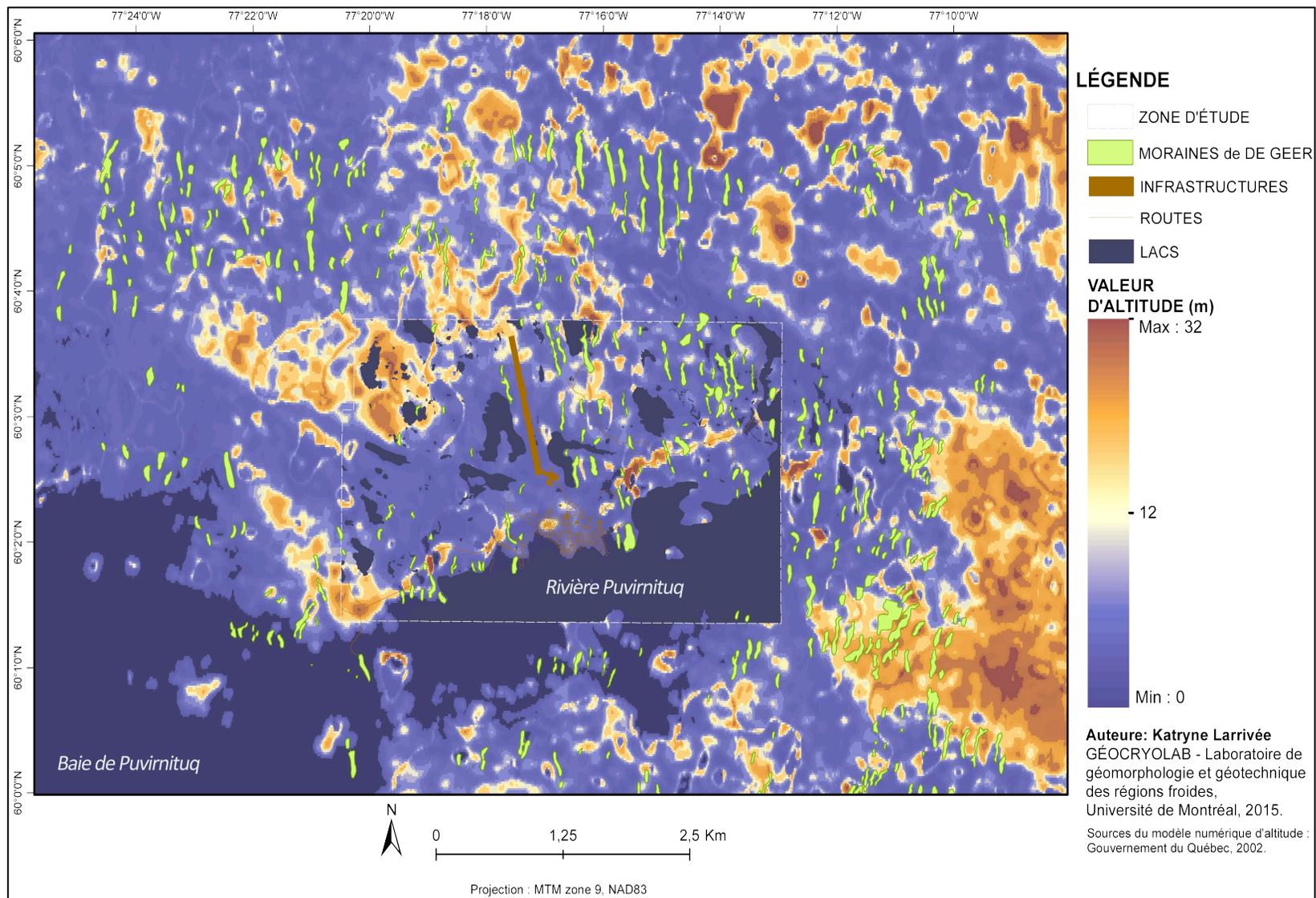


Figure 49. Distribution des moraines de De Geer sur le territoire à l'étude (dans l'encadré pointillé) et dans la grande région de Puvirnituk.

6.3.3 L'unité P3 - les dépôts marins et littoraux

L'unité P3 englobe les dépressions entre les collines rocheuses et les moraines de De Geer. La couche active (P3-CA) est généralement composée de dépôts littoraux sablo-graveleux. Cette unité englobe aussi les alluvions, les dépôts lacustres et ceux composés de matière organique puisqu'ils sont situés dans les dépressions du territoire. Sous la couche active, le pergélisol est composé de dépôts marins d'eau profonde. Les distributions granulométriques des cryofaciès P3-1 et P3-2 correspondent au même type de dépôt (Figure 43). Leur distinction est donc basée sur les cryostructures dont la distribution verticale permet d'associer le cryofaciès P3-1 à une zone de transition riche en glace.

6.3.3.1 P3-CA : dépôts littoraux et pré-littoraux

Étant donné que la couche active (P3-CA) était partiellement dégelée au moment des forages, aucune mesure de teneur en glace n'a pu y être effectuée. Cependant, comme les dépressions sont au plus bas niveau du territoire, les écoulements y convergent naturellement. D'ailleurs, cette unité est caractérisée par des zones de mauvais drainage qui pourrait mener à une forte teneur en glace lors de leur engel. Les résultats d'analyse indiquent que les sables littoraux ont une granulométrie uniforme (Holtz et Kovacs, 2010, p. 34).

De plus, des thufurs abondent à la surface de plusieurs parcelles de cette unité. Ces formes sont un bon indice pour définir la sensibilité au dégel d'un sol puisqu'elles sont reconnues comme typiques des zones de dépôts fins, riches en glace et sensibles au dégel. De plus, comme les processus à la base de leur formation sont actifs en présence de silt et d'argile, on peut en conclure que leur présence correspond à des zones où les dépôts littoraux sont relativement minces et reposent sur les dépôts marins d'eau profonde cryoturbés.

6.3.3.2 P3-1 : cryofaciès de dépôts marins riches en glace

Ce cryofaciès (~0,9 – 1,7 m) présente une forte sensibilité au dégel. Sa forte teneur volumétrique en glace ainsi que son taux de salinité (qui augmente la quantité d'eau non gelée et diminue la cohésion entre les particules) pourraient à long terme engendrer des processus de fluage du pergélisol. Le taux de salinité a en outre la compétence d'abaisser le point de fusion de la glace à -0,3 °C. Advenant le cas d'un dégel, la variation des types de cryostructures selon les forages pourrait mener à des tassements différentiels pouvant initier des processus de thermokarst. De plus, la fonte des coins de glace pourrait produire du ravinement, accélérant la dégradation du pergélisol, et favoriserait la transmission de la chaleur jusqu'au cryofaciès P3-2 (Andersland et Ladanyi, 2004; French, 2007; Godin et Fortier, 2012b).

Bien que la dispersion granulométrique soit similaire entre les deux cryofaciès de l'unité P3, le cryofaciès P3-1 contient une quantité plus importante (~15 % de plus) de particules égales ou inférieures à 10 µm (Figure 43). Ces particules étant peu perméables, l'eau produite par la fonte de la glace en excès de la porosité serait difficilement expulsée. Si l'on considère que les teneurs en glace dépassent largement les limites d'Atterberg (Figure 50), il faudrait s'attendre, durant la consolidation, à une diminution, voire à une perte totale de la capacité portance des sols qui pourraient se comporter comme un fluide.

6.3.3.3 P3-2 : cryofaciès de dépôts marins faibles en glace

Ce cryofaciès (~1,7 – 4,4 m) présente une sensibilité considérable au dégel mais sa faible teneur en glace ne devrait pas conduire à une grande instabilité des infrastructures.

Certains échantillons présentent une salinité pouvant atteindre 13,6 ppm, présumant d'une grande quantité d'eau non-gelée dans le sol qui peut en affecter les propriétés mécaniques. En outre, la salinité est suffisamment élevée pour abaisser le point de fusion du sol à -0,8 °C. Advenant l'atteinte de cette température, le pergélisol pourrait dégeler rapidement en raison de sa faible teneur en glace.

Cependant, comme le pergélisol est épigénétique dans cette unité, les cryostructures (réticulées devenant microlenticulaires puis interstitielles) se sont développées du haut du profil vers le bas. Leur formation a conduit à la cryosuccion d'une partie de l'eau non gelée vers le front de gel, provoquant un appauvrissement graduel en glace du sol et, conséquemment, à une augmentation de la proportion en sable et graviers, pouvant assurer une certaine stabilité dans le cas d'une fonte de la glace. En outre, la teneur gravimétrique en glace n'atteint pas la limite de liquidité du sol (Figure 50). Ainsi, bien que la fonte des cryostructures contenues dans ce cryofaciès puisse mener à des tassements, cela ne devrait pas mener à une déstabilisation majeure des infrastructures.

6.3.3.4 P3-CEN : cryofaciès de till remanié faible en glace

Le cryofaciès P3-CEN est composé de till remanié sablo-silteux. Bien que les résultats cryostratigraphiques de ce cryofaciès soient incomplets, il est possible d'en estimer la stabilité au dégel d'après les résultats granulométriques. La matrice du till peut être composée de plus de 90 % de sable, susceptible de contenir une cryostructure interstitielle, et elle ne contient qu'une fraction inférieure à 10 % de particules $\leq 10 \mu\text{m}$ (Figure 44). De ce fait, il est peu probable que ce dépôt soit riche en glace. La valeur gravimétrique moyenne n'atteint pas les limites d'Atterberg (Figure 50). Ainsi, son dégel ne devrait pas provoquer de mouvement verticaux et latéraux importants.

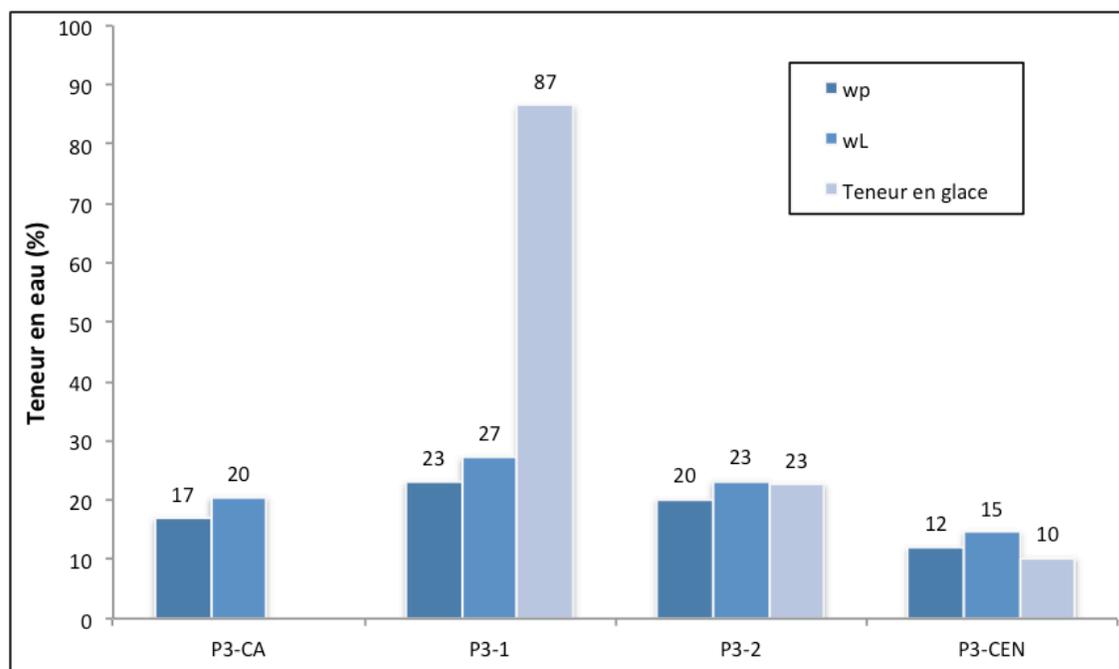


Figure 50. Variation selon les couches cryostratigraphiques dans l'unité P3 de la teneur gravimétrique en glace et les limites d'Atterberg.

6.3.3.5 Cas particuliers à considérer pour l'aménagement

Zone de transition en 2010

Dans les dépressions de l'unité P3, l'édification de l'horizon *Oh* a permis la formation d'une zone de transition, correspondant au cryofaciès P3-1 entre ~0,9 et ~1,7 m. Cette zone favorise théoriquement la conservation du pergélisol puisque l'intervalle de récurrence du dégel, nécessitant l'extraction d'une quantité croissante de chaleur latente, diminue avec la profondeur jusqu'à devenir presque nulle au contact du pergélisol (Bockheim et Hinkel, 2005; Shur *et al.*, 2005).

Suivant l'augmentation de la TAMA qui est passée de -7 °C en 1972 à -6,2 °C pour la période 2005-2015, des mesures effectuées dans les dépôts marins silteux de Puvirnituk ont permis de découvrir que la limite de dégel pourrait avoir atteint la limite inférieure de la zone de transition en 2010 (L'Hérault *et al.*, 2012). Si tel est le cas, le dégel estival de la couche active pourrait avoir rejoint le cryofaciès P3-2.

Dispersion du till remanié au fond des dépressions

La stratigraphie des dépôts dans les dépressions varie (voir les dépressions de gauche sur la Figure 46). Deux forages exécutés près d'une accumulation de till remanié, à l'est d'une dépression, ont atteint du till remanié sous les dépôts marins d'eau profonde; tandis qu'un forage fait à l'ouest n'a relevé aucune trace de till avant d'atteindre le roc (L'Hérault *et al.*, 2012). Ainsi, il est fort probable que le till remanié affleurant à l'est des dépressions représente l'affleurement d'une couche se poursuivant sous les dépôts marins et littoraux, par-dessus une couche de till non remanié.

6.3.3.6 Potentiel d'aménagement de l'unité P3

Les résultats de cette étude permettent de conclure que les terrains de l'unité géomorphologique P3, qui représentent 52 % du territoire sans les étendues d'eau permanentes, sont à proscrire pour l'aménagement de tous types d'infrastructures.

En outre, depuis les campagnes de terrain effectuées dans le cadre de cette étude, la température du pergélisol à Puvirnituk (Figure 12, p. 38) n'a cessé d'augmenter. À partir de 2013, la température à 200 cm de profondeur a dépassé 0 °C durant la période estivale, permettant de présumer que la base de la couche active, soit la portion inférieure de la zone de transition, a rejoint cette profondeur.

Si la tendance à la hausse des températures du sol se poursuit, la couche active ainsi que le cryofaciès P3-1 sont appelés à s'approfondir de façon irréversible, amincissant le pergélisol à partir du haut. Puisque la fonte de la glace dans le cryofaciès P3-1 peut mener à des tassements différentiels, des phénomènes de thermokarst sont hautement susceptibles de survenir et de modifier le régime thermique du pergélisol (Williams et Smith, 1989; French, 2007). Les dépressions serviraient de trappes à neige et à eau, pouvant mener à la formation de taliks engendrant une rétroaction positive sur la dégradation du pergélisol. Le cryofaciès P3-2 étant faible en glace, son dégel serait alors rapide et il est fort probable que le pergélisol de

Puvirnituk, actuellement identifié comme continu dans la littérature, évolue vers un pergélisol discontinu.

Il est à noter cependant qu'à l'est des dépressions, le till remanié mince sur roc pourrait se poursuivre sous les dépôts marins, présentant une option de stabilité croissante vers les affleurements rocheux à l'est. Ce modèle stratigraphique nécessite toutefois davantage d'investigations et peu importe leur emplacement, les infrastructures actuellement construites dans cette unité devraient faire l'objet d'une attention soutenue.

Tableau 17. Potentiel d'aménagement des unités géomorphologiques avec le détail pour chaque type de dépôt de surface qui les composent. Les pentes critiques représentent le maximum acceptable pour assurer la stabilité de chaque dépôt.

UNITÉ GÉOMORPHOLOGIQUE		DÉPÔT DE SURFACE			
DESCRIPTION	POTENTIEL D'AMÉNAGEMENT	D'après L'Hérault et al., 2013.		POTENTIEL D'AMÉNAGEMENT	
		DESCRIPTION	PENTE CRITIQUE		
P1 FAVORABLE Collines rocheuses fuselées orientées d'est en ouest présentant des traces de gélifraction et du soulèvement gélival. Dépôts minces (<2 m) sur le roc. Présence de cryoturbation (ostioles et sols striés).	Favorable à l'aménagement d'infrastructures d'habitation. 26 % du territoire	R	ROCHE EN PLACE : Affleurements rocheux	15°	Substrat rocheux stable. Au-delà de 15°, nécessite des méthodes de construction adaptée.
		Mn/R	SÉDIMENTS LITTORAUX SUR ROC : Sable, silt sableux, sable graveleux et graviers; mis en place en eau peu profonde lors de la phase marine, cette couche de quelques mètres d'épaisseur repose sur la roche en place.	15°	Dépôts minces (<2 m) sablo-graveleux bien drainés sur le roc. La présence de roc favorise la stabilité. Au-delà de 15°, nécessite des méthodes de construction adaptée.
		Tm/R	TILL FORMANT DES MORAINES SUR ROC : Dépôt hétérométrique mal trié composé principalement de sable et de silt avec un peu de graviers; formant des moraines de De Geer, ce dépôt repose sur la roche en place, laquelle affleure par endroits. La partie superficielle a été remaniée par les vagues et les courants lors de la phase marine.	10°	Dépôts minces (<2 m) sableux avec graviers. Peut contenir des couches de dépôts fins marins. La présence de roc favorise la stabilité. Source de granulats.
		Tx/R	TILL REMANIÉ SUR ROC : Dépôt hétérométrique mal trié composé principalement de sable et de silt avec un peu de graviers reposant sur la roche en place, laquelle affleure par endroits. La partie superficielle du till a été remaniée par les vagues et les courants lors de la phase marine.	10°	Dépôts minces (<2 m) sableux avec graviers. La présence de roc favorise la stabilité. Surface recouverte d'ostioles. Possibilité de remplacer le dépôt par un remblai non gélif.
P2 POTENTIELLEMENT FAVORABLE Accumulations de till remanié >2m d'épaisseur. Fréquemment à l'ouest des collines rocheuses de P1. Moraines de De Geer orientées nord-sud. D'une hauteur de 0,5-4 m, espacées de 80-300 m.	Potentiellement favorable à l'aménagement d'infrastructures d'habitation. Le terrain devrait faire l'objet d'investigations supplémentaires. Certaines parcelles peuvent être utilisées comme source de granulats. 22 % du territoire	Tm	TILL FORMANT DES MORAINES : Dépôt hétérométrique mal trié composé principalement de sable et de silt avec un peu de graviers; formant des moraines de De Geer; la partie superficielle a été remaniée par les vagues et les courants lors de la phase marine. Le contenu en glace varie selon la granulométrie du dépôt qui est propice au fluage.	8°	Peut contenir des dépôts marins fins riches en glace. La carte de la dispersion des moraines de De Geer pourra accélérer les investigations supplémentaires, nécessaires à leur aménagement. Ces dépôts peuvent être considérés comme source potentielle de granulats.
		Tx	TILL REMANIÉ : Dépôt hétérométrique mal trié composé principalement de sable et de silt avec un peu de graviers. La partie superficielle du till a été remaniée par les vagues, les marées et les courants lors de la phase marine.	8°	Dépôt de till remanié dont les particules fines sont délavées. Composé de sable graveleux potentiellement pauvre en glace. Peut être aménagé suite à du nivellement ou un drainage.
P3 À PROSCRIRE Dépressions comblées de dépôts marins et littoraux. Parfois surmonté d'une couche de dépôts organiques ou lacustres. Présence de plusieurs fentes de gel et de cryoturbation (<i>earth hummocks</i>). Zone riche en glace entre 0,9 et 1,7 m de profondeur. Le fond des dépressions pourrait contenir du till remanié à l'est des dépressions : nécessite davantage d'investigations.	Zone à proscrire pour l'aménagement de nouvelles infrastructures d'habitation. Infrastructures existantes à surveiller. 52 % du territoire	Mr	SÉDIMENTS INTERTIDIAUX ACTUELS : Silt et sable sableux; mis en place en zone intertidale dans les baies ou bras de mer abrités. La présence de pergélisol est improbable.	NA	Dépôts de plage soumis au marnage marégraphique actuel. Contrainte majeure à la construction.
		Av/Mb	ALLUVIONS EN COUVERTURE MINCE ET DISCONTINUE SUR SÉDIMENTS MARINS D'EAU PROFONDE : Sable, silt sableux, sable graveleux et graviers contenant occasionnellement de la matière organique. D'une épaisseur estimée à moins d'un mètre reposant sur des sédiments marins d'eau profonde (Mb). Surface généralement marquée par des levées et barres alluviales. Le contenu en glace diffère selon la granulométrie du dépôt.		Présence proche de la surface de dépôts marins riche en glace, composé de silt et d'argile. Très sensible et se liquéfie lorsque manipulé. Contrainte majeure à la construction.
		L	SÉDIMENTS LACUSTRES : Sédiments mis en place dans un lac comprenant principalement des sables, graviers et des silts. Le contenu en glace diffère selon la granulométrie du dépôt.	NA	Dépôts lacustres fins mal drainés. Un test <i>in situ</i> a démontré que ces dépôts se liquéfient lorsque manipulés. Contrainte majeure à la construction.
		Mn/Mb	SÉDIMENTS LITTORAUX SUR ARGILE : Sable, silt sableux, sable graveleux et graviers; mis en place en eau peu profonde lors de la phase marine, cette couche d'un à quatre mètres d'épaisseur repose sur des sédiments fins d'origine marine (Mb) composés de sable silteux, silt et argile; mis en place en eau profonde et pouvant atteindre 15 mètres d'épaisseur. Présence occasionnelle de thufurs.	NA	Présence proche de la surface de dépôts marins riche en glace, composé de silt et d'argile. Très sensible et se liquéfie lorsque manipulé. Contrainte majeure à la construction.
		O, O/Mb	SÉDIMENTS ORGANIQUES SUR ARGILE : Tourbe ou sol organique mal drainé reposant sur des sédiments fins d'origine marine composés de sable silteux, silt et argile. Présence de graviers et de cailloux épars.	NA	Dépôt organique riche en lentilles de glace centimétrique. Fréquemment sur un dépôt marin riche en glace, composé de silt et d'argile. Très sensible et se liquéfie lorsque manipulé. Contrainte majeure à la construction.

6.4 Limites et portée de l'étude

Les trois approches utilisées pour cette étude ont été efficaces pour caractériser les propriétés géotechniques du pergélisol sur un grand territoire puisque les résultats pour chaque parcelle investiguée ont été extrapolés aux parcelles non sondées.

Toutefois, bien que l'utilisation de la tomodynamométrie permette l'observation des cryostructures intégrales et non altérées, la résolution du CT-scan sous-estime la mesure de la teneur volumétrique en glace. Par exemple, la méthode performe difficilement pour les cryostructures interstitielle, microlenticulaire, réticulée et lenticulaire, tel que démontré dans cette étude (Figure 38). Conséquemment, les analyses en laboratoire demeurent nécessaires jusqu'à ce que la résolution de cette technique permette de déceler la teneur volumétrique pour tous les types de glace ou que des facteurs de correction soient définis pour chaque type de cryostructures, puisque la performance fluctue en fonction de leur type.

Ensuite, le type de foreuse utilisé a limité la récupération d'échantillons non perturbés. Il aurait été nécessaire de forer dans le till remanié à l'est des dépressions ainsi que dans les moraines de De Geer pour préciser les modèles cryostratigraphiques élaborés.

Outre ces limites, les résultats générés se sont avérés suffisants pour produire un outil d'assistance à l'aménagement de nouveaux secteurs d'habitation sur le territoire de Puvirnituq. La carte de la distribution des dépôts de surface et les modèles cryostratigraphiques élaborés apportent des informations supplémentaires sur l'histoire quaternaire de la région. Associés à la carte de la dispersion des moraines de De Geer, ces nouvelles informations permettront de cibler rapidement les zones pouvant contenir du matériel potentiellement non gélif pour la construction ainsi que les dépressions susceptibles de contenir des dépôts fins marins à éviter.

La carte des unités géomorphologiques peut être utilisée pour identifier les zones nécessitant un suivi rigoureux dans un avenir rapproché. Elle pourra aussi servir de point de départ pour

d'éventuelles investigations puisque d'après les informations compilées dans le cadre de cette étude, le pergélisol à Puvirnituaq, actuellement identifié comme continu dans la littérature, est en évolution vers un pergélisol de type discontinu. Le potentiel d'aménagement estimé devra donc être révisé dans les prochaines années, suivant les changements climatiques locaux.

7. Conclusion

Les changements climatiques au Nunavik mettent en danger les infrastructures construites sur le pergélisol qui doit sa stabilité au gel. Parallèlement, la croissance exceptionnelle des communautés génère des besoins grandissants en matière de logement. Cette étude avait pour objectif principal de contribuer à une expansion durable de l'environnement bâti à Puvirnituk (60°02'N; 77°17'O), dans un contexte de changements climatiques. L'estimation du potentiel d'aménagement de son territoire s'est effectuée en utilisant une méthodologie multidisciplinaire. Les objectifs spécifiques visaient à 1) diviser le territoire en unités géomorphologiques, 2) distinguer les différents cryofaciès à soumettre à des analyses géotechniques, dans le but de 3) définir le comportement et la sensibilité au dégel de chaque unité pour l'extrapoler à l'ensemble du territoire.

Le contexte quaternaire de Puvirnituk a mené à une succession d'environnements de production sédimentaire et de conditions climatiques ayant laissé des traces sur le territoire. Durant le dernier épisode glaciaire, l'écoulement de l'inlandsis Laurentidien a engendré une érosion différentielle du roc : plus forte du côté est des collines et plus douce et du côté ouest, permettant la déposition de till. Le recul du front glaciaire local a permis la transgression de la mer de Tyrrell à Puvirnituk vers 7 200 BP. La mer a atteint une altitude maximale de 140 m, permettant la formation de moraines de De Geer, édifiées par le front glaciaire submergé, et la mise en place de dépôts marins d'eau profonde. La déglaciation complète autour de 6 810 BP a mené au rebond isostatique et à la régression marine, laissant le littoral remanier le till et déposer des sables avec coquilles sur les dépôts marins. L'émergence des terres à partir de 2 000 BP a conduit à la mise en place d'un pergélisol épigénétique avec des coins de glace et la présence de formes de terrain typiques d'un cryosol turbique.

Le territoire de la communauté de Puvirnituk a été divisé en 3 unités géomorphologiques. L'unité géomorphologique P1 regroupe les collines rocheuses fuselées avec plusieurs types de dépôts minces sur le roc. Bien que certaines parcelles soient sujettes à des processus de cryoturbation, leur épaisseur n'excède pas la couche active, permettant au roc sous-jacent d'assurer une bonne stabilité en cas d'augmentation durable des températures atmosphériques locales.

L'unité géomorphologique P2 comprend du till remanié par la mer de Tyrrell potentiellement pauvre en glace. Ce dépôt pourrait convenir à l'installation de certains types d'infrastructures. Toutefois, cette unité comprend aussi des moraines de De Geer, édifiées sous le glacier submergé lors de l'invasion marine. Le modèle de formation élaboré permet de déduire qu'elles peuvent contenir des dépôts marins, riches en glace, dont le comportement au dégel peut être risqué en cas d'augmentation de la température à long terme. Le risque se situe surtout au niveau de l'incertitude quand à la stratigraphie des moraines, qui ne peut être définie que par la caractérisation systématique des crêtes par voie de forage, ce qui dépassait le cadre de cette étude. Puvirnituk est le seul village inuit ayant à composer avec la présence de moraines de De Geer lors de l'aménagement de son territoire à court terme. Leur emplacement ayant été cartographié dans le secteur d'étude, il devient aisé de cibler et d'éviter les zones d'incertitudes, conférant à cette unité un aménagement possible mais qui nécessite davantage d'investigations.

L'unité géomorphologique P3 englobe les dépressions entre les collines rocheuses et les moraines de De Geer. Elles sont comblées de dépôts fins marins et de dépôts littoraux mal drainés. Du till remanié affleurant à l'est des dépressions pourrait se prolonger au fond des dépressions, permettant une certaine stabilité au dégel. Toutefois, la présence d'une zone de transition riche en glace dans cette unité, dont la couche active a probablement rejoint la base en 2010, augmente considérablement l'instabilité au dégel. Sa forte teneur en glace pourrait générer du fluage tandis que son dégel provoquerait des tassements différentiels et accélérerait la dégradation du pergélisol sous-jacent. Par conséquent, cette unité doit être évitée pour l'aménagement de nouvelles infrastructures et les infrastructures actuelles devraient faire

l'objet de vérifications soutenues. Dans l'éventualité où la communauté devrait étendre son environnement bâti au-delà du secteur d'étude actuel, la carte de la dispersion des moraines de De Geer permettra d'accélérer les investigations, en identifiant les dépressions à éviter et les sources de matériel granulaire pour contribuer à une construction durable, si les dépressions ne peuvent être évitées.

Finalement, cette étude a permis de constater que la méthode d'analyse d'échantillons de pergélisol non perturbés par tomodynamométrie sous-estime la mesure de la teneur volumétrique en glace, ainsi que l'importance du choix du matériel à utiliser, afin que toutes les unités puissent être étudiées. Néanmoins, la combinaison de techniques et méthodes d'analyse en provenance des domaines de la géomorphologie, de la géocryologie et de la géotechnique permettent une caractérisation économique et efficace d'un pergélisol en contexte de changement climatique. L'extrapolation des résultats d'une parcelle investiguée aux parcelles non sondées de la même unité géomorphologique permet d'évaluer efficacement la rhéologie du pergélisol à l'échelle d'un paysage.

8. Références

- Administration régionale Kativik (2012) *Administration régionale Kativik, rapport annuel*. 200 p. http://www.krg.ca/images/stories/annualreports/KRG_2012AR.pdf
- Allard, M., Calmels, F., Fortier, D., Laurent, C., L'Hérault, E. et Vinet, F. (2007a) *Cartographie des conditions de pergélisol dans les communautés du Nunavik en vue de l'adaptation au réchauffement climatique*. Rapport préparé pour le Fonds d'adaptation aux impacts des changements climatiques de Ressources naturelles Canada et le consortium Ouranos : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 42 p.
- Allard, M. et Fortier, D. (2011) *Production de cartes prédictives des caractéristiques du pergélisol afin de guider le développement de l'environnement bâti pour les communautés du Nunavik*. Rapport d'activité présenté au ministère de la Santé et des Services Sociaux : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 16 p.
- Allard, M., Fortier, R., Calmels, F., Savard, C., Guimond, A. et Tarussov, A. (2007b) *L'évaluation de l'impact du réchauffement climatique sur la stabilité des pistes d'atterrissage au Nunavik: première étape vers une stratégie d'entretien*. Communication présentée au Congrès annuel de l'Association des transports du Canada, Saskatoon, Canada.
- Allard, M., Fortier, R., Sarrazin, D., Calmels, F., Fortier, D., Chaumont, D., Savard, J.-P. et Tarussov, A. (2007c) *L'impact du réchauffement climatique sur les aéroports du Nunavik: caractéristiques du pergélisol et caractérisation des processus de dégradation des pistes*. Rapport préparé pour le consortium Ouranos, Ressources naturelles Canada et Transports Québec : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 184 p.
- Allard, M. et Kasper, J. N. (1998) *Temperature conditions for ice wedge cracking: field measurements from Salluit, northern Québec*. Communication présentée à la 7^e Conférence Internationale sur le Pergélisol, Yellowknife, Canada. Vol. 57: 5-11.
- Allard, M., L'Hérault, E., Gibéryen, T. et Barrette, C. (2010) *L'impact des changements climatiques sur la problématique de la fonte du pergélisol au village de Salluit, Nunavik*. Rapport final préparé pour le ministère des affaires municipales, des régions et de l'occupation du territoire : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 53 p.

- Allard, M., Lemay, M., Barrette, C., L'Hérault, E., Sarrazin, D., Bell, T. et Doré, G. (2012) *Permafrost and climate change in Nunavik and Nunatsiavut: Importance for municipal and transportation infrastructures*. Dans : Nunavik and Nunatsiavut: From science to policy. An integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization. (p. 171-197) ArcticNet, Québec, Canada.
- Allard, M., Sarrazin, D. et L'Hérault, E. (2015) *Températures du sol dans des forages et près de la surface dans le nord-est du Canada, v. 1.3 (1988-2014)*. Nordicana D8. DOI: 10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD.
- Allard, M., Sarrazin, D. et Roger, J. (2013) *Monitoring des thermistances - collecte et interprétation des données: aéroports de Inukjuak, Puvirnituk, Akulivik, Salluit, Quaqtaq, Kangirsuk, Aupaluk et Tasiujaq au Nunavik*. Rapport final préparé pour Transports Québec : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 147 p.
- Allard, M. et Seguin, M. (1987) *Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives*. Géographie physique et Quaternaire, 41(1): 141-152. DOI: 10.7202/032671ar
- Andersland, O. B. et Anderson, D. M. (1978) *Geotechnical engineering for cold regions*. McGraw-Hill Book Company, New York, États-Unis. 566 p.
- Andersland, O. B. et Ladanyi, B. (2004) *Frozen ground engineering*. (2^e éd.) John Wiley & Sons, New Jersey, États-Unis. 363 p.
- Andrews, J. T. et Smithson, B. B. (1966) *Till Fabrics of the Cross-Valley Moraines of North-Central Baffin Island, Northwest Territories, Canada*. Geological Society of American Bulletin, 77: 271-290.
- Arctic Climate Impact Assessment (2005) *Impacts of a Warming Arctic-Arctic Climate Impact Assessment*. Overview report. Cambridge University Press, Royaume-Uni. 144 p.
- Association coopérative de Povungnituk. (1965) *Povungnituk*. Catalogue d'art esquimau: 60 p. Repéré à http://art.avataq.qc.ca/images/uploads/catalogue_archive/files/pov1965_web.pdf
- ASTM Standard D422. (2007) *Standard test method for particle-size analysis of soils*. American Society for Testing and Materials : Pennsylvanie, États-Unis.
- ASTM Standard D4083. (2007) *Standard Practice for Description of Frozen Soils (Visual-Manual Procedure)*. American Society for Testing and Materials : Pennsylvanie, États-Unis.

- ASTM Standard D4318. (2010) *Standard test methods for liquid limit, plastic limit, and plasticity index of soils*. American Society for Testing and Materials : Pennsylvanie, États-Unis.
- ASTM Standard D4767. (2011) *Standard test method for consolidated undrained triaxial compression test for cohesive soils*. American Society for Testing and Materials, Pennsylvanie, États-Unis.
- Banville, D. (2016) *Modélisation cryohydrogéologique tridimensionnelle d'un bassin versant pergélisolé : Une étude cryohydrogéophysique de proche surface en zone de pergélisol discontinu à Umiujaq au Québec Nordique*. Mémoire de maîtrise en sciences de la Terre : Université Laval, Québec, Canada.
- Barnett, D. M. et Holdsworth, G. (1973) *Origin, Morphology, and Chronology of Sublacustrine Moraines, Generator Lake Baffin Island, Northwest Territories, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 11(3): 380-408. DOI: 10.1139/e74-036
- Beaudry, L. M. (1994) *The systems of minor moraines (De Geer type) associated to the Laurentide Ice Sheet - Québec - Canada. Genesis*. Doctorat en ressources minérales, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada.
- Beaudry, L. M. et Prichonnet, G. (1991) *Late Glacial De Geer moraines with glaciofluvial sediment in the Chapais area, Québec (Canada)*. Boreas, 20(4): 377-394. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1991.tb00286.x
- Beaudry, L. M. et Prichonnet, G. (1995) *Formation of De Geer Moraines Deposited Subglacially, Central Québec*. Géographie physique et Quaternaire, 49(3): 337-361. DOI: 10.7202/033059ar
- Benn, D. I. et Evans, D. J. A. (1998) *Glaciers and glaciation*. Hodder Arnold : London. 734 p.
- Bennett, M. R. et Glasser, N. F. (2009) *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. (2^e éd.): Wiley-Blackwell., Chichester, Angleterre. 385 p.
- Blake, K. P. (2000) *Common origin for De Geer moraines of variable composition in Raudvassdalen, northern Norway*. Journal of Quaternary Science, 15(6): 633-644. DOI: 10.1002/1099-1417(200009)15:6<633::AID-JQS543>3.0.CO;2-F
- Blondeau, M. (1989) *La flore vasculaire des environs d'Akulivik, Nouveau-Québec*. Provancheria, Mémoire de l'Herbier Louis-Marie : Université Laval, Québec, Canada. 80 p.

- Blott, S. J. et Pye, K. (2001) *GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments*. *Earth surface processes and landforms*, 26(11): 1237-1248. DOI: 10.1002/esp.261
- Bockheim, J. G. et Hinkel, K. M. (2005) *Characteristics and significance of the transition zone in drained thaw-lake basins of the Arctic Coastal Plain, Alaska*. *Journal of the Arctic Institute of North America*, 58: 406-417. DOI: 10.14430/arctic454
- Bouchard, M.-A. et Marcotte, C. (1986) *Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec*. Dans : *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B*. Ontario, Canada.
- Boulton, G. S. (1986) *Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments*. *Sedimentology*, 33(5): 677-698. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1986.tb01969.x
- Bray, M. (2008a) *Effects of soils cryostructure on the long term strength of ice-rich permafrost near melting temperatures*. Communication présentée Présenté à la 9e Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, États-Unis, 29 juin au 3 juillet. Vol.1(2008): 183-188.
- Bray, M. T. (2008b) *The influence of soil cryostructure on the creep and long term strength properties of frozen soils*. Thèse de doctorat, University of Alaska Fairbanks Fairbanks, États-Unis.
- Brousseau, D. (2008) *Caractérisation des dépôts meubles et reconstitution paléogéographique quaternaire de la région du réservoir Eastmain-1, Baie James, Québec*. Mémoire de maîtrise : Département de géographie Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada.
- Brown, J., Hinkel, K. et Nelson, F. (2000) *The circumpolar active layer monitoring (calm) program: Research designs and initial results 1*. *Polar geography*, 24(3): 166-258. DOI: 10.1080/10889370009377698
- Brunsdon, D. (2002) *Geomorphological roulette for engineers and planners: some insights into an old game*. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 35(2): 101-142. DOI: 10.1144/1470-92362001-40
- Calmels, F. et 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. et Clavano, W. (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: 938-952. DOI: 10.1139/e2012-023
- Calmels, F., Gagnon, O. et Allard, M. (2005) *A portable earth-drill system for permafrost studies*. Permafrost and Periglacial processes, 16(3): 311-315. DOI: 10.1002/ppp.529
- Camill, P. (2005) *Permafrost Thaw Accelerates in Boreal Peatlands During Late-20th Century Climate Warming*. Climatic Change, 68(1): 135-152. DOI: 10.1007/s10584-005-4785-y
- Cammeraat, L. H. (2002) *A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale*. Earth Surface Processes and Landforms, 27(11): 1201-1222. DOI: 10.1002/esp.421
- Carte, A. (1961) *Air bubbles in ice*. Proceedings of the Physical Society, 77(3): 757-768.
- Clark, C. D., Knight, J. K. et T. Gray, J. (2000) *Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet*. Quaternary Science Reviews, 19(13): 1343-1366. DOI: 10.1016/S0277-3791(99)00098-0
- Cline, M. D., Iverson, N. R. et Harding, C. (2015) *Origin of washboard moraines of the Des Moines Lobe: Spatial analyses with LiDAR data*. Geomorphology, 246: 570-578. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.021>
- Daigneault, R. A. (2008) *Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec*. Commission géologique du Canada, Bulletin n° 533. Québec, Canada. 115 p. DOI: 10.4095/224807
- de Grandpré, I. (2012) *Impacts de l'écoulement souterrain sur la dégradation du pergélisol*. Mémoire de maîtrise : Département de géographie, Université de Montréal, Montréal, Québec, Canada.
- Desachy, B. (2012) *Formaliser le raisonnement chronologique et son incertitude en archéologie de terrain*. Cybergeog : European Journal of Geography (597): 1-20. DOI: 10.4000/cybergeog.25233
- Dillon, M., Fortier, D., Kanevskiy, M. et Shur, Y. (2008) *Tomodensitometric analysis of basal ice*. Communication présentée à la 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, USA, 28 juin au 3 juillet. Vol. 1: 361-366.

- Dion, L., Cayouette, J. et Deshayes, J. (1999) *La flore vasculaire de la région des monts d'Youville et de Puvirnituk, Nunavik, Québec nordique*. Provancheria, Mémoire de l'Herbier Louis-Marie : Université Laval, Québec, Canada. 72 p.
- Dionne, J.-C. (1983) *Frost-heaved bedrock features: a valuable permafrost indicator*. Géographie physique et Quaternaire, 37(3): 241-251. DOI: 10.7202/032521ar
- Duhaime, G., Lévesque, S. et Caron, A. (2015) *Le Nunavik en chiffres 2015 - version intégrale*. Chaire de recherche du Canada sur la condition autochtone comparée. Université Laval, Québec, Canada: 133 p. Repéré à: <http://www.chaireconditionautochtone.fss.ulaval.ca/documents/pdf/Le-Nunavik-en-chiffres-2015-18-08-15-.pdf>
- Dyke, A. S. (2004) *An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada*. Quaternary glaciations: extent and chronology, 2: 373-424. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80209-4
- Dyke, A. S., Dredge, L. A. et Vincent, J.-S. (1982) *Configuration and Dynamics of the Laurentide Ice Sheet During the Late Wisconsin Maximum*. Géographie physique et Quaternaire, 36(1-2): 5-14. DOI: 10.7202/032467ar
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987) *Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet*. Géographie physique et Quaternaire, 41(2): 237. DOI: 10.7202/032681ar
- Environnement Canada (2014a) *Bulletin des tendances et des variations climatiques - Année 2013*. Repéré à: <http://publications.gc.ca/pub?id=9.504249&sl=0>
- Environnement Canada. (2014b) *Données climatiques historiques*. Repéré à http://climat.meteo.gc.ca/index_f.html - access
- Environnement Canada. (2015) *Données climatiques historiques*. Repéré à http://climat.meteo.gc.ca/index_f.html - access
- Folk, R. L. (1966) *A review of grain-size parameters*. Sedimentology, 6(2): 73-93.
- Fortier, D. et 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: doi:10.1139/e04-031 <http://www.nrcresearchpress.com/doi/abs/10.1139/e04-031>

- Fortier, D. et Allard, M. (2005) *Frost-cracking conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic archipelago*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(2): 145-161. DOI: 10.1002/ppp.504
- Fortier, D., Allard, M. et 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. et Shur, Y. (2008) *Genesis of reticulate-chaotic cryostructure in permafrost*. Communication présentée à la 9e International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, États-Unis, 29 juin au 3 juillet. Vol. 1: 451-456. DOI: 10.13140/2.1.4703.3929
- Fortier, D., Kanevskiy, M., Shur, Y., Stephani, E. et Dillon, M. (2012) *Cryostructures of basal glacier ice as an object of permafrost study: Observations from the Matanuska Glacier, Alaska*. Communication présentée à la 10th International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, 25-29 juin. Vol. 1: 107-112.
- French, H. et Shur, Y. (2010) *The principles of cryostratigraphy*. *Earth-Science Reviews*, 101(3): 190-206. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.04.002
- French, H. M. (1998) *An appraisal of cryostratigraphy in north-west Arctic Canada*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4): 297-312. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<297::AID-PPP296>3.0.CO;2-B
- French, H. M. (2007) *The periglacial environment*. (3e éd.) John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey. 458 p.
- Fulton, R. J. et Prest, V. K. (1987) *Introduction: The Laurentide Ice Sheet and its Significance*. *Géographie Physique et Quaternaire*, 41(2): 181-186. DOI: 10.7202/032676ar
- Gadek, B. et Leszkiewicz, J. (2010) *Influence of snow cover on ground surface temperature in the zone of sporadic permafrost, Tatra Mountains, Poland and Slovakia*. *COLTEC Cold Regions Science and Technology*, 60(3): 205-211. DOI: 10.1016/j.coldregions.2009.10.004
- Gagnon, A. et Gough, W. (2005) *Climate Change Scenarios for the Hudson Bay Region: An Intermodel Comparison*. *Climatic Change*, 69(2-3): 269-297. DOI: 10.1007/s10584-005-1815-8
- Godin, E. et Fortier, D. (2010) *Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada*. Communication présentée à la 6e conférence

canadienne sur le pergélisol et 63e conférence géotechnique canadienne, Calgary, Canada, 12-16 septembre. p. 1540-1547.

- Godin, E. et Fortier, D. (2012a) *Fine-scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-erosion gullies development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago*. Communication présentée à la 10e conférence internationale sur le pergélisol, 25-29 juin, Salekhard, Russie. Vol. 1: 125-130. DOI: 10.13140/2.1.3827.6803
- Godin, E. et Fortier, D. (2012b) *Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 49(8): 979-986. DOI: doi:10.1139/e2012-015
- Godin, E., Fortier, D. et Coulombe, S. (2014) *Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss*. Environmental Research Letters, 9(10). URL : <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/9/10/105010/meta-citations>
- Gold, L. W. et Lachenbruch, A. H. (1973) *Thermal conditions in permafrost : a review of North American literature. The North American Contribution to the Second International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR*. National Academy of Sciences, Washington, États-Unis.
- Golledge, N. R. et Phillips, E. (2008) *Sedimentology and architecture of De Geer moraines in the western Scottish Highlands, and implications for grounding-line glacier dynamics*. Sedimentary Geology, 208(1–2): 1-14. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2008.03.009
- Gouvernement du Québec (2013) *Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec*. (Carte interactive) Repéré à : <http://www.mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp-tundraForestiere>
- Graham, G. L., Kanevskiy, M. et Murton, J. B. (2016) *Recent Advances (2008–2015) in the Study of Ground Ice and Cryostratigraphy*. Permafrost and Periglacial Processes. DOI: 10.1002/ppp.1912
- Grandmont, K., Cardille, J. A., Fortier, D. et Gibéryen, T. (2012a) *Assessing land suitability for residential development in permafrost regions: A multi-criteria approach to land-use planning in Northern Quebec, Canada*. Journal of Environmental Assessment Policy and Management, 14(01). DOI: 10.1142/S1464333212500032
- Grandmont, K., Fortier, D. et Cardille, J. A. (2012b) *Multi-criteria analysis with geographic information systems in changing permafrost environments: Opportunities and limits*. à la 15e International Conference on Cold Regions Engineering, Quebec city, Canada, 19-22 août: 666-675. DOI: 10.1061/9780784412473.066

- Grandmont, K., Roy, L.-P., de Grandpré, I., Fortier, D., Benkert, B. et Lewkowicz, A. (2015) *Impact of land cover disturbance on permafrost landscapes: Case Studies from Yukon communities*. Communication présentée à la Conférence canadienne sur le Pergélisol et la 68e conférence canadienne de Géotechnique, Quebec city, Canada, 20-23 septembre.
- Gravel, F. et Doré, G. (2013) *Suivi des comportements thermique et mécanique du remblai de la piste de Puvirnituk*. Rapport préparé pour le ministère des transports du Québec : Groupe de recherche en ingénierie des chaussées, Université Laval, Québec, Canada. 202 p.
- Gray, J. et Brown, R. (1979) *Permafrost presence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec*. Géographie physique et Quaternaire, 33(3-4): 299-316.
- Gray, J., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J. (1993) *Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history*. Canadian Journal of Earth Sciences, 30(8): 1676-1696. DOI: doi:10.1139/e93-147
- Gray, J. T. et Lauriol, B. (1985) *Dynamics of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence*. Arctic and Alpine Research, 17(3): 289-310. DOI: 10.2307/1551019
- Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (2013) *Changements climatique 2013. Les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs*. Contribution du Groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 27 p.
- Groupe de travail sur la classification des sols. (2002) *Le système canadien de classification des sols*. (3^e éd.) Direction générale de la recherche, Ministère de l'Agriculture et de Agro-Alimentaire du Canada: Ontario, Canada. 196 p.
- Hardy, L. (1976) *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie de James*. Doctorat en Géographie, Université McGill, Montréal, Canada. URL: http://digitool.Library.McGill.CA:80/R/-?func=dbin-jump-full&object_id=69198&silolibrary=GEN01
- Harris, S. A. (1986) *The permafrost environment*. Publisher Croom Helm, London, Grande-Bretagne. 276 p. DOI: 10.1002/ppp.3430040214
- Harris, S. A., French, H. M., Heginbottom, J. A., Johnston, G. H., Ladanyi, G. H., Sego, D. C. et Van Everdingen, R. O. (1988) *La terminologie du pergélisol et notions connexes*. Conseil national de recherches du Canada.

- Harry, D. G., French, H. M. et Pollard, W. H. (1988) *Massive ground ice and ice-cored terrain near Sabine Point, Yukon Coastal Plain*. Canadian Journal of Earth Sciences, 25(11): 1846-1856. DOI: doi:10.1139/e88-174
- Hayashi, M. (2003) *Temperature-Electrical Conductivity Relation of Water for Environmental Monitoring and Geophysical Data Inversion*. Environmental Monitoring and Assessment, 96(1): 119-128. DOI: 10.1023/B:EMAS.0000031719.83065.68
- Heyman, J. et Hättestrand, C. (2006) *Morphology, distribution and formation of relict marginal moraines in the Swedish mountains*. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 88(4): 253-265. DOI: 10.1111/j.0435-3676.2006.00299.x
- Hillaire-Marcel, C. (1976) *La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson*. Cahiers de géographie du Québec, 20(50): 185-220. DOI: 10.7202/021319ar
- Holtz, R. D. et Kovacs, W. D. (2010) *Introduction à la géotechnique*. Presses Internationales Polytechnique, Montréal, Canada. 808 p.
- Hoppe, G. (1957) *Problems of Glacial Morphology and the Ice Age*. Geografiska Annaler, 39(1): 1-18. DOI: 10.2307/520339
- Hoppe, G. (1959) *Glacial Morphology and Inland Ice Recession in Northern Sweden*. Geografiska Annaler, 41(4): 193-212.
- Hounsfield, G. N. (1973) *Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system*. The British journal of radiology, 46(552): 1016-1022. DOI: 10.1259/0007-1285-46-552-1016
- Instanes, A. et Anisimov, O. (2008) *Climate change and Arctic infrastructure*. Communication présentée à la 9e International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, États-Unis, 28 juin au 3 juillet. Vol. 1: 779-784
- Jin, H., Zhao, L., Wang, S. et Jin, R. (2006) *Thermal regimes and degradation modes of permafrost along the Qinghai-Tibet Highway*. Science in China Series D: Earth Sciences, 49(11): 1170-1183. DOI: 10.1007/s11430-006-2003-z
- Jorgenson, M. T., Shur, Y. L. et Walker, H. J. (1998) *Evolution of a permafrost-dominated landscape on the Colville River Delta, northern Alaska*. Communication présentée à la 7e Permafrost International Conference, Yellowknife, Canada, 23-27 juin: 523-529.

- Kanevskiy, M. (2003) *Cryogenic structure of mountain slope deposits, northeast Russia*. Communication présentée à la 8e International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 juillet. Vol. : 513-518.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M. T. et 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., Shur, Y., Jorgenson, M., Ping, C.-L., Michaelson, G., Fortier, D., Stephani, E., Dillon, M. et Tumskey, V. (2013) *Ground ice in the upper permafrost of the Beaufort Sea coast of Alaska*. Cold Regions Science and Technology, 85: 56-70. DOI: 10.1016/j.coldregions.2012.08.002
- Katasonov, E. M. (1973) *Permafrost-facies analysis as the main method of cryolithology*. Communication présentée à la 2e International Conference on Permafrost, USSR Academy of Sciences, Siberian Division, Yakutsk, 13-28 juillet, Vol. 1: 171-176.
- Kenter, J. A. M. (1989) *Application of computerized tomography in sedimentology*. Marine Geotechnology, 8: 201-211. DOI: 10.1080/10641198909379868
- Konrad, J.-M. et Morgenstern, N. R. (1980) *A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils*. Canadian Geotechnical Journal, 17(4): 473-486. DOI: 10.1139/t80-056
- Kwong, Y. T. J. et Gan, T. Y. (1994) *Northward migration of permafrost along the Mackenzie highway and climatic warming*. Climatic Change, 26(4): 399-419. DOI: 10.1007/BF01094404
- L'Hérault, E. (2009) *Contexte climatique critique favorable au déclenchement de ruptures de mollisol dans la vallée de Salluit, Nunavik*. Mémoire de maîtrise : Département de géographie Université Laval, Québec, Canada.
- L'Hérault, E., Allard, M., Barrette, C., Doré, G. et Sarrazin, D. (2012) *Investigations géotechniques, caractérisation du pergélisol et stratégie d'adaptation dans un contexte de changements climatiques pour les aéroports d'Umiujaq, Inukjuak, Puvirnituq, Akulivik, Salluit, Quaqtuaq, Kangirsuk et Tasiujaq, Nunavik. Rapport final*. Rapport préparé pour le Ministère des transports du Québec : Centre d'études nordiques, Québec, Canada. 239 p.
- L'Hérault, E., Allard, M., Doré, G., Sarrazin, D. et Verreault, J. (2009) *Investigations géotechniques, caractérisation du pergélisol et stratégie d'adaptation pour les aéroports du MTQ au Nunavik. Rapport d'étape 1 : État d'avancement du projet et résultats préliminaires*. Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 135 p.

- L'Hérault, E., Allard, M., Fortier, D., Carbonneau, A.-S., Doyon-Robitaille, J., Lachance, M.-P., Ducharme, M.-A., Larrivée, K., Grandmont, K. et Lemieux, C. (2013) *Production de cartes prédictives des caractéristiques du pergélisol afin de guider le développement de l'environnement bâti pour quatre communautés du Nunavik. Rapport final*. Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 80 p.
- Lachenbruch, A. H. (1963) *Contraction theory of ice-wedge polygons: A qualitative discussion*. Communication présentée à la 1ère Permafrost international conference, Indiana, États-Unis, 11-16 novembre : 63-71.
- Ladanyi, B. (1996) *La conception et la réhabilitation des infrastructures de transports en régions nordiques*. (Rapport RTQ-94-07) Ministère des Transports du Québec, Direction des communications, Montréal, Canada. 123 p.
- Lajeunesse, P. (2008) *Early Holocene deglaciation of the eastern coast of Hudson Bay*. *Geomorphology*, 99(1): 341-352. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.11.012
- Landry, B. et Mercier, M. (1992) *Notions de géologie*. (3^e éd.) Éditions Modulo, Mont-Royal, Canada. 565 p.
- Lapalme, C., Lacelle, D., Pollard, W., Fortier, D., Davila, A. et McKay, C. (2016) *Ground ice content, cryostructures and sublimation unconformity in permafrost from ultraxerous environment: a case study from University Valley, McMurdo Dry Valleys of Antarctica*. *Permafrost and Periglacial Processes*: in review.
- Larsen, E., Longva, O. et Follestad, B. A. (1991) *Formation of De Geer moraines and implications for deglaciation dynamics*. *Journal of Quaternary Science*, 6(4): 263-277. DOI: 10.1002/jqs.3390060402
- Leclair, A. (2005) *Géologie du nord-est de la province du Supérieur, Québec*. (DV 2004-04) Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, Canada. 19 p.
- Lindén, M. et Möller, P. (2005) *Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession*. *Journal of Quaternary Science*, 20(2): 113-133. DOI: 10.1002/jqs.902
- 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. (1974) *Reticulate Ice Veins in Permafrost, Northern Canada*. *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2): 230-237. DOI: doi:10.1139/t74-019

- Mackay, J. R. (1980) *The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada*. Can. J. Earth Sci. Canadian Journal of Earth Sciences, 17(8): 996-1006.
- Martin, C. (2010) *Imagerie de l'oreille et du rocher*. Société française d'oto-rhino-laryngologie et de chirurgie de la face et du cou, Paris, France. 372 p.
- Mekis, É. et Vincent, L. A. (2011) *An Overview of the Second Generation Adjusted Daily Precipitation Dataset for Trend Analysis in Canada*. Atmosphere-Ocean, 49(2): 163-177. DOI: 10.1080/07055900.2011.583910
- Mickelson, D. M. et Berkson, J. M. (1974) *Till Ridges Presently Forming above and below Sea Level in Wachusett Inlet, Glacier Bay, Alaska*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 56(1/2): 111-119. DOI: 10.2307/520432
- Miller, J. J. et Curtin, D. (2007) *Electrical conductivity and soluble ions*. Dans : Soil sampling and methods of analysis. (p. 161-170) CRC Press, Floride, États-Unis.
- Morgenstern, N. t. et Nixon, J. (1971) *One-dimensional consolidation of thawing soils*. Canadian Geotechnical Journal, 8(4): 558-565.
- Muller, S. W., French, H. M. et Nelson, F. E. (2008) *Frozen in time permafrost and engineering problems*. American Society of Civil Engineers, Baltimore. États-Unis. 280 p. DOI: 10.1061/9780784409893
- Murton, J. B. et French, H. M. (1994) *Cryostructures in permafrost, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 31(4): 737-747.
- NASA. (2015) *NOAA Find 2014 Warmest Year in Modern Record*. Repéré à <http://www.giss.nasa.gov/research/news/20150116/>
- Nixon, J. F. et Lem, G. (1984) *Creep and strength testing of frozen saline fine-grained soils*. Canadian Geotechnical Journal, 21(3): 518-529.
- Ojala, A. E. K. (2016) *Appearance of De Geer moraines in southern and western Finland — Implications for reconstructing glacier retreat dynamics*. Geomorphology, 255: 16-25. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.12.005
- Ojala, A. E. K., Putkinen, N., Palmu, J. P. et Nenonen, K. (2015) *Characterization of De Geer moraines in Finland based on LiDAR DEM mapping*. GFF Journal of the Geological Society of Sweden, 137(4): pp 304-318. DOI: 10.1080/11035897.2015.1050449

- Ouranos (2014) *Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Partie 1 : Évolution climatique au Québec*. Ouranos, Montréal, Canada. 79 p.
- Payette, S. (1983) *The forest tundra and present tree-lines of the northern Québec-Labrador peninsula*. *Nordicana*, 47: 3-23.
- Ping, C.-L., Clark, M. et Swanson, D. (2004) *Cryosols in Alaska*. Dans : *Cryosols*. (p. 71-94) Springer Berlin Heidelberg, Allemagne. DOI: 10.1007/978-3-662-06429-0_5
- Pissart, A. (1987) *Géomorphologie periglaciaire : textes des leçons de la Chaire Francqui belge*. Laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire, Université de Liège, Belgique. 135 p. DOI: 10.1002/ppp.3430040216
- Poitevin, J. et Gray, J. (1982) *Distribution du pergélisol dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine, Québec*. *Naturaliste canadien*, 109: 445-455.
- Quinton, W. et Gray, D. (2001) *Estimating subsurface drainage from organic-covered hillslopes underlain by permafrost: toward a combined heat and mass flux model*. Communication présentée à la 6e IAHS scientific assembly, Maastricht, Pays-Bas.
- Quinton, W. L., Gray, D. M. et Marsh, P. (2000) *Subsurface drainage from hummock-covered hillslopes in the Arctic tundra*. *Journal of Hydrology*, 237(1-2): 113-125. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00304-8
- Ritter, D. F., Kochel, C. R. et Miller, J. R. (2006) *Process geomorphology*. 4e édition. Waveland Press, Long Grove, Illinois, États-Unis. 560 p.
- Sarrazin, D. et Allard, M. (2014). *Données environnementales de la région de Puvirnituk au Nunavik, Québec, Canada, v.1.1 (2005-2014)*. *Nordicana D17*, Publié par le Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. DOI: 10.5885/45255SL-AEA3D430C4C44920.
- Sarrazin, D. et Allard, M. (2015) *The thermo-mechanical behavior of frost-cracks over ice wedges: new data from extensometer measurements*. Communication présentée à la 68e Canadian Geotechnical Conference and 7e Canadian Permafrost Conference, Québec City, Canada, 20-23 septembre.
- Sarrazin, D., Allard, M. et L'Hérault, E. (2010) *Monitoring des thermistances—collecte et interprétation des données: aéroports de Inukjuak, Puvirnituk, Akulivik, Salluit, Quaqaq, Kangirsuk, Aupaluk et Tasiujaq au Nunavik*. Rapport final préparé pour Transports Québec : Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, Canada. 140 p.

- Sharp, M. (1985) *"Crevasse-Fill" Ridges: A Landform Type Characteristic of Surging Glaciers?* Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 67(3/4): 213-220. DOI: 10.2307/521099
- Shilts, W. W. (1978) *Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada.* Canadian Journal of Earth Sciences, 15(7): 1053-1068. DOI: 10.1139/e78-113
- Shumskiy, P. A. (1959) *Ground (subsurface) ice.* Dans : Principles of geocryology, Part 1, General geocryology. (p. 274-327) V.A. Obruchev Institute of Permafrost Studies, Moscow, Russie. 118 p.
- Shur, Y., French, H., Bray, M. et Anderson, D. (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/epdf
- Shur, Y. et Goering, D. J. (2009) *Climate change and foundations of buildings in permafrost regions.* Permafrost Soils, 16: 251-260. DOI: 10.1007/978-3-540-69371-0_17
- Shur, Y., Hinkel, K. M. et 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. (1988) *The upper horizon of permafrost soils.* Communication présentée à la 5e International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, 2-5 août. Vol. 2: 867-871.
- Sirois, L. et Montminy, K. (2007) *Nunavik : Rapport de suivi des recommandations de l'enquête portant sur les services de protection de la jeunesse dans la baie d'Ungava et la baie d'Hudson.* Commission des droits de la personne et des droits de la jeunesse. Québec, Canada. 56 p.
- Smith, S. L. et Burgess, M. M. (2004) *Sensitivity of permafrost to climate warming in Canada.* Bulletin 579. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, Ottawa, Canada. 24 p. DOI: 10.4095/216137
- Smith, S. L., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Burn, C. R., Allard, M., Clow, G. D., Yoshikawa, K. et 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
- Société d'habitation du Québec. (2013) *Le logement dans le Grand-Nord.* Habitation Québec, numéro spécial : Entretiens sur l'habitat: 12 p. Repéré à: <http://www.habitation.gouv.qc.ca/fileadmin/internet/publications/0000022927.pdf>

- Sollid, J. L. (1989) *Comments on the genesis of De Geer moraines*. Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography, 43(1): 45-47.
- Statistique Canada (1993) *Géographie du recensement de 1991 : comparaison historique*. Repéré à http://publications.gc.ca/collections/collection_2012/statcan/rh-hc/CS92-311-1993-fra.pdf
- Statistique Canada (2006) *Profils des communautés de 2006*. Repéré à <http://www12.statcan.gc.ca/census-recensement/2006/dp-pd/prof/92-591/details/page.cfm?Lang=F&Geo1=CSD&Code1=2499120&Geo2=PR&Code2=24&Data=Count&SearchText=puv&SearchType=Begins&SearchPR=01&B1=All&Custom=>
- Statistique Canada (2013) *Puvirnituaq, Québec (Code 2499120) - Profil de la population autochtone de l'Enquête nationale auprès des ménages de 2011*. Enquête nationale auprès des ménages de 2011, produit n° 99-011-X2011007 au catalogue de Statistique Canada. Ottawa, Canada. Repéré à <http://www12.statcan.gc.ca/nhs-enm/2011/dp-pd/aprof/index.cfm?Lang=F>
- Stephani, E. (2013) *Permafrost geosystem assessment at the Beaver Creek road experimental site (Alaska highway, Yukon Canada)*. Mémoire de maîtrise : Département de Civil and Environment Engineering, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, États-Unis.
- Stephani, E., Fortier, D. et 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)*. Communication présentée à la 6e Canadian Permafrost Conference, Calgary, Canada, 12-16 septembre: 476-483. DOI: 10.13140/2.1.2467.2961
- Stephani, E., Fortier, D., Shur, Y., Fortier, R. et 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
- Strömberg, B. (1965) *Mappings and Geochronological Investigations in Some Moraine Areas of South-Central Sweden*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 47(2): 73-82. DOI: 10.2307/520956
- Sushama, L., Laprise, R. et Allard, M. (2006) *Modeled current and future soil thermal regime for northeast Canada*. Journal of Geophysical research, 111(D18). DOI: 10.1029/2005JD007027

- Thériault, R. et Beauséjour, S. (2012) Carte - *Géologie du Québec*. Échelle 1 / 2 000 000. Ministère des Ressources naturelles, Direction générale de Géologie Québec.
- Van Vliet-Lanoë, B. (1982) *Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation: Leurs conséquences*. Communication présentée à la 4e Conférence canadienne sur le pergélisol, Calgary, Canada, 2-6 mars: 116-122.
- Veillette, A., Fortier, D. et 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*. Communication présentée à la 7e conférence canadienne sur le pergélisol et 68e conférence géotechnique canadienne, Québec city, Canada, 20-23 septembre. Repéré à https://www.researchgate.net/publication/282156374_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
- Velli, Y. Y. et Grishin, P. (1983) *On the functional dependence of the freezing point of soils on the composition of water soluble salts in an interstitial solution*. Publication de : L'Institut canadien de l'information scientifique et technique, Ottawa, Canada. 8 p. DOI: 10.4224/20358589
- Verreault, J. (2015) *Caractérisation du pergélisol et stratégie d'adaptation pour les aéroports du Nunavik*. Mémoire de maîtrise : Département de génie civil, Université Laval, Québec, Canada.
- Vincent, J.-S. (1977) *Le Quaternaire de la région du cours inférieur de la Grande Rivière, Québec*. Geological Survey of Canada, étude 76-19. 20 p. DOI: 10.4095/102626
- Vinet, F. (2008) *Géomorphologie, stratigraphie et évolution du niveau marin holocène d'une vallée soumise à des conditions macrotidales en régression forcée, région de Tasiujaq, Nunavik*. Mémoire de maîtrise : Département de géographie Université Laval, Québec, Canada.
- Warren, F. J. et Lemmer, D. S. (2014) *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*. Gouvernement du Canada, Ottawa, Canada. 286 p.
- Washburn, A. L. (1956) *Classification of patterned ground and review of suggested origins*. Geological Society of American Bulletin, 67(7): 823-866. DOI: 10.1130/0016-7606(1956)67[823:COPGAR]2.0.CO;2

- Wheeler, J. O., Hoffman, P. F., Card, K. D., Davidson, A., Sanford, B. V., Okulitch, A. V. et Roest, W. R. (1996) Carte - *Carte géologique du Canada 1860A*. Échelle 1/ 5 000 000. Commission Géologique du Canada DOI: 10.4095/208175
- Williams, P. J. et Smith, M. W. (1989) *The frozen earth : fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Unis. 306 p. DOI: 10.1017/CBO9780511564437
- Williams, P. J. et Wallis, M. (1995) *Permafrost and Climate Change: Geotechnical Implications [and Discussion]*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London : Physical Sciences and Engineering, 352(1699): 347-358. DOI: 10.1098/rsta.1995.0075
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A. et Brown, J. (2008) *Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere*. Polar Geography, 31(1-2): 47-68. DOI: 10.1080/10889370802175895
- Zhang, T., Heginbottom, J. A., Barry, R. G. et Brown, J. (2000a) *Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere*. Polar Geography, 24(2): 126-131. DOI: 10.1080/10889370009377692
- Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D. et Niitsoo, A. (2000b) *Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century*. Atmosphere-ocean, 38(3): 395-429. DOI: 10.1080/07055900.2000.9649654
- Zilliacus, H. (1989) *Genesis of De Geer moraines in Finland*. Sedimentary Geology, 62(2-4): 309-317. DOI: 10.1016/0037-0738(89)90121-8

Annexes

Liste des abréviations utilisées dans les annexes

obs. seul.	:	Observations seulement, aucune analyse de laboratoire
Tg	:	Teneur gravimétrique en eau (%)
Tv	:	Teneur volumétrique en glace (%)
MO	:	Matière organique (%)
WL; W _L	:	Limite de liquidité (%)
Wp; W _P	:	Limite de plasticité (%)
NP	:	Échantillon non plastique
W	:	Teneur en eau (%)
NaCl	:	Salinité (ppt)
Gr	:	Proportion de gravier (%)
Sa	:	Proportion de sable (%)
Si	:	Proportion de silt (%)
Ar	:	Proportion d'argile (%)
C _u	:	Coefficient de courbure
C _c	:	Coefficient d'uniformité
I _p	:	Indice de plasticité
I _L	:	Indice de liquidité
USCS	:	Classification unifiée des sols / (Unified Soil Classification System)

Annexe 1. Atlas des échantillons de forage

PUV_F1_094_116

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Microlenticulaire	2,22 %
094-102	Sable fin WL : 30 % Wp : 25 %	Microlenticulaire ondulée angulaire. Oblique discontinue.	
102-108		Microlenticulaire droite. Discontinue. Espacement : 1-5 mm.	-
108-116		Microlenticulaire droite. Discontinue. Longueur : <5 mm. 110-111 : veine ondulée	
NOTE	Faible en glace - Tg : 25 %; Tv : 42 %.		



PUV_F1_117_128

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Microlenticulaire	-
118-123	Sable fin (obs. seul.)	Lenticulaire ondulée angulaire (1 mm). Espacement : 3 mm.	
123-126		Microlenticulaire ondulée angulaire. Espacement : 5-10 mm.	-
126-128		Interstitielle.	
NOTE	Faible en glace - Tg : 21 %; Tv : 38 %.		



PUV_F1_131_138

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Lenticulaire bien dév	-
131-138	Sable fin (obs. seul.)	Lenticulaire crénelée - réticulée latente. Organisation régulière. Espacement : 2-5 mm.	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 30%; Tv : 47 %.		



PUV_F1_140_150

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Lenticulaire bien développée	-
140-150	Sable fin (obs. seul.)	Lenticulaire bien développée, ondulée angulaire (2-4 mm). Espacement : 5-10 mm.	-
NOTE	Riche en glace - Tg : 43 %; Tv : 56 %.		



PUV_F1_162_176

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin et grossier	Réticulée	-
162-164	Sable fin et grossier WL : 111 % Wp : 76 %	Réticulée faiblement développée. Polyèdre rectangulaire (5 mm).	-
164		Lenticulaire crénelée continue.	
164-166		Réticulée faiblement développée. Polyèdre rectangulaire (5 mm).	
166		Lenticulaire crénelée continue.	
167-171		Réticulée faiblement développée. Polyèdre forme irrégulière (10 mm).	
171-172		Lentille crénelée discontinue avec faille à 172 cm.	
172-176		Réticulée faiblement développée irrégulière (<1 mm). Polyèdre forme irrégulière (10 mm).	
NOTE		Riche en glace - Tg : 111 %; Tv : 76 %.	



PUV_F1_179_203

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée	1,41 %
179-183	Sable moyen gris-brun	Microlenticulaire légèrement ondulée.	
183-203		Réticulée faiblement développée. Polyèdre rectangulaire de taille variable : 183-185 (10 x 15 mm); 187-189 (2 x 5 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 31 %; Tv : 47 %.		



PUV_F1_206_243

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée	1,12 %
206-233	Sable moyen. Présence de fragments de coquilles. WL : 22 % Wp : 19 %	Réticulée faiblement développée. Veine avec rejet entre 217-218. Glace verticale plus mince que horizontale.	
233-243		230 : lenticulaire continue, légèrement ondulé (1 mm) présence de bulles.	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 37 %; Tv : 52 %.		



206-223

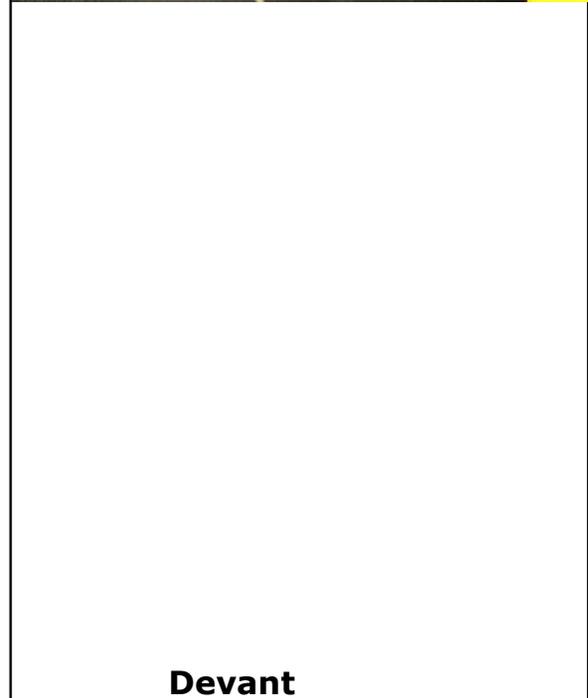
PUV_F1_206_243

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée	1,12%
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 37 %; Tv : 52 %.		



PUV_F1_255_273

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Lenticulaire bien développée	0,21 %
255-273	Sable moyen. Gravier (1x2 cm) WL : 21 % Wp : NP	Lenticulaire bien développée, ondulée angulaire (2 mm) Espacement : 1 cm. Présence de bulles rondes. Veine oblique (1 mm) discontinue	-
260-265		Derrière : 3 veines. Longueur : 1-2 cm.	
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 37 %; Tv : 52 %		



Devant

PUV_F1_255_273

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Lenticulaire bien développée	0,21 %
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 37 %; Tv : 52 %		



Derrière

PUV_F1_280_300

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Lenticulaire bien développée	-
280-294	Sable moyen. Un gravier (10 mm x 5 mm) (obs. seul.)	Lenticulaire régulière continue (1-2 mm). Espacement 10 mm. Veines (<1 mm) discontinues avec faille.	-
294-300		Lenticulaire ondulée angulaire - réticulée latente (<1 mm)	
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 27 %; Tv : 44 %.		



PUV_F1_325_351

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Microlenticulaire	0,58 %
325-353	Sable moyen gris-brun. 330 et 347: couches (1 mm) de sable fin beige, espacées de 2-3 mm. Présence de gros grains (5 mm) de sable noir et de graviers (20 x 20 mm). WL : 22 % Wp : NP	Microlenticulaire droite continue (1 mm). Espacement 1-5 cm. 325-328: veine oblique à 45°, légèrement ondulée. 334-340: veine droite, verticale.	-
344-345	Sable fin silteux gris.	Lenticulaire	
350-351	Sable fin silteux gris.	Lenticulaire	
NOTE	Faible en glace - Tg : 26 %; Tv : 43 %.		



325-344

PUV_F1_325_351

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Microlenticulaire	0,58 %
NOTE	Faible en glace - Tg : 26 %; Tv : 43 %.		



344-351

PUV_F1_363_371

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	-
363-371	Sable moyen-grossier (obs. seul.)	Interstitielle	-
NOTE	Échantillon dégelé et regelé. Pauvre en glace - Tg : 16 %; Tv : 32 %.		



PUV_F1_384_395

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	NV	-
384-395	Sable moyen (obs. seul.)	NV	-
NOTE	Échantillon dégelé et regelé. Pauvre en glace - Tg : 5 %; Tv : 14 %.		

Pas de photo.

PUV_F3_052_065

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Microlenticulaire	-
052-055	Sable moyen grossier.	Interstitielle	
055-059	Graviers cristallins (5-25 mm) 055-058 : discontinuité franche, oblique (~25°). (obs. seul.)	Microlenticulaire légèrement ondulée (1-2 mm) discontinue. Décroissance : haut -> bas.	Racines <1 mm (obs. seul.)
060-065		Interstitielle	
NOTE	Faible en glace - Tg : 16 %; Tv : 31 %.		



PUV_F3_059_076

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable silteux	Lenticulaire bien développée	-
059-064		Interstitielle.	
064-070	Sable silteux beige. 064 : gravier. (obs. seul.)	<p>Lenticulaire (1-4 mm) légèrement ondulée, bien développée. Espacement : 1 cm. Croissance: haut -> bas.</p> <p>066-068 : veine verticale (<1 mm).</p> <p>069-070 : lentille oblique 30°, ondulée angulaire (2 mm).</p>	-
070-076		Interstitielle.	
NOTE	Faible en glace - Tg : 18 %; Tv : 34 %.		



PUV_F3_081_094

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Lenticulaire bien développée	1,31 %
081-086		Lenticulaire légèrement ondulée (3 mm). Bulles rondes, bien dispersées.	
088-094	Sable moyen avec sable fin. WL : 15 % Wp : NP	Lenticulaire faillée (10 mm). Bulles (8 mm) perpendiculaires au grand axe de la lentille; trains de bulles rondes (<1 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 28 %; Tv : 45 %.		



PUV_F3_092_113

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Silt sableux	Lenticulaire bien développée	-
093-096	Silt sableux avec trace sable grossier. Présence d'oxydes de fer.	Lenticulaire (2-3 cm) bien développée. Bulles allongées (10 mm) perpendiculaires au grand axe de la lentille.	-
096-113	Silt sableux avec trace sable grossier.	À la limite inférieure des lentilles : accumulation de bulles rondes (<5 mm).	
NOTE	Riche en glace - Tg : 49 %; Tv : 59 %.		



PUV_F3_115_127

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable très fin	Lenticulaire	0,48 %
115-127	Sable très fin	Lenticulaire	-
NOTE	Riche en glace - Tg : 48 %; Tv : 59 %.		

Pas de photo.

PUV_F3_130_148

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable grossier	Lenticulaire bien développé	0,3 %
130-140	Sable fin et grossier. 146 : graviers (20 mm). WL : 12 % Wp : NP	Lenticulaire ondulée (2-8 mm) entrecroisée (<i>braided</i>) Croissance haut -> bas. 139 : bulles allongées (3-4 mm) perpendiculaires au grand axe des lentilles.	-
140-148		Lenticulaire ondulée (1-4 mm) entrecroisée (<i>braided</i>) Croissance bas -> haut.	
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 31 %; Tv : 48 %.		



PUV_F3_155_171

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen grossier	Lenticulaire bien développée	-
155-171	Sable moyen grossier. (obs. seul.)	Lenticulaire droite (5 mm). Espacement 3-5 cm. Bulles rondes dispersées (<1 mm). Trains de bulles rondes et allongées (<1-3 mm) perpendiculaires au grand axe de la lentille.	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 19 %; Tv : 36 %.		



PUV_F3_173_189

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable grossier	Microlenticulaire	0,1 %
173-189	Sable grossier avec sable fin.	Microlenticulaire avec concentrations profondeurs: 175, 176, 178 et 187. 176-181 : caillou cristallin d'un côté seul. 181-189 : microlenticulaire décalée et oblique d'un côté seulement, suivant la forme sous le caillou.	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 16 %; Tv : 32 %.		



PUV_F3_203_207

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen silteux	Microlenticulaire	-
203-207	Sable moyen silteux. Succession de silt gris avec couches plus sableuses espacées 3-5 mm. (obs. seul.)	Microlenticulaire	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 13 %; Tv : 27 %.		



PUV_F3_226_232

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Microlenticulaire	0,85 %
226-232	Sable moyen silteux. Graviers (<3 mm). Stratifications (1-8 mm) de dépôt plus silteux ou grossier.	Microlenticulaire ondulée, discontinue, distribution régulière. Pelliculaire (1 mm) sous un gravier.	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 15 %; Tv : 31 %.		



PUV_F5_059_072

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable grossier	Interstitielle	-
059-072	Sable moyen grossier avec graviers subanguleux (20-30 mm). Présence de fragments de coquilles (<2 mm). (obs. seul.)	Interstitielle	Racines (<1 mm).



PUV_F5_068_081

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen grossier	Lenticulaire bien développée	-
068-076	Sable moyen grossier avec graviers (5-15 mm). Fragments de coquilles (1-10 mm).	Interstitielle	
076-081	Sable moyen fin avec fragments de coquilles (1-3 mm)	Lenticulaire bien développée, ondulée, oblique (2 mm). Espacement : 5 mm.	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 14 %; Tv : 29 %.		



PUV_F5_083_094

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée	3,82 %
083-084	Sable moyen avec silt. Fragments de coquilles (<1-6 mm)	Lenticulaire (1-2 mm).	
084-094	092 : gravier cristallin, subarrondi (30 mm). WL : 25 % Wp : NP	Réticulée bien développée, régulière. Polyèdres 5 x 10 mm. Lentilles (2-3 mm) ondulées; veines (2 mm) avec faille.	-



PUV_F5_096_107

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Suspendue	1,64 %
096-107	Sable fin silteux avec trace d'argile. 096 : Fragments de coquille (1,5 cm).	Suspendue bien développée. Polyèdres irréguliers (2-10 mm). Bulles allongées et rondes. Trains de bulles rondes suivant le sens du forage. 102 : Polyèdres (2-8 mm) plus dispersés.	-
NOTE	Très riche en glace - Tg : 214%; Tv : 86 %.		



PUV_F5_106_118

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Suspendue	4,93 %
106-118	Sable fin silteux avec trace d'argile (1,8 %).	Suspendue bien développée. Polyèdres irréguliers (1-10 mm). Bulles allongées suivant le sens du forage.	-
NOTE	Très riche en glace - Tg : 189 %; Tv : 85 %.		



PUV_F5_121_139

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Suspendue	2,62 %
121-139	Sable moyen silteux. WL : 31 % Wp : 27 %	Suspendue. Polyèdres irréguliers (2-10 mm). Trains de bulles rondes, suivant le sens du forage.	-
NOTE	Très riche en glace - Tg : 186 %; Tv : 84 %.		



PUV_F5_138_167

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Suspendue	1,84 %
138-144	Sable moyen silteux.	Suspendue bien développée. Polyèdres (1-10 mm) ovoïdes bien dispersés.	
144-148		Suspendue bien développée. Polyèdres (5-15 mm) ovoïdes à polygonaux.	-
148-167		Réticulée bien développée. Polyèdres (1 x 8 mm) rectangulaires patron général de dispersion ondulé.	
NOTE	Très riche en glace - Tg : 288 %; Tv : 89 %.		



138-156

PUV_F5_138_167

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Suspendue	1,84 %
NOTE	Très riche en glace - Tg : 288 %; Tv : 89 %.		



PUV_F5_173_209

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée bien développée	1,6 %
173-201	Sable moyen avec graviers et silt. WL : 28 % Wp : 26 %	Réticulée bien développée. Quelques lentilles faillées plus épaisses : 179 (6 mm); 188 (12 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 45 %; Tv : 57 %.		



PUV_F5_173_209

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée bien développée	1,6 %
201-209	Sable moyen avec graviers et silt	Réticulée bien développée. Polyèdres (8 x 10 mm) rectangulaires suivant le sens du forage. Lentilles (2-6 mm); veines (1-2 mm) avec faille. Bulles rondes (1-2 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 45 %; Tv : 57 %.		



192-209

PUV_F5_207_229

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Réticulée	-
207-229	Sable moyen. Présence d'un gravier (10 x 20 mm). (obs. seul.)	Réticulée régulière. Polyèdres rectangulaires (1 x 3 mm). 218 : lenticulaire ondulée continue. Présence de bulles ovales, perpendiculaires au grand axe de la lentille. 218-229 : polyèdres plus irréguliers. Plusieurs lentilles et veines avec failles.	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 31 %; Tv : 48 %.		



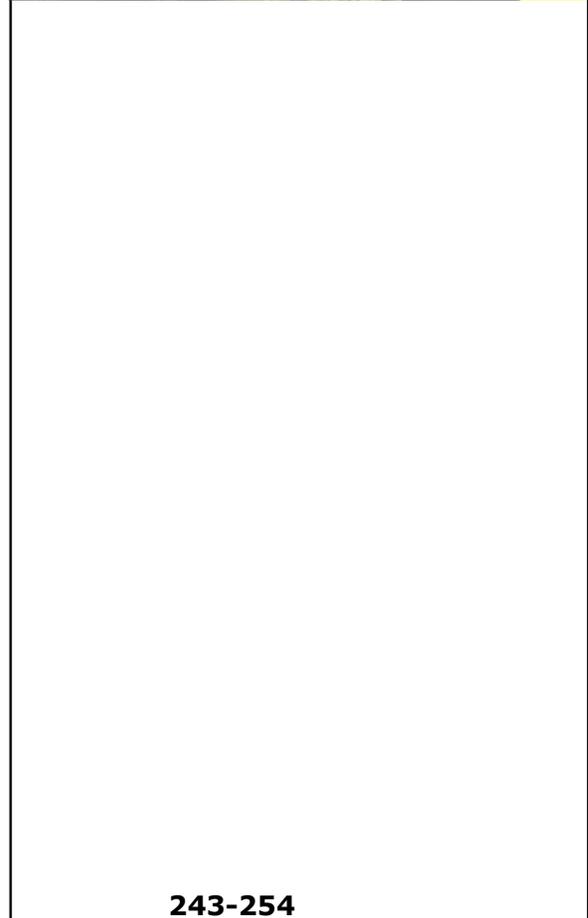
PUV_F5_231_237

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	-
231-237	Sable moyen. (obs. seul.)	Interstitielle 237 : veine droite oblique (<1 mm).	-
NOTE	Microréticulée visible lors du forage. Le matériel se débite en agrégats cubiques. Faible en glace - Tg : 20 %; Tv : 37 %.		



PUV_F5_243_263

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin silteux	Réticulée	0,91 %
243-257	Sable fin silteux avec graviers. WL : 26 % Wp : 22 %	Réticulée moyennement développée. Polyèdres rectangulaires (1 x 3 mm) suivant le sens du forage. Lentilles (1 mm); veines (1 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 28 %; Tv : 45%.		



PUV_F5_243_263

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin silteux	Réticulée	-
254-263	Sable fin silteux avec graviers	Réticulée avec polyèdres rectangulaires (1 x 2 cm). Lentilles (2-4 mm); veines (2 mm).	-
NOTE	Moyennement riche en glace - Tg : 27 %; Tv : 44 %.		



PUV_F5_260_272

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin silteux	Microlenticulaire	-
260-272	Sable fin silteux. (obs. seul.)	Microlenticulaire	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 26 %; Tv : 43 %.		



PUV_F5_298_315

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Interstitielle	1,88 %
298-315	Sable fin avec silt et argile (4 %). WL : 23 % Wp : 19 %	Interstitielle	-
NOTE	Microréticulée visible lors du forage. Le matériel se débite en agrégats cubiques. Faible en glace - Tg : 22 %; Tv : 39 %.		



PUV_F5_313_330

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable fin	Interstitielle	-
313-330	Sable fin. Gravier (8 mm) cristallin noir, anguleux.	Interstitielle	-
NOTE	Microréticulée visible lors du forage. Le matériel se débite en agrégats cubiques. Faible en glace - Tg : 21 %; Tv : 38 %.		



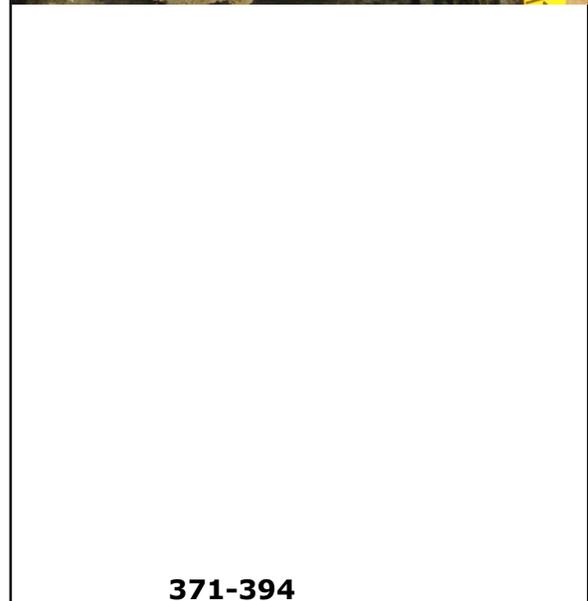
PUV_F5_331_366

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	0,72 %
331-366	Sable moyen avec graviers. WL : 21 % Wp : 16 %	Microlenticulaire	-
NOTE	Microréticulée visible lors du forage. Le matériel se débite en agrégats cubiques. Faible en glace - Tg : 24 %; Tv : 41 %.		



PUV_F5_371_408

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	-
374-398	<p>Alternance de : sable moyen avec silt; et sable fin beige pâle.</p> <p>391 : gravier (10 x 15 mm) subanguleux.</p> <p>(obs. seul.)</p>	<p>Interstitielle. Trace de lenticulaire et veine fondues.</p>	
398-408	<p>Alternance de : sable moyen avec silt (couches de 1-2 mm); et sable moyen avec grossier (couches de 3-10 mm)</p> <p>(obs. seul.)</p>	Interstitielle	



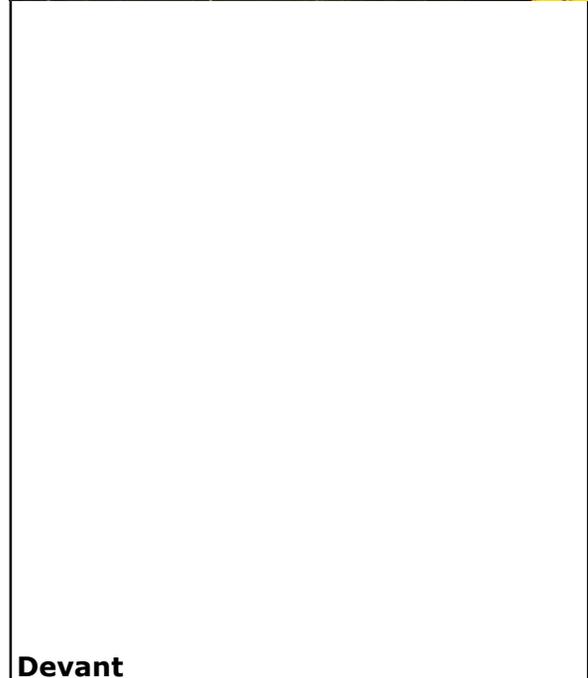
PUV_F5_371_408

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	-



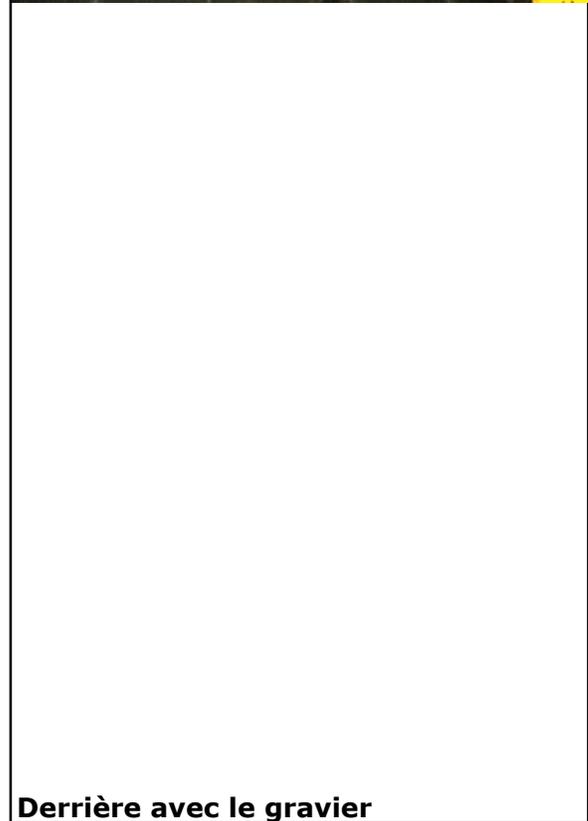
PUV_F5_423_433

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	0,57 %
423-433	<p>Alternance de : strates (1-8 mm) de sable moyen grossier brun; et strates (5-12 mm) sable moyen beige.</p> <p>428-430 : gravier (2 x 4 cm) cristallin d'un côté seulement.</p> <p>Strates subhorizontales au- dessus du gravier et horizontales sous le gravier.</p> <p>(obs. seul.)</p>	Interstitielle	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 16 %; Tv : 23 %.		



PUV_F5_423_433

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen	Interstitielle	0,57 %
NOTE	Faible en glace - Tg : 16 %; Tv : 23 %.		



PUV_F5_426_440

Profondeur	Dépôt	Cryostructure	M.O.
	Sable moyen grossier	Interstitielle	-
426-440	<p>Alternance de couches (4 mm) : sable moyen grossier beige avec gros sable (3 mm); et sable fin moyen gris.</p> <p>430 : gravier (10 x 30 mm).</p> <p>(obs. seul.)</p>	Interstitielle	-
NOTE	Faible en glace - Tg : 12%; Tv : 26 %.		



Annexe 2. Rapports de forage (tiré de L'Hérault *et al.*, 2013)

RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F1

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260955 m Lat: 6657632 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 4 mètres

DATE DÉBUT: 13-07-2010

DATE FIN: 13-07-2010

Cryostratigraphie

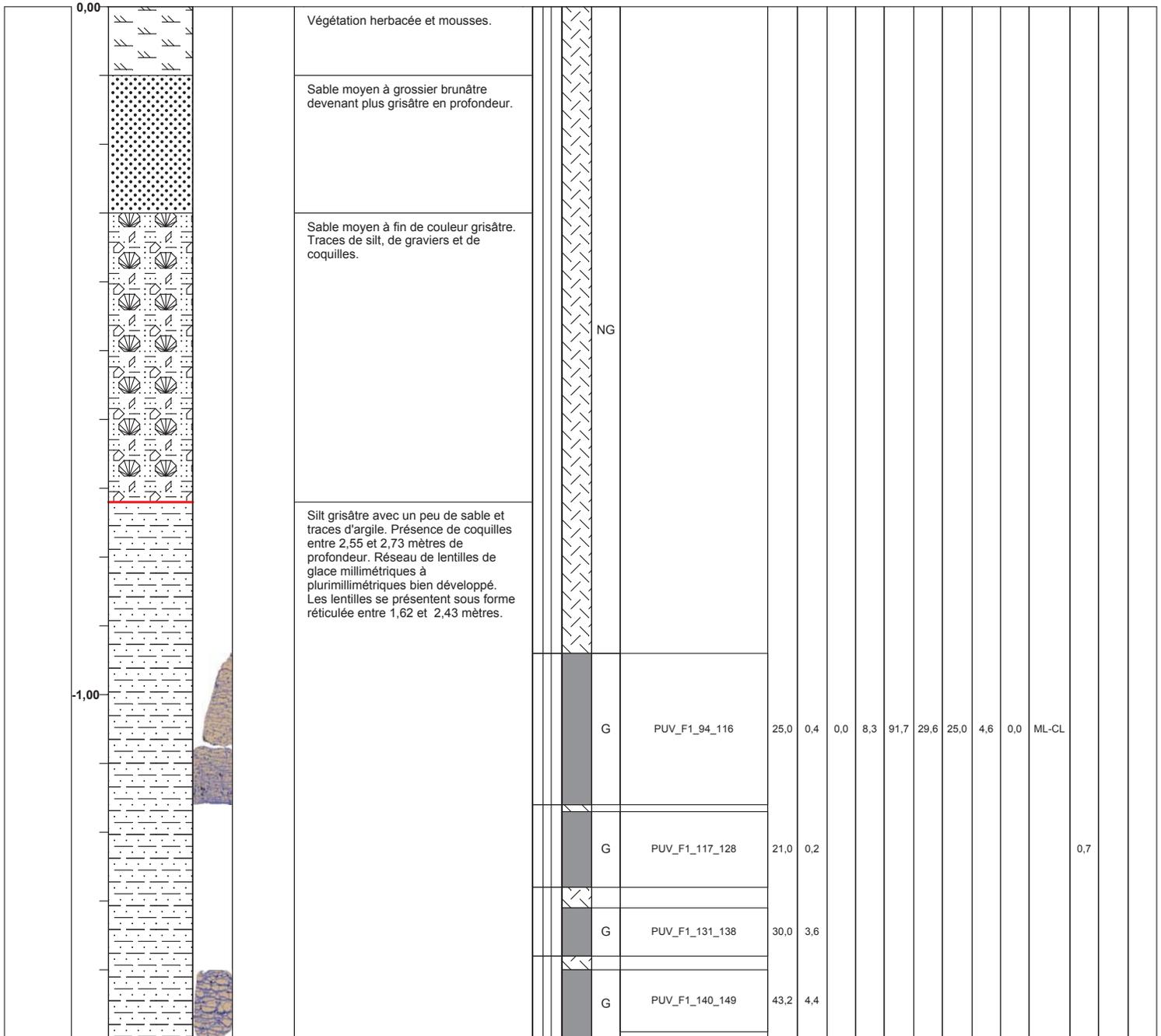
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F1

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260955 m Lat: 6657632 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 4 mètres

DATE DÉBUT: 13-07-2010

DATE FIN: 13-07-2010

Cryostratigraphie

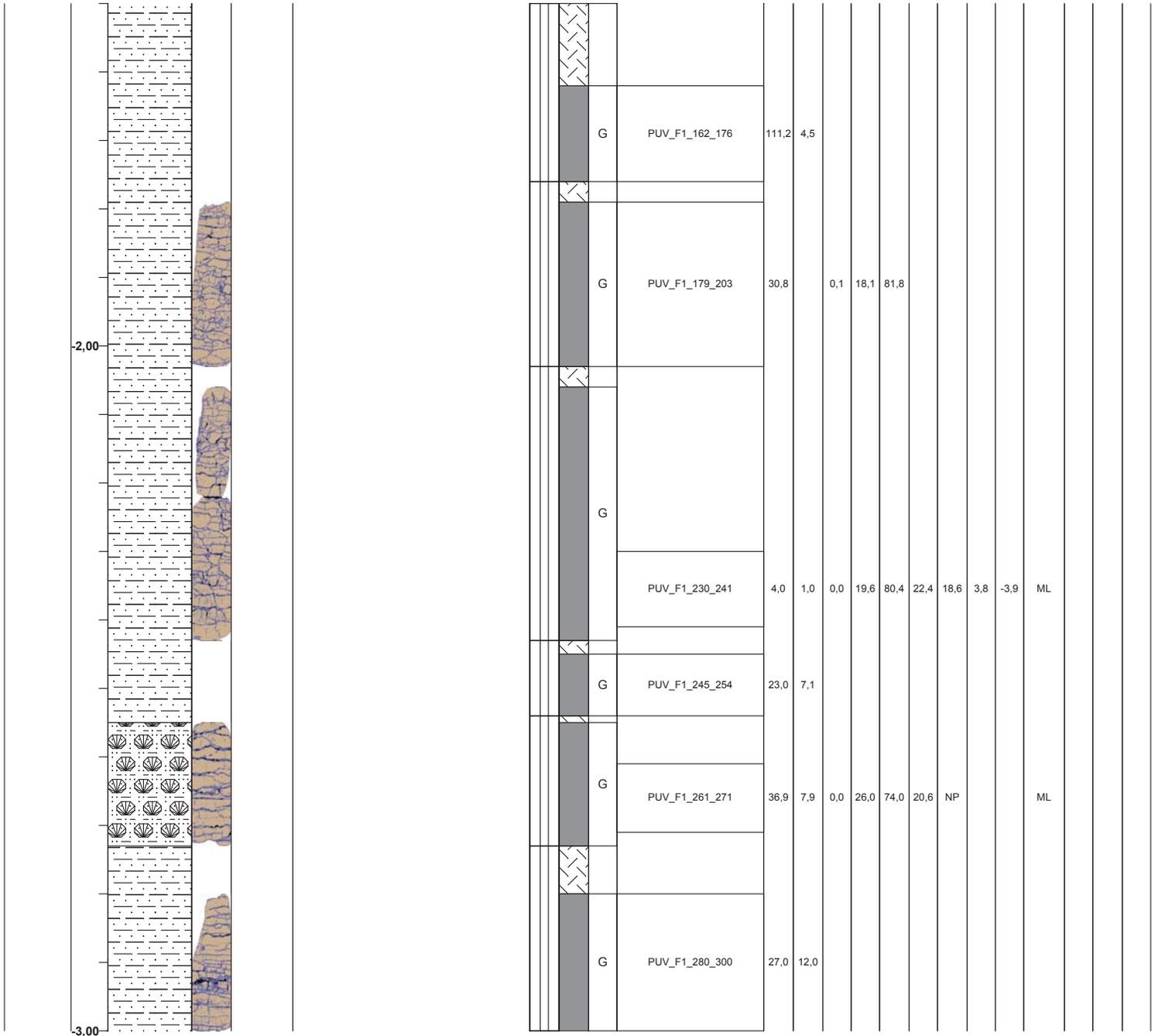
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F1

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260955 m Lat: 6657632 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 4 mètres

DATE DÉBUT: 13-07-2010

DATE FIN: 13-07-2010

Cryostratigraphie

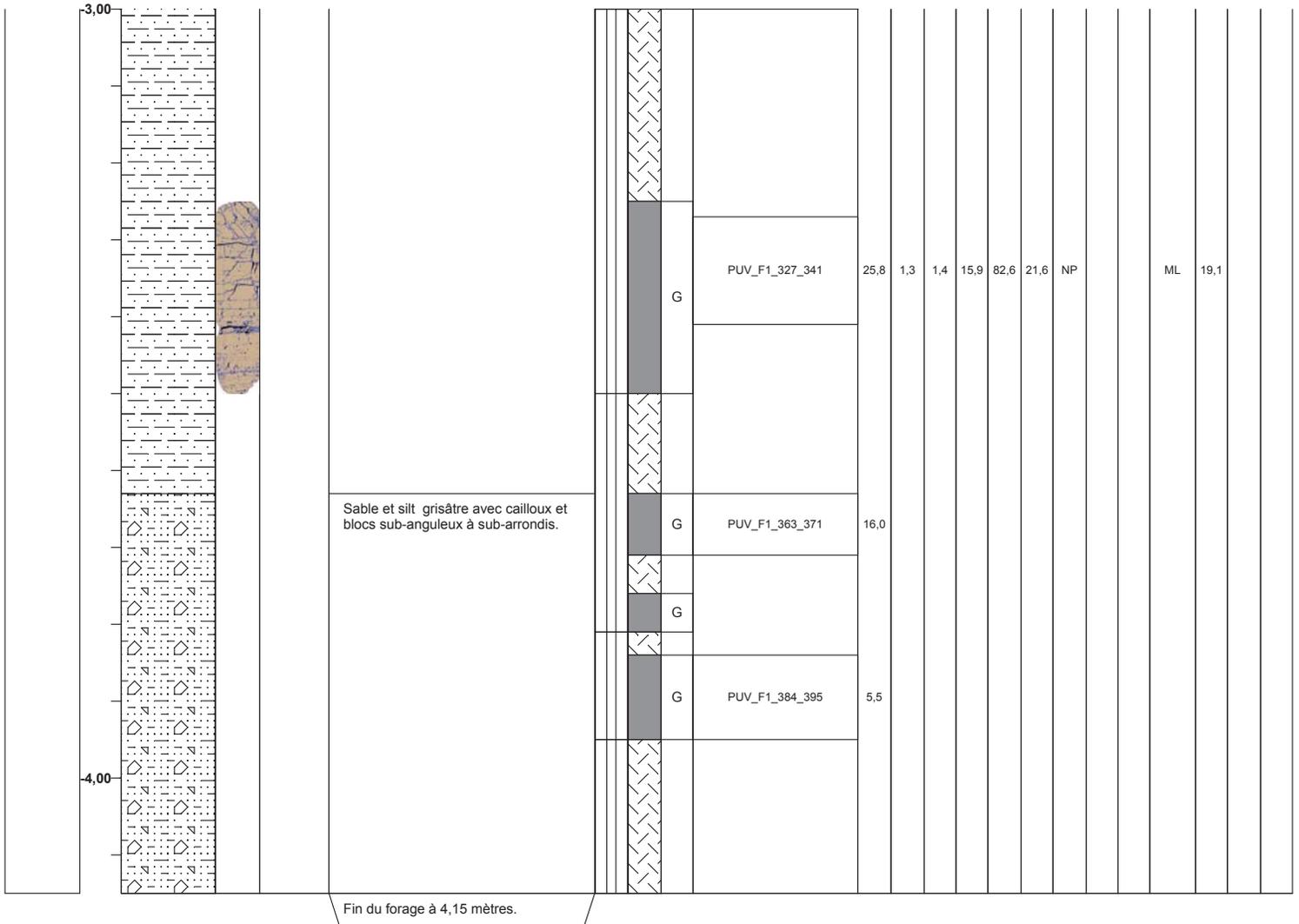
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F3

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 261533 m Lat: 6657549 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 10 mètres

DATE DÉBUT: 13-07-2010

DATE FIN: 13-07-2010

Cryostratigraphie

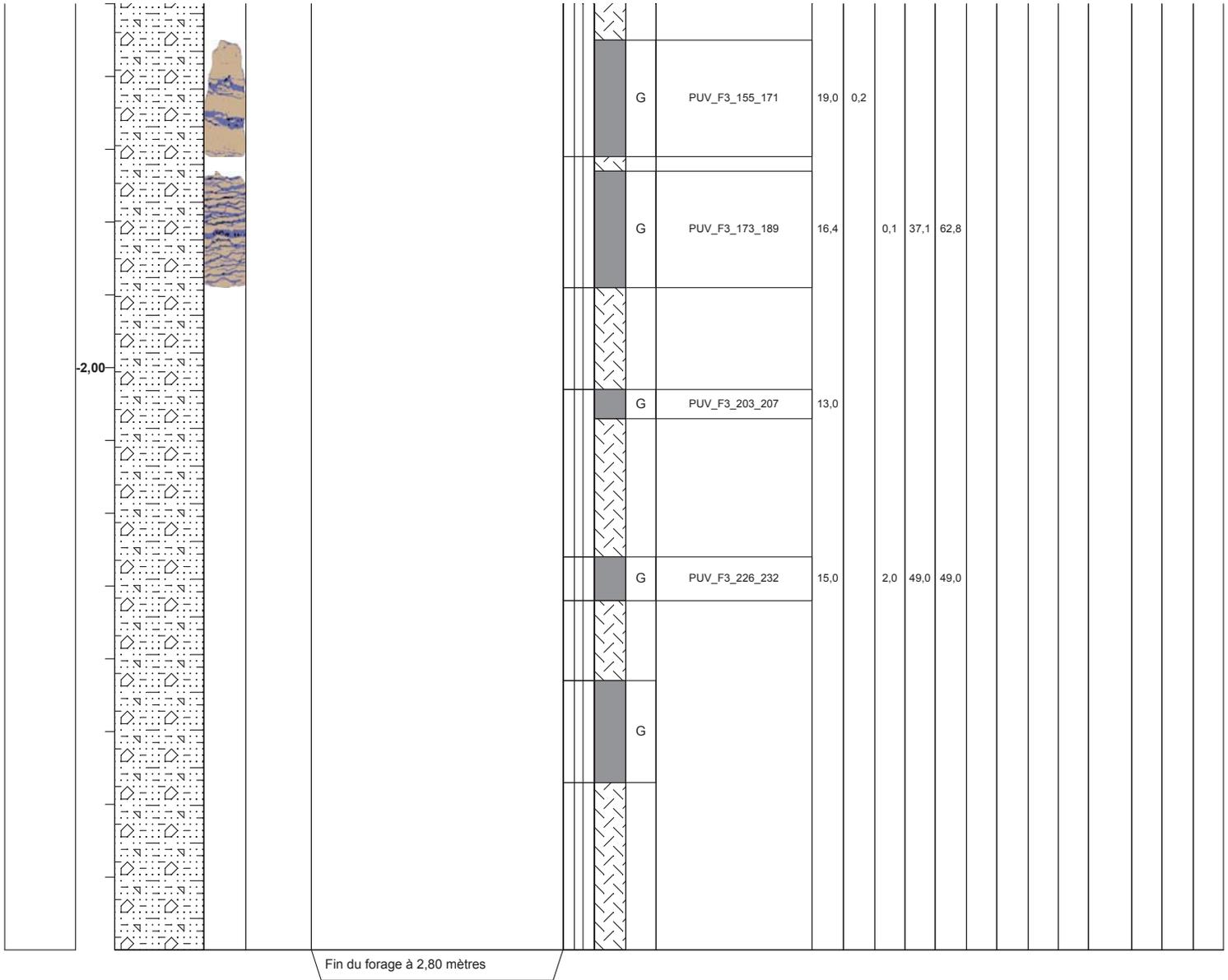
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques				Échantillonnage				Analyses en laboratoire												
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F4

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260750 m Lat: 6657613 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 13 mètres

DATE DÉBUT: 14-07-2010

DATE FIN: 14-07-2010

Cryostratigraphie

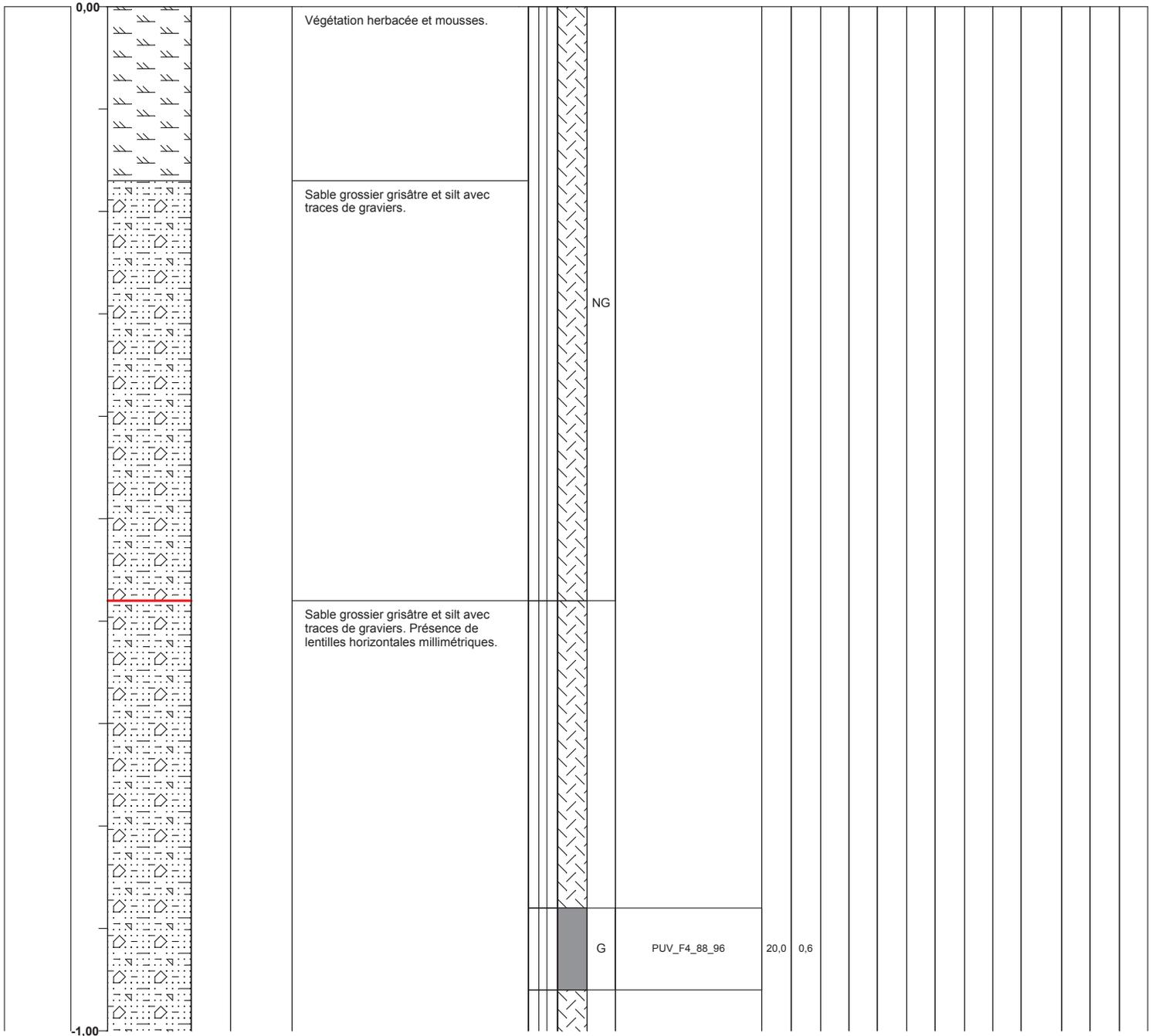
-  Sédiments
-  Glace
-  Air
-  Absence de données
-  Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

-  Carottier fendue
 -  Tube carottier
- ### Récupération
-  Récupéré
 -  Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques				Échantillonnage			Analyses en laboratoire													
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F4

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260750 m Lat: 6657613 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 13 mètres

DATE DÉBUT: 14-07-2010

DATE FIN: 14-07-2010

Cryostratigraphie

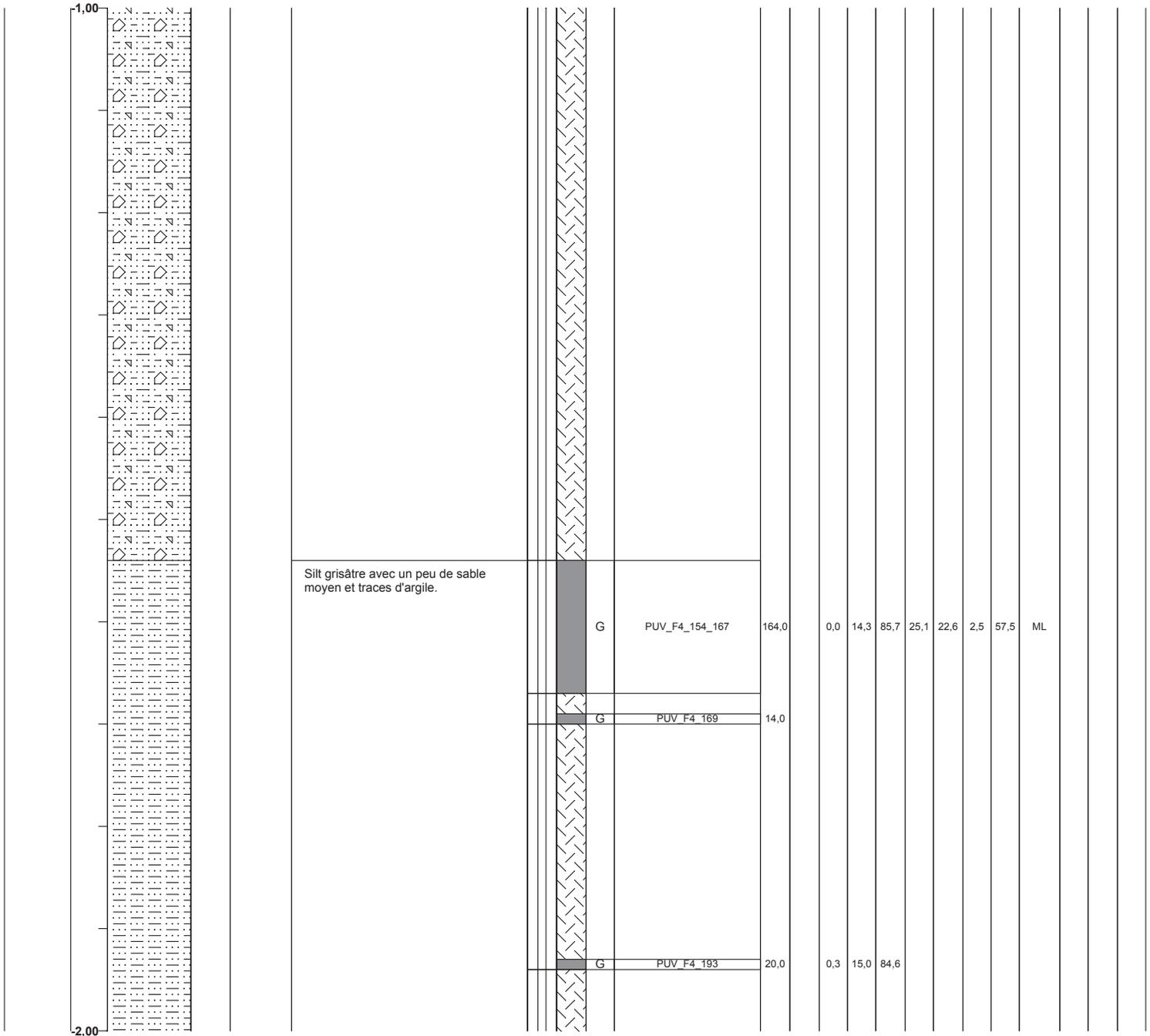
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F4

LOCALISATION: Puvimituq

COORDONNÉES: Long: 260750 m Lat: 6657613 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 13 mètres

DATE DÉBUT: 14-07-2010

DATE FIN: 14-07-2010

Cryostratigraphie

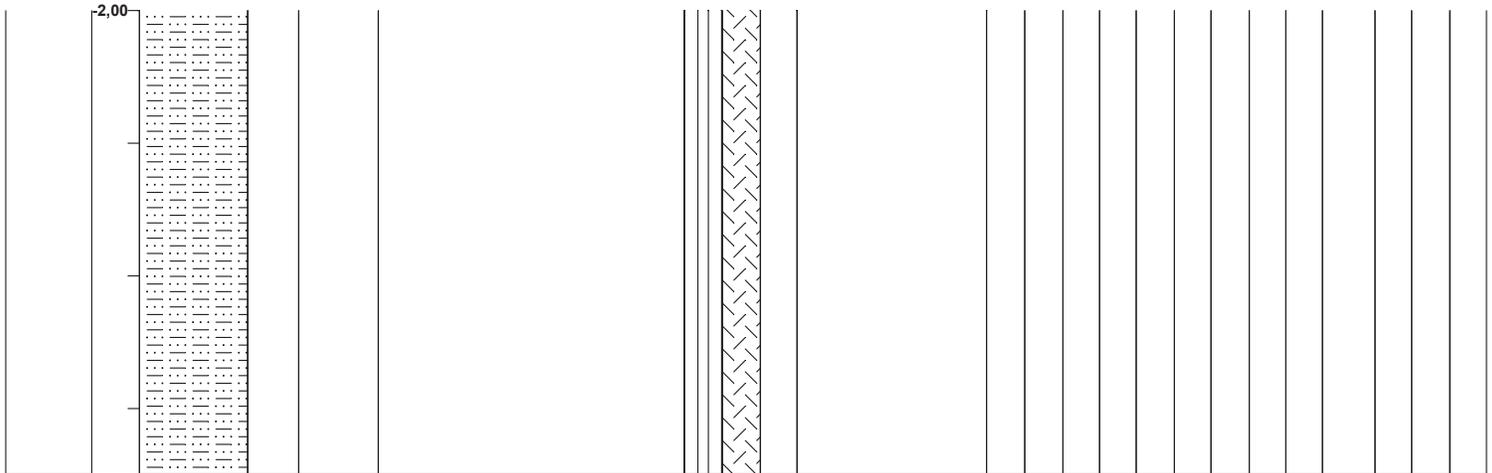
-  Sédiments
-  Glace
-  Air
-  Absence de données
-  Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

-  Carottier fendue
 -  Tube carottier
- ## Récupération
-  Récupéré
 -  Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques				Échantillonnage				Analyses en laboratoire												
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F5

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260833 m Lat: 6657732 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 7 mètres

DATE DÉBUT: 14-07-2010

DATE FIN: 14-07-2010

Cryostratigraphie

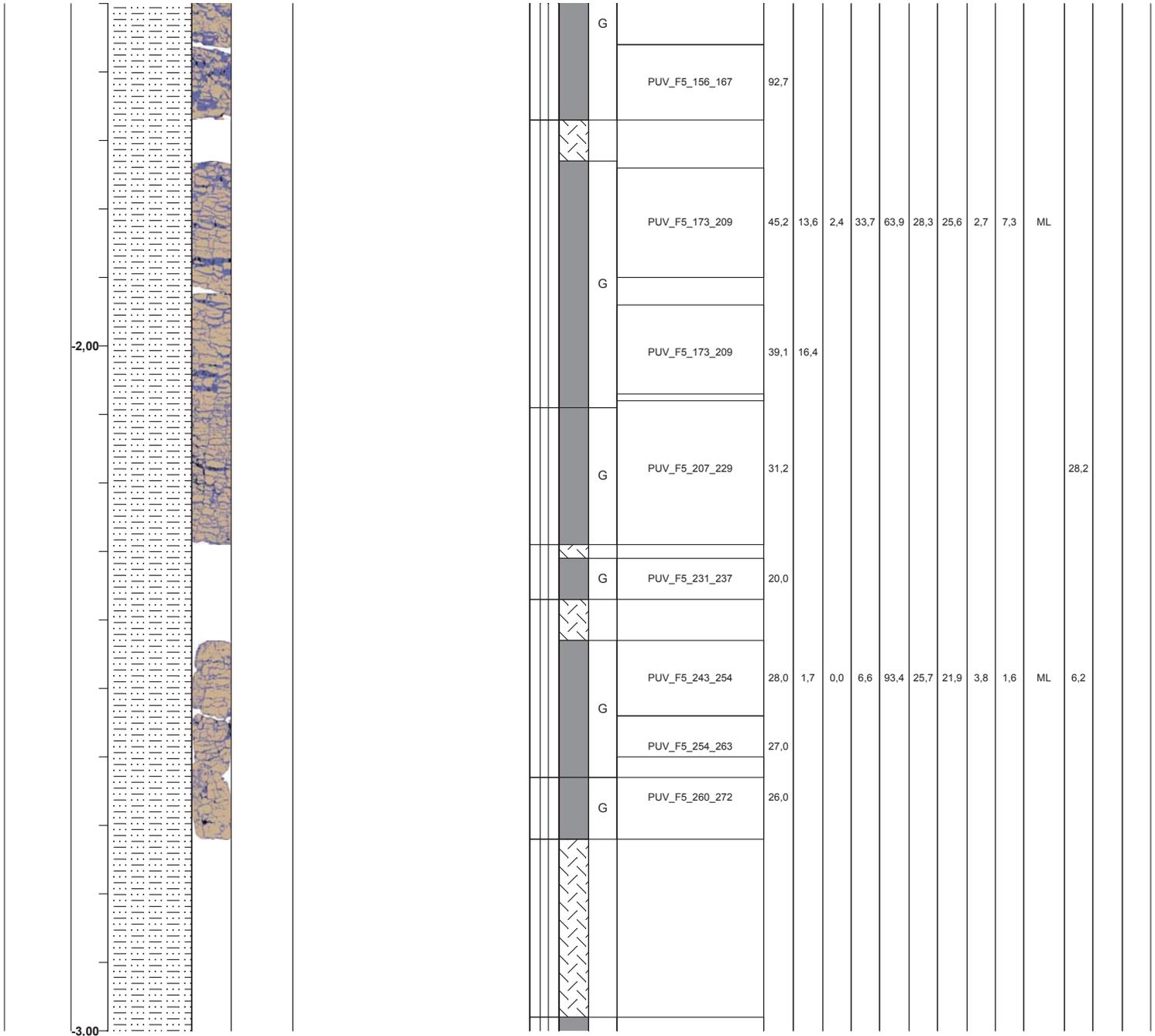
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



RAPPORT DE FORAGE

PROJET: Initiative de collaboration pour l'adaptation régionale de RNCan

NO. FORAGE: PUV_F5

LOCALISATION: Puvirnituq

COORDONNÉES: Long: 260833 m Lat: 6657732 m/NAD83 MTM 9

ÉLÉVATION DE SURFACE: 7 mètres

DATE DÉBUT: 14-07-2010

DATE FIN: 14-07-2010

Cryostratigraphie

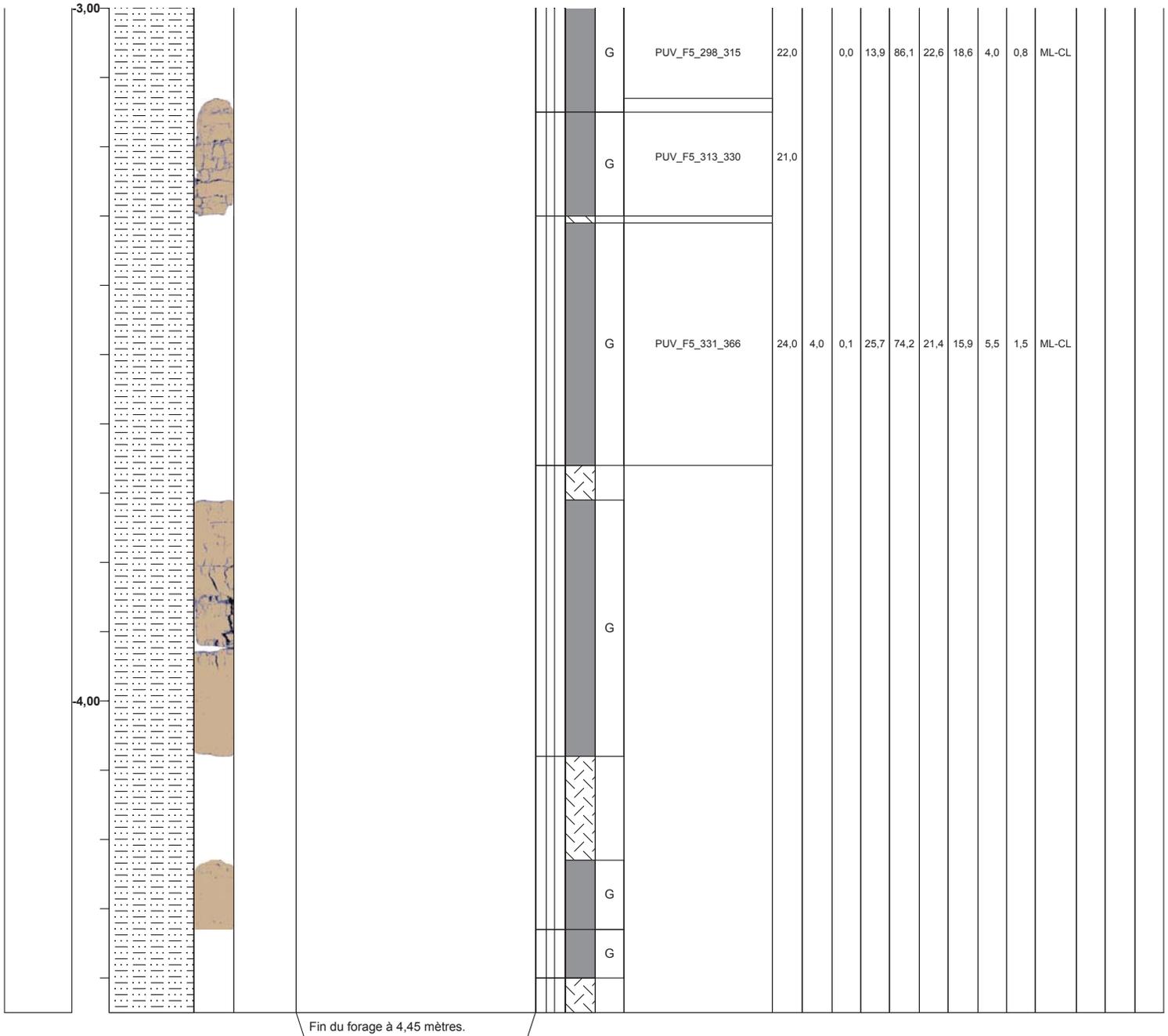
	Sédiments
	Glace
	Air
	Absence de données
	Front de dégel

Méthodes d'échantillonnage

	Carottier fendue
	Tube carottier
	Récupéré
	Perdu



Instrumentation	Profondeur (m)	Informations stratigraphiques			Échantillonnage			Analyses en laboratoire														
		Stratigraphie	Cryostratigraphie	Volume en glace	Description du sol	Meth.echan.	Recuperation	État gelé / non gelé	Nom de l'échantillon	w %	Salinité (ppm)	Granulométrie %			Consistance				USCS	Consol. kPa		
												G	S	M-C	wl	wp	Ip	IL		0	25	100



Annexe 3. Propriétés géotechniques des échantillons de forage.

Nom de l'échantillon	Profondeur (m)		W (%)	Nacl (ppt)	MO (%)	Granulométrie (%)				Distribution		Limites de consistance				USCS
	Sommet	Base				Gr	Sa	Si	Ar	C _u	C _c	W _L	W _p	I _p	I _L	
PUV_F1_94-116	-94	-116	25,0	0,4	2,2	0,0	8,3	80,9	10,8	15,2	1,9	29,6	25,0	4,6	0,0	ML-CL
PUV_F1_117-128	-117	-128	21,0	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_131-138	-131	-138	30,0	3,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_140_149	-140	-149	43,2	4,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_162_176	-162	-176	111,2	4,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_179_203	-179	-203	30,8	n.d.	1,4	0,1	18,1	81,1	0,7	6,6	1,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_206_243	-230	-241	4,0	1,0	1,1	0,0	19,6	75,9	4,5	12,8	1,6	22,4	18,6	3,8	-3,9	ML
PUV_F1_245-254	-245	-254	23,0	7,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_261_271	-261	-271	36,9	7,9	0,2	0,0	26,0	70,0	3,9	8,1	2,1	20,6	NP	n.a.	n.a.	ML
PUV_F1_280-300	-280	-300	27,0	12,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_327_341	-327	-341	25,8	1,3	0,6	1,4	15,9	72,9	9,7	13,7	1,6	21,6	NP	n.a.	n.a.	ML
PUV_F1_363-371	-363	-371	16,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F1_384-395	-384	-395	5,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_52-55	-52	-55	16,0	0,2	0,2	23,9	66,6	9,9	-0,4	8,0	2,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_81-94	-81	-94	28,0	0,1	1,3	0,4	21,8	72,7	5,1	10,0	1,9	14,6	NP	n.a.	n.a.	ML
PUV_F3_94_113	-100	-110	49,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_115-127	-115	-127	48,0	0,3	0,5	0,0	20,9	38,1	41,1	55,5	0,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_130_148	-131	-147	31,5	0,1	0,3	2,5	63,2	34,1	0,3	6,2	1,2	11,9	NP	n.a.	n.a.	SM
PUV_F3_155-171	-155	-171	19,0	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_173_189	-173	-189	16,4	n.d.	0,1	0,1	37,1	62,8	0,0	3,2	1,2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d.
PUV_F3_203-207	-203	-207	13,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F3_226-232	-226	-232	15,0	n.d.	0,9	2,0	49,0	45,5	3,5	16,4	1,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F4_88-96	-88	-96	20,0	0,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F4_154-167	-154	-167	164,0	n.d.	2,6	0,0	14,3	76,6	9,1	11,1	1,2	25,1	22,6	2,5	57,5	ML
PUV_F4_169	-169	n.a.	14,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F4_193	-193	n.a.	20,0	n.d.	0,6	0,3	15,0	79,0	5,7	13,1	1,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_68-81	-68	-81	14,0	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_83-94	-83	-94	n.d.	n.d.	3,8	4,3	43,3	47,4	5,0	21,1	1,4	25,3	NP	n.d.	n.d.	ML
PUV_F5_96-107	-96	-107	214,0	1,0	1,6	0,0	2,5	84,4	13,1	13,4	1,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_106-118	-106	-118	189,0	1,2	4,9	0,0	5,8	83,9	10,4	10,0	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_121_139	-122	-137	186,3	n.d.	2,6	0,0	21,7	77,9	0,4	6,3	1,0	31,0	27,0	4,1	39,3	ML
PUV_F5_138-141	-138	-141	288,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Nom de l'échantillon	Profondeur (m)		W (%)	Nacl (ppt)	MO (%)	Granulométrie (%)				Distribution		Limites de consistance				USCS
	Sommet	Base				Gr	Sa	Si	Ar	C _u	C _c	W _L	W _p	I _p	I _L	
PUV_F5_141-156	-141	-156	117,7	n.d.	1,8	0,0	9,9	87,6	2,6	5,5	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_156-167	-156	-167	92,7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_173_209	-174	-190	45,2	13,6	1,6	2,4	33,7	63,7	0,2	5,7	1,4	28,3	25,6	2,7	7,3	ML
PUV_F5_173_209	-194	-208	39,1	16,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_207_229	-227	-229	31,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_231-237	-231	-237	20,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_243-254	-243	-254	28,0	1,7	0,9	0,0	6,6	80,4	13,0	33,3	4,5	25,7	21,9	3,8	1,6	ML
PUV_F5_254-263	-254	-263	27,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_260-272	-260	-272	26,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_298-315	-298	-315	22,0	n.d.	1,9	0,0	13,9	68,5	17,6	58,9	4,1	22,6	18,6	4,0	0,8	ML-CL
PUV_F5_313-330	-313	-330	21,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
PUV_F5_331-366	-313	-330	24,0	4,0	0,7	0,1	25,7	71,4	2,8	9,6	1,7	21,4	15,9	5,5	1,5	ML-CL

Annexe 4. Propriétés géotechniques du till au fond des dépressions de l'unité géomorphologique P3 (tiré de L'Hérault *et al.*, 2012, p. 198-199).

Nom de l'échantillon	Profondeur (m)		W (%)	NaCl (ppt)	MO (%)	Granulométrie (%)				Distribution		Consistance				USCS
	Sommet	Base				Gr	Sa	Si-Ar	Ar	C _u	C _c	w _L	w _p	I _p	I _L	
PUV_F1_810-820	-8,10	-8,20	12,95	n.d	0,96	n.d	n.d	n.d	n.d	n.a	n.a	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F1_910-920	-9,10	-9,20	9,38	n.d	0,00	10,42	49,85	39,73	0,01	31,73	0,36	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F1_940-950	-9,40	-9,50	4,64	n.d	0,00	55,05	28,97	15,98	0,01	n.a	n.a	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F1_966-976	-9,66	-9,76	8,62	n.d	0,00	16,39	45,09	38,52	0,15	67,52	0,20	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F1_1152-1159	-11,52	-11,59	8,90	n.d	0,00	21,77	57,41	20,81	0,03	95,69	1,07	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F1_1218-1238	-12,18	-12,38	6,87	n.d	0,00	14,34	51,34	34,32	0,21	95,81	0,22	13,39	NP	n.a	n.a	SM
PUV_F2_1150-1160	-11,50	-11,60	11,88	n.d	0,26	3,90	69,65	26,45	0,01	20,17	1,07	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F2_1170-1184	-11,70	-11,84	12,30	n.d	0,26	2,59	67,14	30,27	0,00	14,70	1,34	15,36	NP	n.a	n.a	SM
PUV_F2_1204-1214	-12,04	-12,14	15,17	n.d	0,29	8,67	85,16	6,17	0,00	6,17	1,03	n.d	n.d	n.d	n.d	SW-SM
PUV_F2_1238-1248	-12,38	-12,48	11,58	n.d	0,00	8,15	45,56	46,29	0,34	17,88	0,56	14,90	NP	n.a	n.a	SM-ML
PUV_F2_1304-1315	-13,04	-13,15	11,37	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	16,09	NP	n.a	n.a	n.d
PUV_F2_1358-1368	-13,58	-13,68	17,57	n.d	0,22	0,00	50,90	49,10	0,00	5,96	1,28	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F2_1387-1397	-13,87	-13,97	8,22	n.d	0,31	35,62	49,98	14,40	0,00	95,80	2,20	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
PUV_F2_1458-1468	-14,58	-14,68	10,23	n.d	0,23	12,69	49,67	37,63	0,01	21,48	0,62	13,07	NP	n.a	n.a	SM-ML
PUV_F2_1503-1513	-15,03	-15,13	6,95	n.d	0,19	32,43	33,61	33,96	0,00	151,09	0,10	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d