

Université de Montréal

**Le processus de thermo-érosion du pergélisol dans la zone de pergélisol continu**

par  
Etienne Godin

Département de Géographie  
Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures  
en vue de l'obtention du grade de Philosophiæ Doctor (Ph.D.)  
en géographie

août, 2015

© Etienne Godin, 2015.

Université de Montréal  
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

**Le processus de thermo-érosion du pergélisol dans la zone de pergélisol continu**

présentée par:

Etienne Godin

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Jan Franssen,	président-rapporteur
Daniel Fortier,	directeur de recherche
Michel Allard,	membre du jury
François Costard,	examineur externe
Sjoerd Roorda,	représentant du doyen de la FES

Thèse acceptée le: 15 Février 2016

## RÉSUMÉ

Les polygones à coin de glace sont très répandus dans la zone du pergélisol continu. Lorsque le ruissellement d'eau de fonte nivale s'infiltré de façon concentrée dans une cavité, il peut initier le processus de thermo-érosion du pergélisol (notamment des coins de glace) pouvant mener à la formation de ravins. Dans la vallée de Qalikturvik sur l'île Bylot (NU, Canada), le développement de ravins de thermo-érosion dans un milieu de polygones à coins de glace entraîne comme impact : *i.* la réorganisation des réseaux de drainage impliquant un assèchement des milieux humides en marge des chenaux d'érosion, *ii.* des variations dans le régime thermique et de l'humidité de proche-surface et *iii.* la prise en charge et le déplacement des sédiments vers l'extérieur du bassin-versant. L'objectif de cette thèse vise à approfondir les connaissances géomorphologiques propres au ravinement par thermo-érosion, d'examiner, caractériser et quantifier les impacts du ravinement (tel que sus-mentionné en *i.* *ii.* *iii.*) et le rôle de celui-ci dans une optique d'évolution du paysage périglaciaire à l'échelle temporelle de l'année à la décennie.

Les ravins sont dynamiques : un ravin en particulier déclenché en 1999 et étudié depuis s'érodait à une vitesse de 38 à 50 m a<sup>-1</sup> durant sa première décennie d'existence, pour atteindre une longueur totale de ~750 m et une surface érodée de ~25 000 m<sup>2</sup> en 2009. Des puits sont localisés près des zones de ravinement actives ; des levées alluviale, mares et polygones effondrés dans les zones stabilisées post-perturbation. Sur la terrasse de polygones recouvrant le plancher de la vallée au site à l'étude, 35 ravins furent identifiés et 1401 polygones furent perturbés avec 200 000 m<sup>3</sup> de sols transportés.

Une amélioration du drainage, une dégradation de la capacité de rétention de l'humidité, une transition d'un écoulement de ruissellement vers un écoulement canalisé caractérise les aires ravinées et leurs environs. Les polygones intacts sont homogènes d'un à l'autre et dans leurs centres ; les polygones perturbés ont une réponse hétérogène (flore, humidité et régime thermique). Les milieux érodés hétérogènes succèdent aux milieux homogènes et deviennent le nouvel état d'équilibre pour plusieurs décennies.

**Mots clés: pergélisol, polygones, coin de glace, perturbation, érosion, érosion thermique, ravins, impacts, hydrologie, milieux humides.**

## ABSTRACT

Ice wedges polygons are very common features characterizing continuous permafrost environments. When concentrated snowmelt runoff recurrently flows into opened frost cracks in ice wedges (or nearby depressions), thermo-erosion of permafrost leading to gullies can occur. In the valley of Qalikturvik on Bylot Island (NU, Canada), rapid development of gullies due to thermo-erosion processes in wet polygons exert the following: *i.* forced rerouting of drainage networks, changing moisture input in wetlands adjacent to a gullied channel; *ii.* variation in near-surface thermal regime and moisture; *iii.* erosion and displacement of thawed soils outside the watershed. The objectives of this thesis are to quantify and widen the understanding of the thermo-erosion gullying geomorphology, the related impacts (as aforementioned in *i. ii. iii.*) and the role of such erosion in the context of the periglacial landscape evolution on a short to medium timescale.

In this study, gullies are active and dynamic: one gully triggered in 1999 (and monitored since then) elongated at a rate varying between 38 and 50 m y<sup>-1</sup> during the first decade following its initiation. Its total length at the end of that decade (1999-2009) was ~750 m for an eroded surface of ~25 000 m<sup>2</sup>. Sinkholes were exclusive to the active zone of a gully where alluvial levees and collapsed polygons were common in the stable zone. Thirty-five gullies were identified over the polygon terrace featuring the valley floor. 1401 polygons were consequently breached due to thermo-erosion resulting in 200 000 m<sup>3</sup> of displaced soils and thawed permafrost.

Gullied areas were characterized by improved drainage conditions, a reduced capacity to retain moisture and a transition from dominantly surface runoff toward channelized flow. Intact wet polygons were homogeneous between each other and in their center; disturbed polygons were heterogeneous (for moisture, thermal regime and vegetation) following a breach of at least one side. Wetland polygons, when disturbed due to gullying, evolve toward an heterogeneous landscape which will become the new equilibrium for that terrain for decades to come.

**Keywords: permafrost, polygon, ice wedge, perturbation, erosion, thermo erosion, gully, impacts, hydrology, wetlands**

## TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b> . . . . .	<b>iii</b>
<b>ABSTRACT</b> . . . . .	<b>iv</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> . . . . .	<b>v</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> . . . . .	<b>x</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> . . . . .	<b>xi</b>
<b>LISTE DES ANNEXES</b> . . . . .	<b>xv</b>
<b>LISTE DES SIGLES</b> . . . . .	<b>xvi</b>
<b>NOTATION</b> . . . . .	<b>xviii</b>
<b>DÉDICACE</b> . . . . .	<b>xix</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> . . . . .	<b>xx</b>
<b>AVANT-PROPOS</b> . . . . .	<b>xxiii</b>
<b>CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 À propos de la géomorphologie périglaciaire et du pergélisol . . . . .	3
1.1.1 Définition . . . . .	3
1.1.2 Distribution et classification . . . . .	4
1.2 Évolution des idées en géomorphologie périglaciaire . . . . .	7
1.2.1 Les premières observations rapportées en géomorphologie péri- glaciaire . . . . .	7
1.2.2 Établissement de la géomorphologie périglaciaire . . . . .	7
1.2.3 Géocryologie et géomorphologie périglaciaire . . . . .	8
1.2.4 La géomorphologie périglaciaire aujourd’hui . . . . .	9

1.3	Synthèse de la littérature . . . . .	10
1.3.1	La thermo-érosion . . . . .	10
1.3.2	Le ravinement . . . . .	21
1.3.3	Milieu et dynamique de formation des ravins de thermo-érosion . . . . .	24
1.3.4	Les ravins de thermo-érosion sur le terrain : études de cas répertoriées . . . . .	32
1.3.5	Le rôle du ravinement dans l'évolution des milieux périglaciaires . . . . .	33
1.3.6	Les impacts directs du ravinement dans un milieu périglaciaire . . . . .	35
1.4	Présentation des objectifs . . . . .	36
1.5	Présentation du site à l'étude, protocoles et instrumentation . . . . .	36
1.5.1	L'île Bylot . . . . .	36
1.5.2	Le site d'étude . . . . .	40
1.5.3	Méthodologie : approche, protocoles et instrumentation . . . . .	43
1.6	La contribution à l'avancement des connaissances et l'originalité de la thèse . . . . .	50
1.6.1	Problématique et portée . . . . .	50
1.6.2	La géomorphologie des ravins de thermo-érosion et leur rôle dans l'évolution du paysage périglaciaire . . . . .	51
1.6.3	L'impact des ravins de thermo-érosion sur l'hydrologie locale . . . . .	51
1.6.4	Géomorphologie périglaciaire et planétaire . . . . .	51
 <b>CHAPITRE 2 : GÉOMORPHOLOGIE D'UN RAVIN DE THERMO-ÉROSION, ILE BYLOT, NU, CANADA . . . . .</b>		<b>54</b>
2.1	Contexte . . . . .	54
2.2	Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada . . . . .	56
2.2.1	Abstract . . . . .	56
2.2.2	Introduction . . . . .	56
2.2.3	Study site . . . . .	57
2.2.4	Methods . . . . .	60
2.2.5	Results . . . . .	61

2.2.6	Discussion . . . . .	66
2.2.7	Conclusions . . . . .	71
2.2.8	Acknowledgements . . . . .	72
<b>CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES RAVINS DE THERMO-ÉROSION . . . . .</b>		<b>73</b>
3.1	Contexte . . . . .	73
3.2	Fine Scale Spatio-Temporal Monitoring of Multiple Thermo-Erosion Gul- lies Development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago . . . . .	75
3.2.1	Abstract . . . . .	75
3.2.2	Introduction . . . . .	75
3.2.3	Site characterization . . . . .	77
3.2.4	Methods . . . . .	77
3.2.5	Results . . . . .	79
3.2.6	Discussion . . . . .	86
3.2.7	Conclusions . . . . .	88
3.2.8	Acknowledgements . . . . .	89
<b>CHAPITRE 4 : EFFET DU RAVINEMENT DE THERMO-ÉROSION SUR L'ÉCOULEMENT ET LA PERTE DES SOLS . . . . .</b>		<b>90</b>
4.1	Contexte . . . . .	90
4.2	Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, dis- charge and soil loss . . . . .	92
4.2.1	Abstract . . . . .	92
4.2.2	Introduction . . . . .	92
4.2.3	Methods . . . . .	96
4.2.4	Results . . . . .	99
4.2.5	Discussion . . . . .	108
4.2.6	Conclusion . . . . .	112
4.2.7	Acknowledgements . . . . .	112

<b>CHAPITRE 5 :</b>	<b>DYNAMIQUE DES TRANSFERTS THERMIQUES ET DE L'HUMIDITÉ DES POLYGONES HUMIDES SUIVANT UNE PERTURBATION DU PERGÉLISOL . . . . .</b>	<b>113</b>
5.1	Contexte . . . . .	113
5.2	Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland. . .	117
5.2.1	Abstract . . . . .	117
5.2.2	Introduction . . . . .	117
5.2.3	Methods . . . . .	119
5.2.4	Results . . . . .	127
5.2.5	Discussion . . . . .	137
5.2.6	Conclusion . . . . .	142
5.2.7	Acknowledgements . . . . .	143
<b>CHAPITRE 6 :</b>	<b>CONCLUSION GÉNÉRALE . . . . .</b>	<b>145</b>
6.1	La géomorphologie du ravinement (Chapitres 2 et 3) . . . . .	145
6.2	L'hydrologie et le ravinement (Chapitre 4) . . . . .	147
6.3	Humidité, régime thermique et végétation en transition (Chapitre 5) . .	148
6.4	Contribution . . . . .	149
<b>BIBLIOGRAPHIE . . . . .</b>		<b>150</b>
I.1	Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada . . . . .	xxv
I.1.1	Abstract . . . . .	xxv
I.1.2	Introduction . . . . .	xxv
I.1.3	Study Site . . . . .	xxvi
I.1.4	Methods . . . . .	xxix
I.1.5	Results . . . . .	xxix
I.1.6	Discussion . . . . .	xxxviii
I.1.7	Conclusions . . . . .	xli
I.1.8	Acknowledgements . . . . .	xlii



II.1	Supplement 1 to Chapter 4 . . . . .	xliv
II.2	Supplement 2 to Chapter 4 . . . . .	xlv
III.1	Supplement 1 to Chapter 5 . . . . .	xlvi

## LISTE DES TABLEAUX

1.I	Normales climatiques à la station météorologique de Pond Inlet et SILA. . . . .	41
1.II	Liste des photos aériennes utilisées pour la photo-interprétation historique du site. . . . .	45
1.III	Liste des images satellites utilisées pour l'interprétation du site. . . . .	46
4.I	Nombre de ravins, par intervalle, dans la vallée du glacier C-79 (Qalikturvik). . . . .	102
5.I	Liste des instruments déployés et de leur disposition, par site. . . . .	123
5.II	Degrés-jours de gel de l'air (SILA 2010-14) et du sol (sites EP-B et IP-A, hiver 2012-13 et 2013-14). . . . .	130
5.III	Degrés jours de dégel de l'air (SILA 2010-14) et du sol (sites EP-B et IP-A, été 2013). . . . .	134
5.IV	Gradients thermiques rapportés dans la littérature et comparés aux sites instrumentés dans cette thèse. . . . .	137
I.I	Morphologies types à proximité d'une zone ravinement. . . . .	xxxiii
II.I	Caractéristiques du petit bassin versants à l'étude. . . . .	xliv
II.II	Présentation des données propres aux événements de pluie E1 à E6, 2013 (Fig. 4.6 et 4.7). . . . .	xlvi
III.I	Couverture végétale (plantes vasculaires) en pourcentage, par espèce, par polygone. . . . .	xlvi

## LISTE DES FIGURES

1.1	Diagramme conceptuel du pergélisol de type tautochrone . . . . .	5
1.2	Carte de distribution du pergélisol dans l'hémisphère nord . . . . .	6
1.3	Diagramme de Venn représentant les intersections entre les sous-domaines liés à la l'étude de la géocryologie et de la géomorphologie périglaciaire. Extrait de French (2007) . . . . .	9
1.4	Tranchée drainante excavée le long de la Alaska Highway, Beaver Creek, YT (2010). . . . .	12
1.5	Coin de glace exposé près de la tranchée drainante (2011) . . . . .	13
1.6	Exposition d'un coin de glace et thermo-érosion active résultante en tête de ravin . . . . .	15
1.7	Représentation visuelle d'un transfert de chaleur conductif à une dimension. . . . .	18
1.8	La couche limite de vitesse sur une surface plane . . . . .	19
1.9	La couche limite thermique sur une surface plane. . . . .	20
1.10	Représentation d'un modèle d'écoulement de laminaire à turbulent.	21
1.11	Modèle d'évolution des coins de glace . . . . .	26
1.12	Classification des cryostructures . . . . .	27
1.13	Hydrographe type d'un écoulement au régime nival . . . . .	28
1.14	Modèle conceptuel de chemins d'écoulement préférentiels dans le pergélisol . . . . .	30
1.15	Schéma d'un coin de glace susceptible à la thermo-érosion, extrait de Leffingwell (1919) . . . . .	32
1.16	Localisation de l'Ile Bylot avec une perspective d'échelles, de continentale (a) à régionale (b). . . . .	37
1.17	Image Landsat (bandes 7,4,3) de l'île Bylot et de ses environs. . .	39
1.18	Photo satellitaire en couleur (GeoEye) et panchromatique (World-View) de la vallée de Qalikturvik durant l'été 2010. . . . .	41

1.19	Vue générale hélicoptérée de la terrasse de polygones et de la vallée de Qalikturvik. . . . .	42
1.20	Numérisation et croquis d'un ravin extrait de Fortier et al. (2007). . . . .	44
1.21	Sols polygonaux localisés sur Mars. Image : NASA/JPL/University of Arizona . . . . .	52
1.22	Amphithéâtre d'érosion et développement de réseaux de ravinement localisés sur Mars. Image : NASA/JPL/University of Arizona. . . . .	53
2.1	Localisation du site à l'étude à l'échelle régionale dans l'archipel Arctique canadien . . . . .	58
2.2	Photo-interprétation du site à l'étude à proximité du ravin, dans la vallée du Glacier C-79 (Qalikturvik) . . . . .	59
2.3	Cartographie spatio-temporelle de l'érosion du ravin entre 1999 et 2009. . . . .	62
2.4	Géomorphologie d'un ravin de thermo-érosion. . . . .	64
2.5	Distribution des formes dans le ravin et regroupements par ellipse en fonction de la distance standard du centroïde. . . . .	65
2.6	Distribution des formes dans le ravin en fonction de leur âge. . . . .	68
2.7	Modèle conceptuel de la géomorphologie d'un ravin de thermo-érosion en fonction du temps passé depuis l'initiation. . . . .	69
2.8	Représentation cartographique du déplacement de la zone de concentration des puits d'écoulement en fonction du temps . . . . .	70
3.1	Localisation du site à l'étude à l'échelle de l'archipel arctique Canadien . . . . .	76
3.2	Carte géomorphologique de la vallée du glacier C-79 (Qalikturvik) . . . . .	78
3.3	Cartographie de l'évolution spatio-temporelle du ravin r16 . . . . .	80
3.4	Cartographie de l'évolution spatio-temporelle du ravin n04 . . . . .	82
3.5	Cartographie de l'évolution spatio-temporelle du ravin r06 . . . . .	84
3.6	Cartographie de l'évolution spatio-temporelle du ravin r08p . . . . .	85

4.1	Cartographie des dépôts et localisation des ravins dans la vallée . . . . .	94
4.2	Schéma conceptuel de la détermination du volume de sol érodé par ravinement . . . . .	98
4.3	Taux d'érosion des ravins et leur relation longueur - aire . . . . .	100
4.4	Histogramme de fréquence du nombre de polygones érodés, par période . . . . .	101
4.5	Comparaison du réseau d'écoulement près du ravin R08p entre 1972 et 2010-13 . . . . .	103
4.6	Débit cumulatif à l'exutoire du ravin (2013) et précipitation . . . . .	105
4.7	Relation entre les entrées/sorties d'eau pour le sous bassin-versant raviné . . . . .	106
4.8	Sections transversales types pour deux zones de ravin: l'une érodée depuis 1999 et l'autre depuis 2007. . . . .	107
5.1	Vue latérale d'un polygone à centre déprimé et d'une mare au centre	113
5.2	Polygones à centre déprimé - vue héliportée (a) et satellitaire (b) . . . . .	115
5.3a	Localisation du site à l'étude à l'échelle régionale. . . . .	120
5.3b	Localisation de la vallée à l'échelle de l'île. . . . .	121
5.4	Site d'étude et présentation du positionnement des instruments . . . . .	122
5.5	Topographie locale et disposition des instruments sur le terrain (EP-A, EP-B, EP-C and IP-A). . . . .	124
5.6	Évolution de l'humidité durant l'été 2013 à la surfaces des polygones à l'étude . . . . .	129
5.7	Variabilité des conditions d'humidité pour chaque sites durant l'été 2013. . . . .	132
5.8	Profondeur maximum de la couche active, par site (2012-2013). . . . .	133
5.9	Régime thermique, par site. (2012 - 2014) . . . . .	144
I.1	Carte de localisation du site d'étude (Ile Bylot) à l'échelle de l'archipel arctique Canadien . . . . .	xxvi

I.2	Caractéristiques physiographiques et modèle d'élévation numérique de la vallée du glacier C-79 (Qalikturvik) . . . . .	xxvii
I.3	Photographie héliportée du ravin (2009) . . . . .	xxviii
I.4	Carte du ravin (2009) et sa géomorphologie. . . . .	xxxi
I.5	Sections transversales types du chenal de ravin. . . . .	xxxii
I.6	Ruisseau s'écoulant dans un puits . . . . .	xxxiii
I.7	Tunnel dans le pergélisol . . . . .	xxxiv
I.8	Tête de ravin et écoulement . . . . .	xxxiv
I.9	Levées alluviales et mares . . . . .	xxxv
I.10	Glissement rétrogressif dû au dégel (RTS) . . . . .	xxxvi
I.11	Effondrement le long d'un axe de coin de glace sous l'effet de la thermo-érosion . . . . .	xxxvii
I.12	Polygones très dégradés . . . . .	xxxviii
I.13	Mare de thermokarst localisées près du ravin . . . . .	xxxix
I.14	Proportion des formes dans le ravin par zone d'activité . . . . .	xl
I.15	Cartographie des formes dans la zone d'érosion active . . . . .	xli
I.16	Cartographie des formes dans la zone d'érosion intermédiaire . . . . .	xlii
I.17	Cartographie des formes dans la zone stabilisée . . . . .	xliii

## LISTE DES ANNEXES

<b>Annexe I :</b>	<b>Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada . . . . .</b>	<b>xxv</b>
<b>Annexe II :</b>	<b>Supplemental data complementing Chapter 4 : results on Hydrology (1972 - 2010-13) . . . . .</b>	<b>xliv</b>
<b>Annexe III :</b>	<b>Supplemental data complementing Chapter 5 : vegetation distribution . . . . .</b>	<b>xlvi</b>

## LISTE DES SIGLES

2D	Deux dimensions
3D	Trois dimensions
a.s.l.	Above Sea Level
ADAPT	Arctique en développement et adaptation au pergélisol en transition
AK	Alaska
BP	Year Before Present
CA	Canada
CALM	Circumpolar Active Layer Monitoring
CEN	Centre d'Études Nordiques
CRREL	Cold Regions Research and Engineering Laboratory
DK	Danemark
DGPS	Differential Global Positioning System
E	Est
GIS	Geographic Information System
GNSS	Global Navigation Satellite System
GTN-P	Global Terrestrial Network for Permafrost
GPS	Global Positioning System
LIA	Little Ice Age
MDV	McMurdo Dry Valleys
N	Nord
NU	Nunavut
NAPL	National Air Photo Library



ON	Ontario
O	Ouest
QC	Québec
RMSE	Root Mean Square Error
RTS	Retrogressive Thaw Slump
RU	Russie
S	Sud
URSS	Union des républiques socialistes soviétiques
WGS	World Geodetic System
YT	Yukon
ZAA	Zero Annual Amplitude

## NOTATION

$\infty$	Infini
$A_i$	Aire de la section transversale $i$
$A_x$	Aire de la surface $x$
$D_d$	Densité du drainage
$D_i$	Profondeur moyenne à la section $i$
$h$	Coefficient de transfert de la chaleur convectif
$k$	Indice de conductivité thermique d'un médium
$L_x$	Largeur d'une entité, d'un médium $x$
$Q_1$	Premier quartile
$Q_3$	Troisième quartile
$Q$	Débit
$q''$	Flux de transfert thermique convectif
$q_x$	Taux de transfert de chaleur
$q_x''$	Flux de chaleur
$R^2$	R Square
$\frac{dT}{dx}$	Différentiel de température sur le différentiel de la distance
$T_x$	Température de $x$ , $x$ pouvant être un point ou un médium
$T_w$	Température de l'eau
$T_i$	Température de la glace
$\Delta T_{w,i}$	Différence de température entre l'eau et la glace
$V_i$	Vitesse de l'eau pour la section $i$
$W_i$	Largeur de la section $i$
W	Watt

Pour Anaïs, Émile et Josée.

## REMERCIEMENTS

L'accomplissement de ma thèse de doctorat (ainsi que de tout le cheminement universitaire lié à ce retour aux études) aurait été impossible sans la contribution de ma femme Josée Turcotte. Outre son support tout acabit indéfectible (principalement sa patience, sa générosité dans son temps de conjointe et de mère), j'ai eu droit à des leçons particulières en graphisme qui furent excessivement utiles pour préparer les communications académiques. Bref, c'est notre thèse - merci pour toujours. Merci à ma grande fille Anaïs qui m'a souvent aidé et qui a bien compris pourquoi j'étais souvent en train d'écrire le samedi plutôt que d'aller jouer dehors avec elle et son petit frère Émile. Mes parents Louise et Henri Godin m'ont fourni une éducation qui m'a éventuellement permis d'atteindre et de réussir des études graduées en sciences et pour cela je leur en suis très reconnaissant. Je tiens à souligner le support moral incontournable de ma famille soit Rodrigue Marceau, Léo Turcotte (et les Turcottes !), Guillaume Godin, Jorges Flores, Daniel, Stéphane, Josée, France, Marie-Perle, Amanda et Vincent Brunet, Sylvain Gagnon et Denis Pouliot.

Mon ami le Dr. Mattieu Bégin fut une source d'inspiration qui me mena éventuellement à m'asseoir pour une décennie sur un banc d'université à l'âge de trente ans pour faire de la science. Nos discussions philosophiques, académiques et éthiques sur les différents éléments de la vie ont été déterminantes sur ma manière de voir le monde. Francis Spérat - qui m'a permis d'aller plus loin encore. Mes amis Stéphane Richard, Mathieu Brossard, Mathieu Grenier Houde, la Pr. Sonia Tello, Isabelle Archambault, Angela Mejia, Geneviève Pellerin, Jean-François Lamarre, Tamyliya Elkadi, Alexandre Guertin-Pasquier, Amélie Lebel, le Dr. Dariush Faghani, Julie Turconi, François-Xavier Liagre, Lorraine Honet, Lysanne Audi, Eric Chassé, Carole Potvin, Alain Gingras, Nadia Kumar, Rick Plante, Yves Filteau et le groupe de #deepvoid@undernet ont été et sont toujours présents pour moi, beau temps, mauvais temps, et ont contribué à ma motivation pour continuer, réussir, et pour cela je tiens à leur exprimer à toutes et à tous ma reconnaissance.

Je tiens à souligner spécialement le rôle du Pr. James Gray qui fut le premier à m'ins-

truire sur la géomorphologie des régions froides et initié à la paléogéographie. Son profil scientifique, sa méthodologie et sa vision des sciences de la terre m'ont fortement imprégné et je reconnais, en regardant comment je travaille aujourd'hui, de quelle école cela provient. Les longues discussions que nous avons eues depuis un haut sommet des Chic-Chocs à propos de l'origine de ce felsenmeer, de ce régolithe ou de l'instrumentation de ce trou de forage ont modelé ma pensée pour ce qui allait venir, ce qui se révéla fort utile.

Pr. Fortier - ce fut toute une aventure - comme je n'aurais jamais pu me l'imaginer. Ce fut épique en fait. Et ce n'est pas terminé ! Merci, Daniel, de m'avoir supporté et fait confiance. Outre les terrains, l'encadrement, l'assignation de responsabilités de taille et ta grande écoute, je pense que ton dynamisme, ton originalité et surtout ta disponibilité firent la différence. De plus, la qualité des conférences auxquelles j'ai pu participer sous ta direction m'a permis de construire un réseau au cours des années qui déjà me permet de me projeter ; je t'en suis très reconnaissant.

Pour l'inspiration et l'élargissement de mon champ d'étude, vers la pluridisciplinarité : le Pr. Esther Lévesque avec l'aspect bio-géographie, le Pr. Scott Lamoureux sur les problématiques de l'eau et sur le terrain et le Pr. François Costard pour des échanges sur la géomorphologie planétaire. En tant que membre de mon comité doctoral, les commentaires judicieux du Pr. Michel Allard m'ont aidé à concrétiser des concepts et encouragé les remises en questions sur ma compréhension de la géomorphologie.

Merci à toute l'équipe du Géocryolab d'avoir été là pour moi tous les jours durant toutes ces années. Stéphanie Coulombe pour tous ses conseils : son avis, son écoute et le travail d'équipe, à propos de questions scientifiques, méthodologiques et logistiques, en laboratoire et sur le terrain, furent extrêmement pertinentes, justifiées, efficaces et utiles. Michel Paquette dans le même sens - les discussions conceptuelles, l'aide pour la préparation du matériel de terrain et sur le terrain, les remises en question améliorèrent ma perception scientifique et élargirent mes horizons. Les professionnelles de recherche, Chantal Lemieux, Isabelle de Grandpré, Sabine Veuille et Kate Grandmont ont contribué à de multiples niveaux aux succès de mes excursions. Michel Sliger, Gautier Davesne et Manuel Verpaelst, amis et ressources essentielles sur le terrain et en laboratoire. Merci

également à Audrey Veillette, Vilmantas Preskienis, Frédéric Bouchard, Naïm Perreault, Maxime Tremblay, Katryne Larrivée, Gabrielle Létourneau, Laurent Gosselin pour votre aide sur le terrain (et plus !) ou en laboratoire.

Je suis reconnaissant pour le support logistique et l'accès aux infrastructures octroyées par le Centre d'Études Nordiques (Université Laval, Québec), l'INRS-ETE et le département de Géographie de l'Université de Montréal durant toutes ces années.

J'ai grandement apprécié le support accordé par l'équipe du Pr. Gilles Gauthier qui m'accueille gracieusement dans son camp sur l'Île Bylot durant toutes années, sans qui le projet aurait été autrement compliqué. L'appui des organismes suivants fut essentiel et grandement apprécié - pour leur appui financier et logistique durant mes études : le PFSN, CRSNG, PCSP, FQRNT, W. Weston Garfield et AUCEN, Parcs Canada. Je souligne la courtoisie des résidents de Mittimatalik (NU) de nous permettre de transiter par leur communauté et d'accomplir notre programme de recherche à proximité de leur communauté.

Merci à Paul Murchison Fig. 1.4 et Michel Sliger Fig. 1.5 de m'avoir permis d'utiliser leurs photos de terrain.

## AVANT-PROPOS

L'Arctique est en transition : des changements sont ressentis dans la physique de la surface, tels que les températures de l'air à la hausse (Serreze et al. 2000), les conditions de neige changeantes (Brown et al. 2010, Callaghan et al. 2011, Liston et Hiemstra 2011), l'augmentation de la température du pergélisol (Romanovsky et al. 2010) et des conditions hydrologiques conséquentes. La cryosphère est particulièrement sensible à cette évolution des conditions. Le pergélisol en tant que partie intégrante de la cryosphère caractérise presque la moitié de la superficie du Canada et un quart des surfaces émergées de l'hémisphère nord (Zhang et al. 2003).

L'érosion du pergélisol dans les sols où le contenu en glace est significatif dans les zones humides a le potentiel de se produire rapidement en raison du changement de phase de la glace vers l'eau et de la cascade de rétroactions subséquentes qui suivent (Are 1983, Hoque et Pollard 2009). L'une de ces résultantes observées sur le terrain est le ravinement par érosion thermique.

Peu de travaux ont été auparavant accomplis sur le ravinement de thermo-érosion dans un contexte terrestre dans la zone de pergélisol, là où l'impact principal est le drainage de zones humides intérieures et non pas le drainage des lacs de toundra (Fortier 2006). Ces zones humides sont prisées par la faune locale en raison de leur productivité végétale (Gauthier et al. 2011) dans un environnement du Haut Arctique autrement aride. L'une des raisons qui expliquerait pourquoi les suivis à long terme du ravinement du pergélisol avec une forte composante de validation au sol sont peu fréquentes dans la littérature est la difficulté d'atteindre et d'instrumenter de telles zones isolées durant des périodes prolongées.

Dans une approche de continuité des travaux antécédents sur le sujet au site à l'étude (Fortier et al. 2007), en raison de la possibilité d'observer à long terme un processus bien documenté depuis une décennie et en raison de l'importance des zones humides en zone de pergélisol pour les écosystèmes, les questions et idées suivantes se posèrent et orientèrent la présente recherche :

1. Définir l'objet d'étude soit le ravin de thermo-érosion, sa géomorphologie et son

évolution depuis sa formation ;

2. À l'échelle de la vallée en tant que géosystème périglaciaire, quelle est l'importance de ce processus. Combien de ravins s'y trouvent, quels sont leurs niveaux d'activité ;
3. Comment ces bris topographiques soudains (ravin) changent l'hydrologie des surfaces atteintes, au niveau du bassin versant, du réseau hydrographique local ainsi qu'à l'échelle du polygone humide érodé. Quelles quantités de sols peuvent être érodés ?
4. Quels sont les impacts thermiques sur la couche active des surfaces perturbées par le ravinement de thermo-érosion ?
5. Quelles sont les rétroactions, négatives et positives qui stabilisent ou accélèrent l'érosion par ravinement ?

La vallée du Glacier C-79 sur l'île Bylot (NU) (ou vallée de Qalikturvik) est un site d'observation bien instrumenté (Allard et al. 2014, CEN 2014) depuis la fin des années 1990 et où la logistique nécessaire au terrain est bien établie. L'île où se situe le site à l'étude bénéficiant d'un statut de Parc National, l'action anthropique est conséquemment minimale sur ce site et les suivis à long terme et l'observation de processus sur le terrain sont ainsi relativement préservés des influences externes potentielles. Les projets accueillis à cette station de recherche en zone de pergélisol continu, supervisés par Dr. Gilles Gauthier (Biologie, Université Laval) sont de nature multidisciplinaire (systèmes écologiques, chimie, paléogéographie, géomorphologie). Cette panoplie de facteurs rend le site à l'étude non seulement pertinent en portée (observations et enregistrements sur un long intervalle, multidisciplinaire) mais également en possibilités en raison de la flexibilité de la logistique et des moyens disponibles sur place.



## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION GÉNÉRALE

Cette thèse traite de la dynamique des ravins de thermo-érosion dans la zone de pergélisol continu ainsi que de leurs impacts sur l'environnement. Elle est basée sur une approche géomorphologique mixte reposant sur des mesures obtenues sur le terrain et d'interprétation d'images satellitaires et de photo-aériennes. Cette contribution en géomorphologie périglaciaire propose des avancées dans les sous-domaines situés à la jonction des champs de l'hydrologie des régions froides, de la géophysique de proche surface et des impacts inhérents liés à l'érosion. Trois articles tous revus par les pairs et un acte de conférence constituent le coeur de cette thèse. La thèse démontre que le ravinement par thermo-érosion engendre de multiples perturbations du pergélisol, perturbations qui sont variables à la fois dans le temps et dans l'espace.

La fonte de la glace massive dans le pergélisol dû aux transferts de chaleur convectifs entre l'eau s'écoulant et la glace distingue cette forme d'érosion de celle par conduction ou uniquement mécanique. La thermo-érosion des sols riches en glace est caractérisée par une grande vitesse d'érosion et un potentiel de rétroaction important.

Le ravinement de thermo-érosion sera examiné dans cette thèse à l'échelle d'une grande vallée glaciaire, à celle d'un petit bassin versant formé dans cette vallée jusqu'au polygone à coins de glace singulier. D'autre part l'échelle temporelle permet de situer le processus de ravinement depuis les dernières décennies jusqu'à un intervalle annuel. Les outils utilisés tels que des images aériennes historiques et satellitaires, des sondages au GPS, levées sur le terrain et de l'instrumentation déployée directement sur les sites fournissent des données utiles pour chacune des échelles mentionnées.

Les ravins de thermo-érosion transforment le paysage périglaciaire en captant les écoulements de surface. En considérant les différentes échelles il est possible d'examiner les vitesses d'érosion des sols, la quantité d'eau en transit et les changements hydrologique pré et post-ravinement. Il est essentiel de saisir la géomorphologie type du ravin, sa dynamique et ses impacts sur le biogéosystème pour une région de pergélisol

continu.

Ce chapitre vise à mettre en situation la thèse dans son ensemble. La terminologie propre à la géomorphologie périglaciaire est bien développée et précise (French 2007, van Everdingen 1998). Les concepts clés pertinents pour la thermo-érosion dans un milieu périglaciaire seront conséquemment mis en perspective.

Une section sur l'évolution de la pensée scientifique en géomorphologie périglaciaire, depuis l'avènement de cette branche de la science jusqu'à nos jours mettra en lumière l'état de la science. Cette mise en perspective est nécessaire pour présenter l'état passé et actuel de la géomorphologie périglaciaire et ainsi souligner comment les objectifs spécifiques de la thèse s'intègrent dans cette continuité.

Une synthèse de la littérature propre à l'érosion, la perturbation, la dégradation du pergélisol et de son évolution permettra d'établir le contexte de recherche de la thèse.

Le site à l'étude sera introduit et justifié à l'échelle régionale de l'Ile Bylot et de la vallée. L'approche méthodologique générale sera proposée en détail et sera reprise dans le contexte de chacun des chapitres (2 à 5). L'acquisition des données sur le terrain via les équipements de positionnement (ex : GPS) et les instruments déployés (comme des capteurs de température) y seront indiqués.

Les chapitres 2 à 5 se réfèrent aux articles publiés qui répondent de manière simple ou croisée à un ou plusieurs des objectifs de recherche établis. Une discussion-conclusion complètera la thèse en intégrant d'une manière intégrée l'évolution de ravins de thermo-érosion et leur impact sur l'environnement, comme la température, l'humidité et l'hydrologie.

Les articles et le texte du manuscrit sont originaux et ont été rédigés de manière indépendante ; mon rôle dans leur préparation et dans leur publication est majeur. Le rôle de chacun des co-auteurs des articles sera détaillé au début de chaque chapitre dans la section de mise en contexte.

## 1.1 À propos de la géomorphologie périglaciaire et du pergélisol

### 1.1.1 Définition

La géomorphologie périglaciaire est un sous-domaine de la géographie physique (ainsi que de la géologie et de la géocryologie) dont l'objet d'étude est les formes et les processus qui caractérisent et façonnent les régions froides non couvertes par les glaciers (Barsch 1993, French 2003). Le concept périglaciaire contemporain (French 2000) concerne ainsi les zones qui sont susceptibles à l'action du gel (milieux alpins et zones tempérées subissant le gel pendant les saisons froides) ainsi que le domaine du pergélisol. La définition de la géomorphologie périglaciaire proposée par Thorn (1992) est inclusive et souligne l'importance du rôle de la glace de sol (van Everdingen 1998) dans la dynamique de proche surface et à travers le temps pour cette sous-discipline de la science :

Periglacial geomorphology is that part of geomorphology which has as its primary object physically based explanations of the past, present, and future impacts of diurnal, seasonal, and perennial ground ice on landform initiation and development. Additional components of the subdiscipline include similar investigations of the geomorphic roles of snowpacks (but not glaciers) and fluvial, lacustrine, and marine ice.

Les zones de pergélisol constituent ainsi à l'échelle globale un sous-ensemble du domaine périglaciaire, qui se définit comme suit : le pergélisol constitue un médium dont la température moyenne annuelle à sa surface est inférieure ou égale à 0 °C pendant au moins deux années consécutives (Dobinski 2011, French 2007, van Everdingen 1998). Par définition c'est l'état thermique du dit médium qui détermine si c'est un pergélisol et non pas la présence d'eau gelée dans le matériel. Cette définition simple permet de généraliser des observations qui peuvent être accomplies dans un contexte quelconque (sol, régolithe ou affleurement rocheux, sur Terre ou ailleurs). De plus, le taux d'humidité du sol (potentiellement infime dans les MDV (Ikard et al. 2009) ou importante dans l'Arctique (Hinkel et al. 2001)) ne constitue pas un facteur déterminant dans la définition.

Celle-ci reste valide lorsque des facteurs influencent la température seuil d'engel de la surface, soit dans un contexte où l'eau est saline (Gilichinsky et al. 2003) ou en surfusion due à une haute pression hydraulique.

Le pergélisol est caractérisé par sa température le long d'un profil vertical dû à l'influence des conditions thermiques atmosphériques. Il est fréquemment représenté par un diagramme tautochrone (Figure 1.1 extraite de CNRC Permafrost Subcommittee (1988), Dobinski (2011)) qui permet spontanément d'établir les caractéristiques thermiques propres à un site à l'étude à partir des températures minimum et maximum du sol durant l'année. Un forage et l'instrumentation de celui-ci avec des thermistances et un système d'acquisition des données durant un minimum d'un an sont requis pour construire un tel diagramme.

Il est ainsi possible d'établir à partir de la représentation tautochrone d'un profil de pergélisol :

1. La profondeur de la couche active - couche superficielle dont la température augmente à plus de 0 °C annuellement durant l'été ;
2. La profondeur totale du pergélisol ;
3. L'amplitude des températures annuelles à la surface (minimum - maximum) ;
4. Le décalage thermique (*thermal offset*) indique s'il y a un effet isolant ou pas à la surface (végétation, couvert de neige) ;
5. La profondeur à laquelle le cycle annuel des températures ne se fait plus ressentir (Zero Annual Amplitude - ZAA) ;

Ce type de diagramme permet de facilement comparer les sites entre eux et d'identifier leurs caractéristiques thermiques propres.

### **1.1.2 Distribution et classification**

Les modèles indiquent que le pergélisol couvre environ 25% de la surface terrestre (Anisimov et Nelson 1996, Zhang et al. 2003). Conformément à la définition du pergéli-

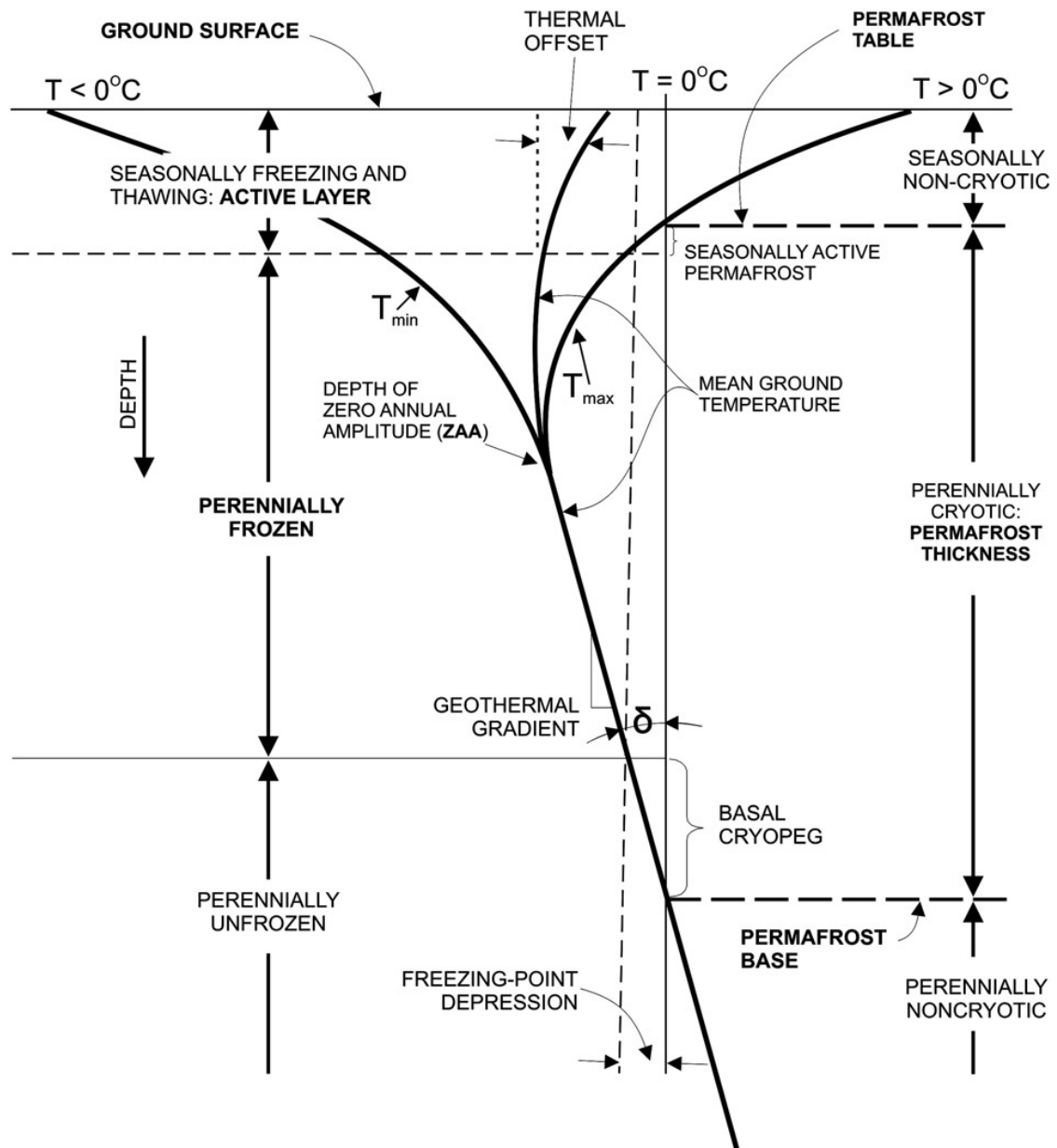


Figure 1.1 – Diagramme conceptuel de type tautochrone extrait de Dobinski (2011) (originellement dans CNRC Permafrost Subcommittee (1988)).

sol, les conditions requises à la surface pour qu'il se développe sont directement influencées par les températures moyennes annuelles de l'air (inférieures à  $0^{\circ}\text{C}$  pendant plus de deux ans). Ceci implique que les régions plus froides sont plus propices à la formation du pergélisol. Le pergélisol peut être, de l'échelle la plus propice à la moins propice,

continu, discontinu, sporadique ou isolé, tel que représenté sur la carte de distribution dans l'hémisphère nord (Figure 1.2).

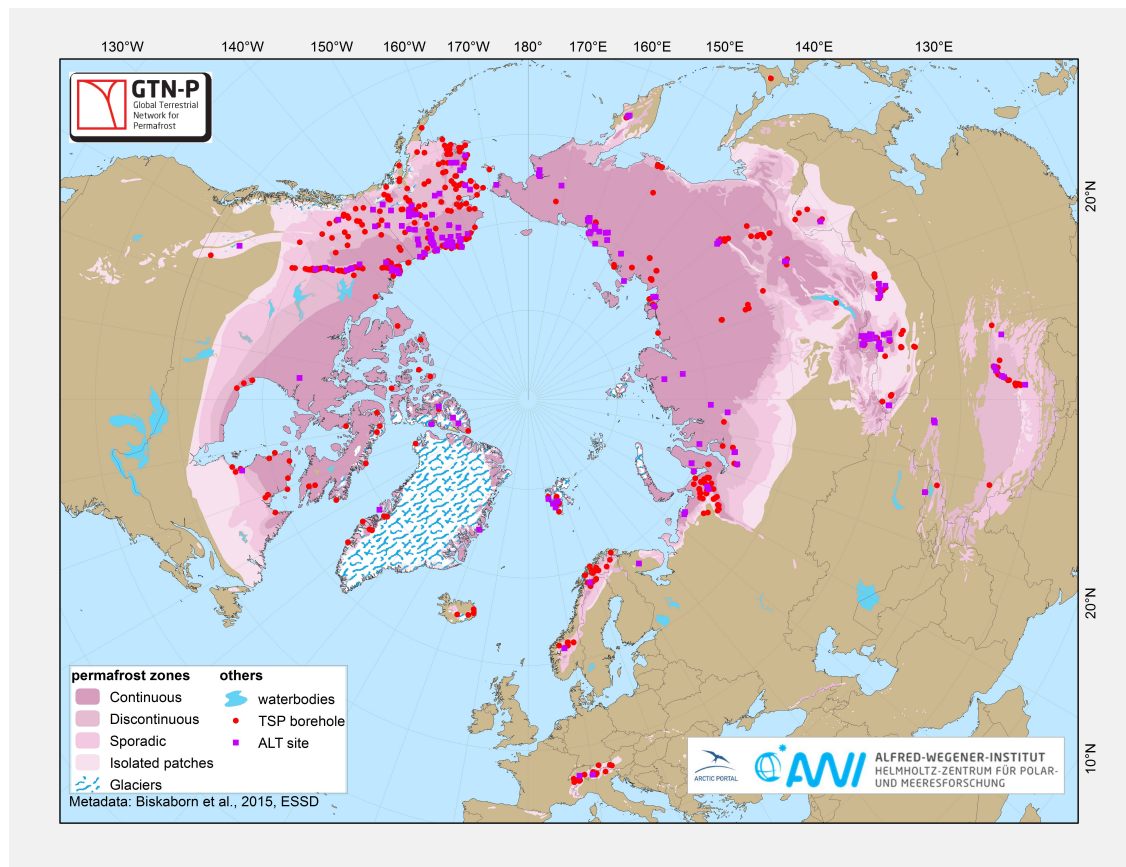


Figure 1.2 – Carte de la distribution du pergélisol dans l'hémisphère nord (Biskaborn et al. 2015). Les stations d'observation de la température du pergélisol (GTN-P) sont indiquées par les points jaunes et rouges sur la carte.

Tel qu'illustré par la carte (Figure 1.2), le pergélisol devient plus probable sur un gradient latitudinal (plus probable lorsque la latitude augmente) et altitudinal, (dû au gradient adiabatique). Les cordillères et hauts sommets (Rocheuses, Andes, plateau Tibétain, les Alpes) sont des exemples d'emplacements de pergélisol alpin de basses latitudes. Pour les hautes latitudes, la limite sud de pergélisol se localise vers 55°N en Amérique du Nord et en Sibérie continentale, et devient de plus en plus probable en progressant vers le pôle.

Cette carte de distribution du pergélisol est probablement parmi la plus actualisée

réalisée, et pourtant la quantité d'inconnues propre aux conditions du pergélisol est importante. La dispersion des points sur la carte est significative (Figure 1.2), particulièrement au Canada (centre, est), une grande part de la Sibérie et du plateau Tibétain. Les estimations propres aux conditions du pergélisol bien que disponibles pour certaines régions, ont une part d'incertitude à considérer, particulièrement en ce qui concerne le contenu en glace potentiel des sols.

## **1.2 Évolution des idées en géomorphologie périglaciaire**

### **1.2.1 Les premières observations rapportées en géomorphologie périglaciaire**

Les premières mentions du concept de pergélisol dans la littérature sont rapportées par des Russes en expédition (durant les années 1630 - 1640) dans le Yakoutie en Sibérie orientale, durant l'élargissement de la sphère d'occupation russe de l'époque (Fedorova 2013). Conséquemment, Golovin et Glebov, les responsables de cette expédition mentionnaient dans leur rapport au Tsar qu'en Yakoutie, les perspectives d'agriculture étaient particulièrement mauvaises en raison du sol qui ne dégèle jamais, même durant l'été (Shiklomanov 2005). Joseph Robson dans 'Account of Six Years Residence in Hudson's Bay from 1733-36 and 1744-47' (Baie d'Hudson) proposait qu'en cultivant de manière dédiée et continue le même endroit, l'engel finirait par disparaître (Legget 1963). L'importance de l'agriculture locale comme mode de subsistance à l'époque se reflétait ainsi dans les écrits des pionniers en régions froides. Le concept du pergélisol était appliqué à une problématique particulière (subsistance, construction) ; l'intérêt envers les connaissances fondamentales ne vint que plus tard.

### **1.2.2 Établissement de la géomorphologie périglaciaire**

Le concept 'périglaciaire' proposé initialement par Walery von Łoziński en 1909 et publié dans l'acte de conférence du XI<sup>e</sup> Congrès International de Géologie à Stockholm en 1910 voulait définir les environnements quaternaires où l'action du gel était important dans les Monts Carpates en Europe Centrale (French 2000, Thorn 1992). Ce qui était remarquable avec cette avancée fut d'avoir conceptualisé le type d'environnement

dans lequel les processus mènent à la genèse de ces morphologies, généralement en marge d'un glacier, par exemple des *felsenmeers*, coulées de blocs ou autres évidences d'une action persistante du gel. L'idée du concept périglaciaire n'était pas nouvelle en soi (Tricart 1968) mais fut néanmoins cernée et mise de l'avant durant cette conférence. Aujourd'hui il est bien compris que l'action du gel et le triage des blocs ne sont pas le propre des régions qui sont adjacentes à un glacier, mais plutôt des régions froides où la proximité avec un glacier ne compte plus (French 2000). La transition fut relativement simple en Russie soviétique où le concept du périglaciaire concernait les larges territoires Sibériens qui étaient exempts de glaciers (Washburn 1980).

### 1.2.3 Géocryologie et géomorphologie périglaciaire

Une certaine distance existait (et existe toujours) entre la littérature Russe et Occidentale sur la géocryologie, en raison d'une barrière de langue, d'une distance géopolitique des sites à l'étude (et des possibilités de collaborations conséquentes) et de l'organisation académique de ce domaine qui sont différentes entre les deux entités (French 2007). La géomorphologie périglaciaire, elle-même un sous-ensemble de la géomorphologie (Figure 1.3.A) est enseigné dans les départements de géographie, mais d'autres domaines d'études sont pertinents aux connaissances sur le pergélisol (sciences planétaires, géologie, géophysique, génie et paléogéographie par exemple). La géocryologie Russe est plutôt intégrée (Figure 1.3.B) alors que la géomorphologie périglaciaire occidentale sépare la science fondamentale de la science appliquée (génie) et ne se concentre que sur un sous-ensemble de la géocryologie. Mais peu importe le contexte académique régional, ce domaine reste multi-disciplinaire (Figure 1.3.C).

Dès les années 1930 la géocryologie était considérée comme une branche indépendante des sciences de la terre, un manuel d'investigation du pergélisol était disponible et ainsi des efforts de recherche conséquents étaient mis de l'avant et planifiés par l'Académie des Sciences de l'URSS (Tsytoich 1963). Le comparatif suivant illustre la distance entre le niveau d'intégration des connaissances sur le pergélisol entre la sphère soviétique et occidentale durant les années 1930 - 1940. Pendant la construction de la Route de l'Alaska (Alaska-Canada Highway) durant les années 1940, aucune observa-



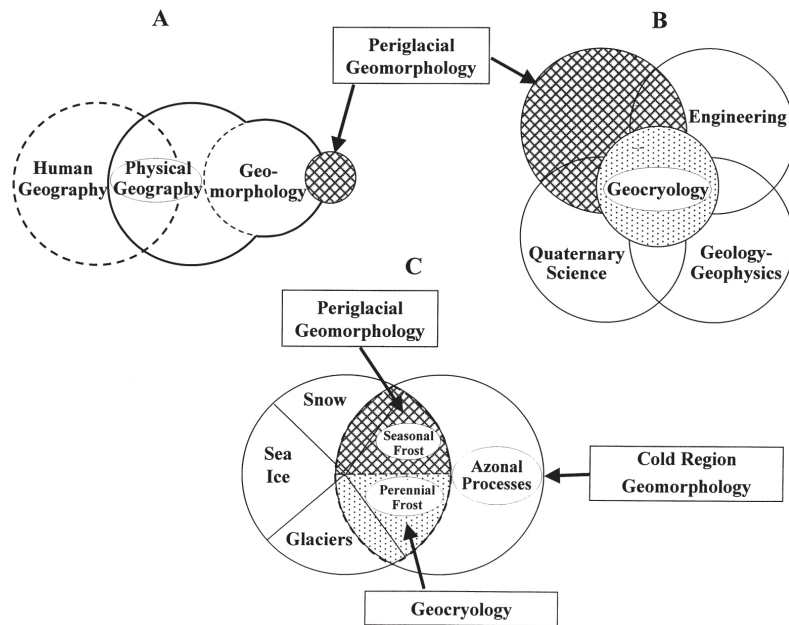


Figure 1.3 – Diagramme de Venn représentant les intersections entre les sous-domaines liés à l'étude de la géocryologie et de la géomorphologie périglaciaire. Extrait de French (2007).

tion, sondages ou prises de mesures planifiées qui auraient pu mitiger les effets de la perturbation du pergélisol sur les infrastructures ne furent accomplis. Simultanément, en Russie Soviétique, il était obligatoire dès 1938 pour toute instance gouvernementale d'avoir caractérisé le pergélisol localement avant de démarrer un projet de construction (Muller 1947).

La traduction et l'établissement depuis la littérature russe vers l'anglais de 'permafrost' et de plusieurs concepts clés fut désigné par Simon W. Muller durant les années 1940 (French 2007, Legget 1963) dans Muller (1947), une contribution clé dans le domaine. Cette contribution (Muller 1947) engendra un élan dans l'intérêt de l'étude des phénomènes propres à la géomorphologie périglaciaire en Occident durant la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle.

#### 1.2.4 La géomorphologie périglaciaire aujourd'hui

Washburn (1980) cernait vers la fin des années 1970 quatre objectifs propres à la recherche en géomorphologie périglaciaire, soit :

1. de déterminer le mécanisme exact d'un processus périglaciaire ;
2. de déterminer l'implication environnementale de ces processus ;
3. d'appliquer les informations obtenues afin de reconstituer les environnements quaternaires ;
4. d'utiliser ces approches (historiques, par processus) pour contribuer à déterminer quels seront les changements environnementaux à venir.

Les quatre objectifs proposés sont encore valides aujourd'hui. Malgré les avancées technologiques, telles qu'avec la miniaturisation et la disponibilité des nouveaux capteurs disponibles en télédétection et en géophysique, les grandes capacités de traitement des ordinateurs récents, il reste de nombreuses questions scientifiques propres à la géomorphologie périglaciaire qui sont mal comprises ainsi que de régions qui restent sous-caractérisées (espaces non-instrumentés dans la Figure 1.2). La difficulté d'accéder à certains sites en raison de leur distance reste une réalité. De plus le déploiement d'instruments de manière durable en région périglaciaire est souvent problématique en raison des conditions climatiques difficiles et des défis logistiques liés à l'accès aux sites. Des modèles physiques et numériques peuvent être développés en laboratoire, mais il reste nécessaire d'obtenir les données de référence à partir d'une instrumentation et d'un échantillonnage directement sur le terrain à l'étude.

### **1.3 Synthèse de la littérature**

#### **1.3.1 La thermo-érosion**

En raison de l'importance de ce processus dans la formation des ravins à l'étude, il convient de définir qu'est-ce que la thermo-érosion, dans quels contextes elle peut survenir, quelles sont les propriétés et les dimensions physiques impliquées. Les sous-sections suivantes portent sur les points sus-mentionnés.

### 1.3.1.1 Définition de la thermo-érosion et de son contexte

La thermo-érosion est un mode d'érosion qui combine l'érosion mécanique des sols par l'eau à l'érosion par transfert de chaleur (Costard et al. 2003). La thermo-érosion contribue significativement à l'érosion et à la dégradation des sols riches en glace dans les régions froides (Andersland et al. 2004). L'eau qui entre en contact avec le pergélisol transfère des quantités importantes de chaleur vers les sols gelés, ce qui mène au dégel du pergélisol, mais aussi à son érosion mécanique (par exemple les effondrements, les détachements ou l'abrasion granulaire) (Fortier et al. 2007). L'efficacité de la convection en tant que vecteur d'érosion dominant dans les régions froides varie significativement en fonction de la différence de température entre l'eau et le pergélisol, la quantité d'eau impliquée et la turbulence de l'eau (Incropera 2007, Veuille et al. 2015, Williams et Smith 1989). Dans l'environnement, la thermo-érosion survient dans un cadre de déséquilibre thermique, lorsqu'un seuil est atteint ou en réponse à une perturbation. Un exemple de seuil atteint est lorsqu'un écoulement concentré et répété dans une fente de gel ouverte permet la formation d'un réseau sous-terrain d'écoulement qui mène à un ravinement (Fortier et al. 2007).

Les situations de seuils où la thermo-érosion se déclenche peuvent se produire durant un contexte de changement du climat où des extrêmes climatiques surviennent plus fréquemment. Des seuils peuvent être franchis lors d'une fonte très rapide du couvert de neige au printemps, ce qui implique un excès d'eau en circulation dans des réseaux d'écoulement saturés ; situation qui peut aussi se produire lors d'événements de précipitations intenses durant un intervalle court. Une situation de seuil peut se produire suivant la construction d'infrastructures lorsque le réseau de drainage existant est soudainement perturbé et qu'il est en cours d'ajustement. Au Yukon à Beaver Creek, des travaux d'excavation afin de construire une tranchée drainante (Figure 1.4) le long de l'Alaska Highway ( $62^{\circ}20'17''N$   $140^{\circ}50'05''O$ ) ont mené à l'exposition d'un coin de glace fossile (enfoui) qui était auparavant en équilibre thermique (Figure 1.5). Son exposition soudaine l'a soumis à une situation de déséquilibre. La fonte rapide de ce coin de glace et la subsidence des sols adjacents est un ajustement à une situation de déséquilibre thermique

entre ce coin de glace exposé et des écoulements d'eau.



Figure 1.4 – Une tranchée drainante a été excavée en 2010 le long de la Alaska Highway, Beaver Creek, YT (photo prise le 8 Octobre 2010). Crédits : Paul Murchison, Yukon Highways and Public Works

Plus généralement, le processus de thermo-érosion a été observé sur la côte nord de l'Alaska, au Yukon, dans l'Archipel Arctique Canadien, en Sibérie et en Antarctique. Le processus de thermo-érosion du pergélisol est répertorié dans quatre environnements en zone de pergélisol continu : il peut être fluvial (Costard et al. 2003, Dupeyrat et al. 2011), côtier (Lakeman et England 2013, Lantuit et al. 2012, Walker et Amborg 1963), lacustre (Burn et Smith 1990, Jorgenson et Shur 2007, Osterkamp et al. 2009) ou terrestre (Fortier et al. 2007, Godin et Fortier 2012a, Gooseff et al. 2013, Levy et al. 2008). Chacun de ces environnements subit l'impact de la thermo-érosion d'une manière qui lui est propre en fonction des paramètres physiques qui gouvernent l'interaction eau-pergélisol de l'environnement donné ; en voici quelques exemples :

1. L'érosion mécanique, l'abrasion en plus de la convection contribuent à l'érosion des côtes gelées dans un milieu littoral (Hoque et Pollard 2009) ;
2. Dans les milieux fluviaux où le cours d'eau est important, les contenus en glace



Figure 1.5 – Coin de glace inactif exposé à proximité de la tranchée drainante près de la Alaska Highway, Beaver Creek, YT. Cette exposition fut une conséquence des changements des conditions de surface qui résulta en un franchissement du seuil menant à des perturbations. La thermo-érosion résultante provoqua des tassements et un petit ravin qui se stabilisera dans ces nouvelles conditions (Photo saisie le 28 Août 2011). Crédits : Michel Sliger. Isabelle de Grandpré sur la photo fait figure d'échelle.

faibles se sont révélés plus sensibles à la fonte que le pergélisol riche en glace massive (Costard et al. 2003) ;

### 3. Lacs de toundra et la thermo-érosion :

- (a) L'un des moments critiques dans l'évolution d'un lac de toundra (Jorgenson et Shur 2007) est son drainage, qui peut être partiel, ou complet. Le drainage artificiel du lac Illisarvik (Mackay 1997) durant l'été 1978 a été déclenché par le creusement d'une tranchée drainante qui suivait une série contigüe de coins de glace du lac vers la mer de Beaufort. L'écoulement, initialement faible ( $1 \text{ L s}^{-1}$  dans le petit chenal), s'amplifia rapidement jusqu'à environ  $1000 \text{ L s}^{-1}$ , pour le drainage complet du lac en une dizaine d'heures. Cet écoulement transféra une quantité de chaleur importante vers les coins de glace adjacents, ce qui permit l'élargissement du canal de drainage et la formation de tunnels par thermo-érosion. L'été suivant, des coins de glace poly-génétiques exposés (coin de glace tronqué et glace de regel ou 'pool ice') en

raison du drainage ont été remarqués près de l'exutoire, ce qui constitue une évidence supplémentaire d'un drainage récent.

(b) Les lacs de thermokarst sont sensibles aux vents et à la fonte du couvert de glace hivernal. La température de l'eau stratifiée pendant l'hiver sera uniformisée suite à la fonte du couvert et l'effet du vent causant des vagues prolonge cet effet d'uniformisation des températures (Hinkel et al. 2012).

4. Les ravins qui se forment dans un milieu terrestre comme une terrasse de polygones à coin de glace se développeront presque exclusivement dans les coins de glace qui forment les côtés des polygones (Fortier et al. 2007, Veillette et al. 2015) ce qui est à l'opposé des observations sur le fleuve Léna (Sibérie, RU) (Dupeyrat et al. 2011).

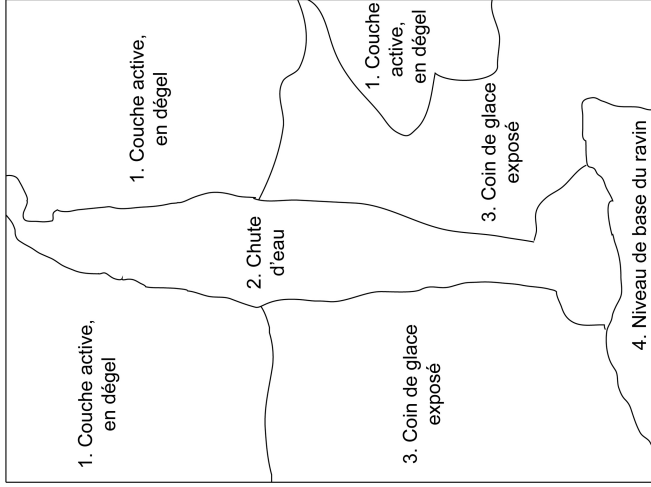
Les processus de transferts thermiques peuvent être communs d'un milieu à l'autre. La thermo-érosion en tant que processus peut se produire avec toute forme de glace et ainsi n'est pas limitée au pergélisol : les tunnels sous-glaciaires et les bédrières sont aussi des formes résultant de la thermo-érosion. Par le même processus physique, les icebergs à la dérive subissent de la thermo-érosion au contact de l'eau de mer. Vu le contexte de la présente recherche, les exemples porteront sur la thermo-érosion du pergélisol.

### 1.3.1.2 La thermo-érosion et les transferts de chaleur convectifs

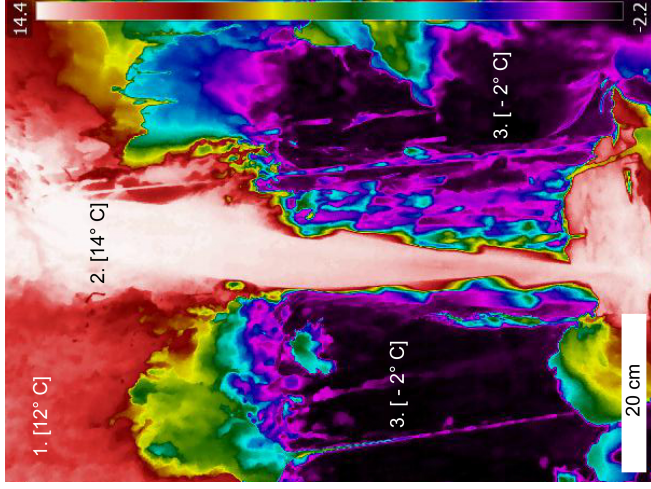
La thermo-érosion du pergélisol se produit par transfert de chaleur convectif. L'eau (de mer, d'une rivière ou de ruissellement) est plus chaude que le pergélisol. La différence de température entre l'eau et le pergélisol ( $\Delta T_{w,i} = T_w - T_i$ ) peut être très faible ( $\Delta T_{w,i} < 1^\circ\text{C}$ ) durant l'écoulement provenant de la fonte des neiges vers la fin du printemps, mais peut devenir beaucoup plus importante lorsque les températures de l'air augmentent durant l'été ( $\Delta T_{w,i} > 10^\circ\text{C}$ ). Cette eau qui contient une quantité de chaleur importante entre en contact avec le pergélisol et transfère cette énergie vers le sol. Une photographie multispectrale (visible et thermique) d'un axe de ravin en cours de thermo-érosion active (Ile Bylot, NU, 2014) montre les importantes différences de température dans ce système (Figure 1.6).



(a) Exposition d'un coin de glace en tête de ravin dans le spectre visible.



(b) Plan du profil de coin de glace exposé : visible en (a) et thermique (c).



(c) Exposition en tête de ravin dans le spectre de l'infrarouge thermique.

Figure 1.6 – Exposition d'un coin de glace et ruissellement sur la glace. Les trois représentations projettent le même point de vue de l'exposition, avec en (a) une vue dans le spectre du visible, en (b) un plan représentant l'exposition et en (c) la même vue en infrarouge (thermique). Les contrastes de température (sous-figure c) sont particulièrement importants entre l'eau ( $T_w = 14^\circ\text{C}$  et la glace de coin de glace à  $T_i = -2^\circ\text{C}$ ) au contact. Les valeurs de température fournies par le capteur infrarouge sont approximatives, mais l'ordre de grandeur (différentiel) est représentatif.

À partir de la surface de contact entre l'eau et le pergélisol, le transfert de chaleur dans le milieu solide passe en mode conduction. L'eau en circulation sur une surface solide implique un transfert de chaleur convectif dans la partie liquide (en raison de la circulation de l'eau et de sa turbulence) et est conductive à l'interface solide-liquide (Veuille et al. 2015). Ainsi l'équation de convection tient compte à la fois des processus de la conduction et de la convection. Ces concepts de physiques classiques sont expliqués en profondeur dans des manuels de physique thermique ou de géophysique (Incropera 2007, Jumikis 1977).

**1.3.1.2.1 La conduction** Les problèmes de transferts thermiques par conduction sont généralement résolus avec l'équation de Fourier. Dépendant des unités disponibles ou des résultats souhaités, le flux thermique et le taux de transfert de chaleur permettent de résoudre ces problèmes. Le flux de chaleur pour une problématique simplifiée à une dimension (eq. 1.1) :

$$q_x'' = -k \frac{dT}{dx} \quad (1.1)$$

et s'exprime en  $\text{W m}^{-2}$ .

Le terme  $-k$  est un indice déterminé par la conductivité du matériel, et est exprimé en  $\text{W m}^{-1} \text{K}$ .

Dans le cas d'un système simplifié d'un transfert conductif à une dimension, celui-ci peut être représenté tel que montré en Figure 1.7 et résolu de la manière suivante (eq. 1.2) :

$$\frac{dT}{dx} = \frac{T_2 - T_1}{L} \quad (1.2)$$

soit le gradient thermique à travers le médium ou la différence entre la température de chaque côté du médium divisé par la largeur  $L$ .

Le taux de transfert de chaleur  $q_x$  consiste en un indice du flux  $q_x''$  multiplié par unité



de surface  $A$  (en watt, eq. 1.3 et 1.4).

$$q_x = q_x'' * A \quad (1.3)$$

ou

$$q_x = -kA \frac{dT}{dx} \quad (1.4)$$

**1.3.1.2.2 La convection** La convection est un mode de transfert thermique qui se compose de deux mécanismes, soit la diffusion et l'advection. Pour résumer, la chaleur peut se transférer via la diffusion aléatoire des particules dans un médium (l'eau en l'occurrence), mais aussi par le transport de l'eau (advection). Dans le contexte de la problématique de la thermo-érosion du pergélisol, l'eau est le médium de transport thermique en cause.

L'équation générale de convection (eq. 1.5) s'exprime sous la forme :

$$q'' = h(T_\infty - T_s) \quad (1.5)$$

où  $q''$  est le flux de transfert thermique convectif ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $T_\infty$  la température de l'eau et  $T_s$  la température de la surface (Kelvin). Le terme  $h$  ( $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$ ) est le coefficient de transfert de la chaleur convectif. Le terme  $h$  varie en fonction de la nature du fluide, des conditions d'écoulement et des conditions de la couche limite. Le terme  $q''$  est négatif dans le contexte de l'eau qui s'écoule sur de la glace.

**1.3.1.2.3 Les couches limites** Les transferts de chaleur par convection varient en quantité de chaleur transmise (et en leur efficacité relative à éroder le matériel gelé) en fonction de trois couches limites :

- La couche limite de vitesse ;
- La couche limite thermique ;
- la couche limite laminaire et turbulente ;

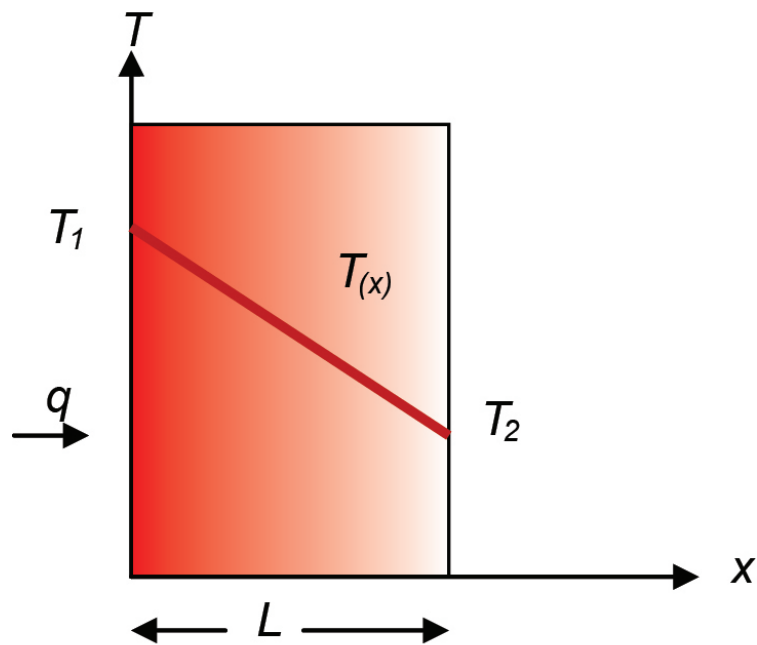


Figure 1.7 – Exemple simplifié d'un transfert de chaleur conductif à une dimension. L'écart entre  $T_1$  et  $T_2$  sur la longueur  $L$  fournit le gradient thermique. Extrait de Incropera (2007).

**La couche limite de vitesse** Le concept de couche limite de vitesse (Figure 1.8) permet de modéliser la vitesse du fluide en fonction de sa distance de la surface d'écoulement. Théoriquement, à l'interface fluide – surface, les particules du fluide ont une vitesse nulle. Ces particules à vitesse nulle tendent à retarder la vitesse des particules qui se trouvent dans la couche immédiatement au-dessus. Le ralentissement causé se fait ressentir jusqu'à ce que celui-ci soit négligeable, soit pour toute position  $y = \delta$ . Ce ralentissement est associé à la force de cisaillement  $\tau$  qui agit parallèlement à la surface. Donc toutes les particules qui se trouvent sous la courbe  $\delta$  sont sujettes au ralentissement dû aux contraintes de cisaillement, et celles qui se trouvent au-delà de  $\delta$  sont en écoulement libre. La contrainte de cisaillement de l'eau exerce une force cinétique sur la glace.

**La couche limite thermique** La couche limite thermique se développe lorsque la température du fluide et celle de la surface de contact diffèrent. À l'interface fluide – surface, il y aura température très proche de celle de la surface. Le liquide sera donc froid proche de la surface de contact et sera plus chaud lorsque la distance augmente, dû à des échanges de chaleur entre les couches subséquentes. Le terme  $\delta$  définit la couche limite telle que montrée par la courbe dans la figure 1.9.

**La couche limite laminaire et turbulente** Le niveau de turbulence dans un écoulement doit être pris en compte lors de l'analyse de l'effet de la thermo-érosion. La turbulence dépend de la convection et de la rugosité de la surface d'écoulement. Un

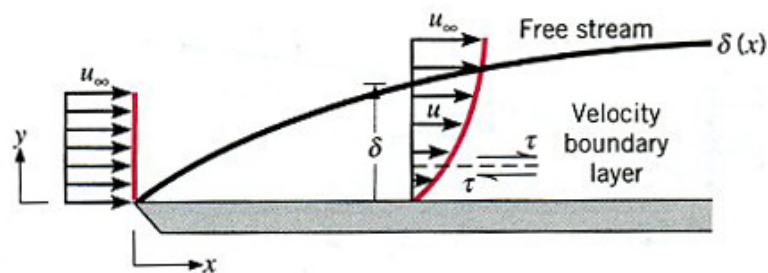


Figure 1.8 – La couche limite de vitesse sur une surface plane. Extrait de Incropera (2007).

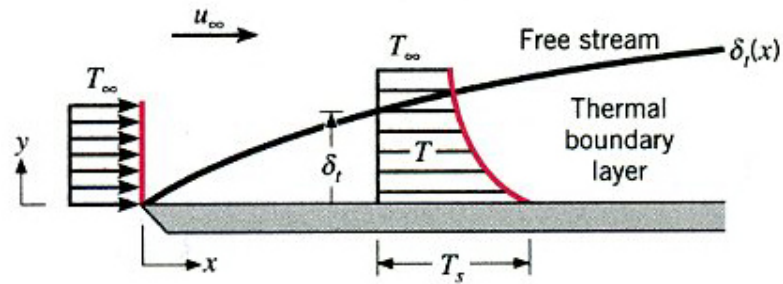


Figure 1.9 – La couche limite thermique sur une surface plane. Cette figure provenant de la littérature assume une température de surface supérieure au fluide – ce qui est à l’inverse de nos environnements à l’étude. Dans le contexte où l’eau est moins froide que la glace,  $T_w \approx 0^\circ\text{C}$  lorsque  $y \approx 0$ . Extrait de Incropera (2007).

écoulement laminaire est caractérisé par sa structure, c’est-à-dire que chaque couche respecte sa position  $y$  dans l’écoulement (Figure 1.10). Si les conditions de rugosité ou la vitesse d’écoulement augmentent, l’écoulement laminaire deviendra un écoulement en transition vers un écoulement turbulent. L’écoulement en transition possède les caractéristiques combinant écoulement laminaire et turbulence. L’écoulement turbulent est irrégulier et se caractérise par des directions d’écoulement aléatoires sur un plan tri-dimensionnel (Incropera 2007). L’écoulement proche de la surface reste relativement laminaire même dans la zone turbulente et se nomme la couche visqueuse. Une couche intermédiaire (tampon) sépare la couche visqueuse de la zone turbulente (Figure 1.10). Une turbulence mesurée plus importante favorisera des transferts thermiques entre le fluide et la surface, alors qu’une turbulence moindre réduit la convection.

### 1.3.1.3 Les paramètres du processus de thermo-érosion dans la littérature

La quantification de la thermo-érosion à partir de mesures sur le terrain et en laboratoire permet de déterminer quelles sont les contributions de chaque paramètre mesuré sur le processus. Les paramètres déterminants pour le calcul de la thermo-érosion dans une zone de pergélisol sont :

- La température de l’eau ;
- La température du pergélisol au contact ;

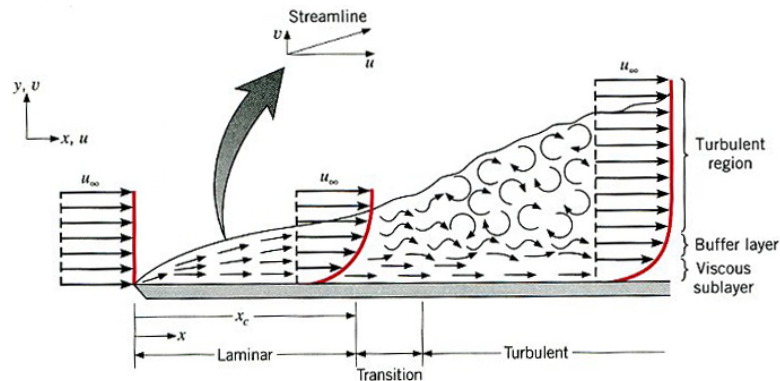


Figure 1.10 – Représentation d’un modèle d’écoulement de laminaire à turbulent. Extrait de Incropera (2007)

- Le débit de l’eau ;
- Le contenu en glace du pergélisol ;

Une température de l’eau élevée et l’écart de température entre l’eau et le pergélisol sont les paramètres qui contribuent le plus à l’érosion dans un contexte fluvial ( $Q > 100\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) alors qu’un fort contenu en glace ralentit la thermo-érosion (Randriamazaoro et al. 2007). À l’opposé, dans un milieu terrestre où les quantités d’eau de ruissellement sont faibles ( $Q < 2\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) (Godin et Fortier 2012a), la présence de glace massive (coin de glace) est déterminante pour que la thermo-érosion se produise. De plus une fois la thermo-érosion enclenchée, en contraste avec l’érosion mécanique, aucune énergie n’est requise pour déplacer des sédiments en transport vu que le produit d’érosion est l’eau. D’autres milieux ont aussi été répertoriés pour lesquels un contenu en glace élevé favorise la thermo-érosion (Dallimore et al. 1996, Dupeyrat et al. 2011). Le calcul de ce qui influence la thermo-érosion peut donc varier d’un site à l’autre en fonction du milieu sédimentaire.

### 1.3.2 Le ravinement

#### 1.3.2.1 Méthodes courantes de l’étude du ravinement et quelques études de cas

Le ravinement est largement étudié dans le domaine des sciences de l’agriculture dans les zones climatiques arides (Boucher et Powell 1994, Gutiérrez et al. 2009, Ries

et Marzloff 2003) ou tempérées (Poesen et al. 2003). Les paramètres qui sont principalement retenus pour caractériser un ravin sont la quantité de chenaux de ravinement par km, les volumes de sol par surface érodée annuellement, les problèmes de drainage et de la qualité de l'eau, la diminution des terres arables et l'établissement de mesures de mitigation pour les utilisateurs. L'unité spatiale qui est fréquemment utilisée comme la plupart des problèmes ayant une dimension hydrologique est le bassin versant.

Un indice sur la quantification de l'érosion pour un système de drainage donné est déterminé par le ratio de sédiments érodés (en suspension) qui transite hors du bassin versant par l'aire du bassin versant (Walling 1983). Cette méthode est utilisée pour projeter des estimations sur l'érosion d'un bassin versant et déterminer si des mesures de mitigation peuvent être prises. L'une des incertitudes propres à cette méthode et qui diminuent la portée des résultats obtenus est que seule une partie infime du produit d'altération traversera l'exutoire du cours d'eau (Benda et Dunne 1997), ce qui requiert par conséquent un échantillonnage considérable sur le terrain, en particulier sur la nature des dépôts de surface et de leur vulnérabilité à l'érosion (Valentin et al. 2005). Des travaux indiquent une relation négative entre la quantité de sédiments érodés par surface et l'aire du bassin versant, mais des recherches plus récentes indiquent une relation positive ou une absence de relation entre les deux paramètres (de Vente et al. 2007) ce qui complique davantage les prédictions. Les avancées récentes sur les techniques d'acquisition des données (télé-détection et images satellitaires, stations de mesure du climat, modèles d'élévation numériques et sondages géologiques) devraient être paramétrées dans les modèles pour obtenir de meilleures estimations.

Des méthodes fréquemment utilisées comportent une approche de télé-détection et de photo-interprétation (Daba et al. 2003) en utilisant des photos aériennes et/ou satellitaires, selon la disponibilité. L'installation de piquets d'érosion sur le terrain est également répandue pour marquer l'évolution spatio-temporelle de l'érosion. Le développement d'un ravin de 8,7 ha en Nouvelle-Zélande a été suivi à fine échelle sur un an à l'aide d'une méthode combinant un modèle d'élévation numérique précis, des photos aériennes du site prises au début et à la fin de l'intervalle, des relevés avec théodolite, piquets et points de contrôle au sol (Betts et al. 2003).  $5870 \pm 1710 \text{ m}^3$  ont été érodés

pendant l'intervalle d'observation, les sédiments provenant majoritairement de glissements de terrain.

En Colombie-Britannique (Canada), une procédure d'évaluation formative a été développée pour identifier, caractériser et évaluer le risque des chenaux de ravinements qui sont fréquemment rencontrés sur la côte ouest (British Columbia, Ministry of Forests 2001). Le ravin est séparé en trois sections, soit les zones de têtes, de transport et de delta (accumulation). Un cadre quantitatif permet de définir si le système se caractérise en tant que ravin (par exemple il est requis pour qualifier un ravin : a) un gradient de pente supérieur ou égal à 25% ; b) que le canal principal ait un gradient de pente supérieur à 50%). Un cadre établi propose une stratégie de caractérisation, de suivi et d'échantillonnage selon des positions transversales établies (près de la tête, dans la zone de transport, à la transition du canal-delta). L'environnement proximal peut varier d'une forêt à couvert complet jusqu'à une zone récemment déboisée (et plus vulnérable). Dépendant de la proximité d'infrastructures ou de rivières à poissons, des stratégies de mitigation sont proposées.

Une autre approche utilisée consiste à définir un milieu d'étude et de caractériser tous les ravins qui s'y trouvent sur une période de plusieurs décennies, à l'aide principalement de photos aériennes historiques. Des taux de progression moyens atteignaient  $2,31 \text{ m a}^{-1}$  d'érosion linéaire et  $277 \text{ m a}^{-2}$  de surface entre 1930 et 1992 pour 44 ravins observés sur la rive ouest du Lac Huron ON, CA (Burkard et Kostaschuk 1997). Les grands ravins progressaient plus rapidement comparativement aux petits qui avaient tendance à se stabiliser. Les années de fortes précipitations (neige ou pluie) sont bien corrélées avec l'augmentation de la progression des ravins.

Bien que les outils de télédétection aident à modéliser et à projeter, la saisie de données de terrain reste incontournable.

### **1.3.2.2 Les facteurs contrôlant l'érosion**

Dans les milieux tempérés ou arides (excluant les milieux arides froids), les processus ou facteurs qui dominent la dynamique de ravinement peuvent être sensiblement différents des milieux froids où le pergélisol existe. La part de l'érosion mécanique pour

le ravinement en région tempérée par rapport à l'érosion thermique est proche de 100%, alors que dans les régions froides, la part thermique est beaucoup plus importante (Fortier et al. 2007). Les facteurs qui augmentent la force cinétique régissent donc les facteurs d'érosion en zone tempérée (Valentin et al. 2005) :

- Le gradient de pente augmente la vitesse de ruissellement et la force d'érosion ;
- La pente et l'aire de drainage critique permettent à une quantité d'eau suffisante de se concentrer et de s'écouler et éventuellement d'exercer une force d'érosion suffisante pour amorcer et maintenir un ravin (Wu et Cheng 2005) ;
- La lithologie et la nature des dépôts de surface contrôlent les taux d'érosion et la géométrie du réseau. Ce contrôle est important pour tous les environnements tempérés ou froids.
- La possibilité pour le terrain de la formation d'écoulements sous-terrains ('piping' et tunnels) (Bryan et Jones 1997). Ce contrôle est possible dans les environnements tempérés ou froids.
- L'un des facteurs les plus importants est la perturbation anthropique et le changement d'utilisation d'un terrain. L'environnement physique non perturbé est en équilibre relatif dans l'espace – ou en évolution vers l'équilibre. La déforestation, l'agriculture, le développement d'infrastructures changent les réseaux de drainage, brisent la topographie par exemple, ce qui favorise la formation d'horizons cimentés ou un ruissellement augmenté. Un réseau de drainage perturbé peut mener à la formation de mares ou de ravins (Valentin et al. 2005).

### **1.3.3 Milieu et dynamique de formation des ravins de thermo-érosion**

#### **1.3.3.1 Les coins de glace**

Sous l'effet des forces de contraction et d'expansion due aux variations annuelles des températures à la surface du sol, des fissures et des fentes de gel (Lachenbruch 1962) peuvent se former dans les régions de pergélisol froides lorsque les conditions de surface



(température, susceptibilité à la contraction) sont adéquates. Des fentes de gel peuvent donc se former dans la zone de pergélisol discontinu (vers 60° de latitude nord) et devenir de plus en plus fréquentes et probables vers le nord. Il fut initialement remarqué que les fentes de gel actives se trouvaient dans les isothermes à la surface du sol sous les  $-6^{\circ}\text{C}$  à  $-8^{\circ}\text{C}$  (Washburn 1980) mais une étude subséquente confirma que le craquement est possible à  $\sim -3,5^{\circ}\text{C}$  (Hamilton et al. 1983). Ainsi l'isotherme de  $\sim -3,5^{\circ}\text{C}$  délimite la zone de seuil où les coins de glace actifs peuvent se développer. Les coins de glace sont la forme de glace massive la plus répandue dans l'ensemble des surfaces non submergées et non glaciaires de la zone de pergélisol continu (Lacelle et al. 2013). De manière générale, la glace massive est un type de glace en excès dans le pergélisol qui peut engendrer des subsidences significatives des surfaces dans l'éventualité d'une perturbation et de la fonte de cette glace (French 2007). Environ 48% de la surface du Canada est concernée par le pergélisol (French 2007, Vonk et al. 2013, Zhang et al. 1999), soit plus de 4 000 000 km<sup>2</sup>.

Dans cette région, il existe des coins de glace actifs (soumis à la fissuration à intervalles variables), inactifs et fossiles (enfouis). Les coins de glace sont donc fortement répandus et peuvent être présents sous la surface même dans les zones de pergélisol discontinu. Ainsi, la glace massive la plus communément trouvée sur le terrain est la glace de coin de glace.

Suite à la fissuration hivernale, les fentes de gel demeurent généralement ouvertes jusqu'au printemps. L'infiltration d'eau de fonte des neiges dans les fentes de gel entraîne le développement de veines de glace dans le pergélisol. La répétition de ce processus au cours des années entraîne le développement de coins de glace de dimensions variables (Figure 1.11). La fissuration se produit généralement, mais pas dans tous les cas (Mackay 1992), durant de baisses subites et de forte amplitude des températures de l'air pendant une incursion de masses d'air froides (Allard et Kasper 1998, Fortier et al. 2006, Mackay 1993). Au plan thermo-mécanique, la fissuration est fonction de la température du sol, du taux de refroidissement de la température à la surface, des propriétés géotechniques des sols gelés et de l'épaisseur du couvert de neige (Lachenbruch 1962). Les coins de glace ainsi formés peuvent mesurer plusieurs mètres de profondeur et de

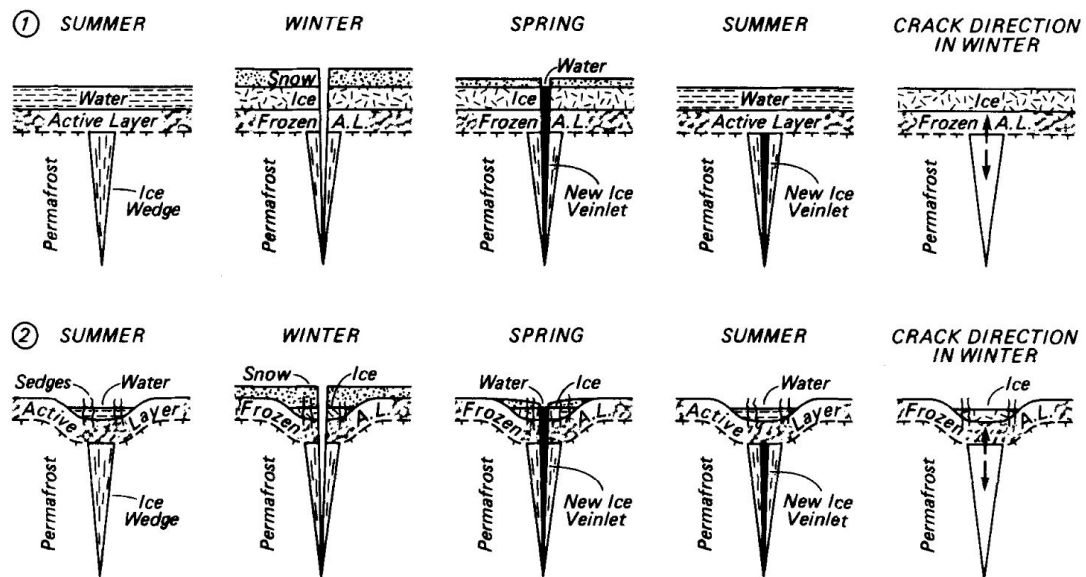


Figure 1.11 – Schéma illustrant la dynamique du coin de glace et le rôle de la fente de gel dans son évolution. Extrait de Mackay (1989). Le sous-schéma 1 qui est représenté dans la partie supérieure de la figure montre un modèle du processus d'évolution d'un coin de glace dans un environnement de fond de lac drainé, ce qui est semblable aux processus qui régissent l'évolution des coins de glace en milieu terrestre (sous-schéma 2, partie inférieure).

largeur, et s'organisent spatialement en polygones à coin de glace qui ont des arêtes de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de longueur.

### 1.3.3.2 Cryostructures dans la roche en place et dans les dépôts meubles

Dans les milieux périglaciaires, la glace de coin de glace, de ségrégation et lenticulaire peut se former dans des dépôts meubles de même que dans la roche en place (French et Shur 2010). La cohésion du roc composant des surfaces rocheuses peu altérées rend peu susceptible ce matériel à la thermo-érosion. L'érosion thermo-mécanique du roc peu altéré peut prendre un temps considérable (Murton et al. 2006).

À l'opposé, les dépôts fins (granulométrie inférieure aux sables) sont propices à la formation de cryostructures et de coins de glace potentiellement sensible à la thermo-érosion, et semblent varier en fonction de la dynamique de déposition (épigénétique ou syngénétique). Des observations dans le tunnel du CRREL (Fairbanks, AK) montrent

que les cryostructures lenticulaires, micro-lenticulaires et à couches (belt) sont caractéristiques des milieux syngénétiques. En effet l'accumulation à long terme de sédiments et la remontée simultanée de la base de la couche active laissent des lentilles de glace qui sont orientées sur un plan normal par rapport au front de gel. Les milieux épigénétiques sont caractérisés par une surface exposée aux conditions froides périglaciaires pour de longues périodes. Les dépôts fins sont soumis au processus de cryosuction et développent d'épaisses lentilles de glace et des cryostructures riches en glace de type réticulé. Les dépôts riches en matière organique peuvent contenir une quantité d'eau considérable ce qui augmente le contenu en glace du sol. Les sédiments plus grossiers (par exemple : sables et graviers – deltas / colluvions) sont moins susceptibles de permettre la formation de cryostructures bien développées due à la porosité élevée typique pour ces types de dépôts. Dans les dépôts éoliens, des lentilles bien développées sont fréquentes. Les dépôts lacustres ou marins sont susceptibles à la formation d'épaisses lentilles de glace et de cryostructures riches en glace de type réticulé et suspendu (Figure 1.12) (French et Shur 2010, Stephani et al. 2010).

A








CRYOSTRUCTURE AND CODE	SEDIMENT	ICE	OCCURRENCE AS OR WITHIN
 structureless (Si)	sand gravel	pore	ice in sand + gravel
 lenticular (Le)	muddy peat mud (fine sand)	sand segregated	crack infill ice/sediment lenses massive ice icy sediments (ice wedges) (composite sand-ice wedges) (dilation-crack ice)
 layered (La)	muddy peat mud (fine sand)	sand segregated intrusive	crack infill ice/sediment layers massive ice icy sediments ice wedges composite sand-ice wedges dilation-crack ice
 regular reticulate (Rr)	mud	segregated	ice in mud
 irregular reticulate (Ri)	mud	segregated	ice in mud
 crustal (Cr)	mud frost-susceptible clasts	segregated	
 suspended (Su)	mud sand gravel	mud sand gravel segregated intrusive	icy layer at top of permafrost ice dykes in mud ice lenses massive ice icy sediments ice dykes

Figure 1.12 – Classification des cryostructures. Extrait de French et Shur (2010)

### 1.3.3.3 Hydrologie

**1.3.3.3.1 Climat** Les précipitations dans les milieux froids et polaires sont faibles. Dans la région de l’Ile Bylot (73°N) (NU) les précipitations moyennes annuelles sont de 190mm et les températures moyennes annuelles de l’air sont de  $-15,1^{\circ}\text{C}$  (Fortier et Allard 2005). À Spitsbergen (Norvège, 78°N) les températures moyennes annuelles de l’air sont de  $-8^{\circ}\text{C}$  pour un total de précipitations par année de 298mm (French 2007). Dans les vallées sèches en Antarctique, par exemple dans la vallée de Taylor (26 m a.s.l., 77°N) la température moyenne annuelle est de  $-19,6^{\circ}\text{C}$  et les précipitations inférieures à 100mm de neige par année (moins de 7mm équivalents en eau) (Doran et al. 2002).

L’environnement périglaciaire froid et sec cumule la plus grande part de l’humidité sous forme de neige qui fond généralement vers la fin du printemps et au début de l’été. Ce pic hydrologique de fonte nivale est donc la principale contribution en eau pour ce type d’environnement. L’hydrographe passe habituellement d’une absence d’écoulement à un pic annuel en moins d’une semaine – et il n’est pas rare que des embâcles de neige et de glace bloquent l’écoulement, provoquant des débordements et des déversements subits et massifs. Quand le pic de l’hydrographe est passé, la récession de l’écoulement se produit rapidement (Figure 1.13) (Woo 2012).

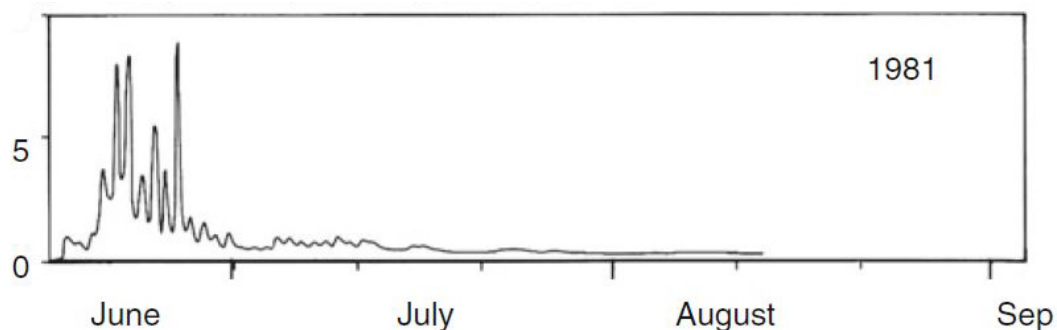


Figure 1.13 – Hydrographe de type nival enregistré sur la rivière Mc Master (AK) en 1981. Extrait de Woo (2012).

**1.3.3.3.2 Chemins d’écoulement préférentiels** Dans un contexte de bilan hydrologique, la couche active du pergélisol est considérée comme un réservoir. Au début de la

saison de fonte, ce réservoir est rapidement saturé dû à la faible profondeur du front de dégel ou à son absence. La faible profondeur permet donc un ruissellement sur les pentes. L'eau de ruissellement utilise ainsi des chemins d'écoulement préférentiels, en fonction de la topographie et de la porosité du matériel à la surface. Ainsi des 'water tracks' ou des 'soils pipes' se forment dans les pentes faibles, sortes de petits réseaux de tunnels plus ou moins parallèles les uns par rapport aux autres par lesquels l'eau transite vers le bas de pente (Figure 1.14) (Carey et Woo 2000). Ces chemins d'écoulement préférentiels sont généralement composés d'une bonne part de matériel organique qui permet l'écoulement dans ses macro-pores. Le matériel qui a une moins bonne perméabilité résiste bien et diverge naturellement l'écoulement vers le canal d'écoulement préférentiel. En résumé, la formation et le développement des 'water tracks' sont favorisées lorsque l'énergie cinétique érosive des sédiments en charge dans l'eau est supérieure à la compétence du sol – telle qu'une charge minérale dans des macro-pores dans les couches organiques (Beven et Germann 1982).

Les fentes (par exemple des fentes de gel ou de contraction thermique) peuvent faciliter la formation de 'water tracks'. Un gradient thermique élevé entre le sol et la neige peut de plus favoriser des flux de vapeurs qui se trouvent près de la surface dans la fente. Ce flux peut éventuellement assécher la couche organique, permettant la formation des macro-pores par assèchement (Smith et Burn 1987). Par effet d'entraînement, des chemins d'écoulement préférentiel qui se forment le long des fentes peuvent constituer des précurseurs aux ravins.

La contraction thermique peut de plus initier des craquements lors de vagues de froid intense (Fortier et Allard 2005, Lachenbruch 1962) ce qui peut mener à la formation d'écoulements préférentiels (Carey et Woo 2002).

Lorsque la couche active s'approfondit, la capacité du réservoir augmente, et le ruissellement diminue : l'écoulement est par conséquent moins perceptible à la surface, mais peut continuer dans les 'water tracks' et les 'soil pipes', de même que par suintements dans la couche active. Lorsque la couche active devient plus profonde que la base des chemins d'écoulements préférentiels, le pic hydrologique est passé, et le peu d'eau qui reste s'écoule dans les pores sous les tunnels, ceux-ci devenant inactifs (Figure 1.14).

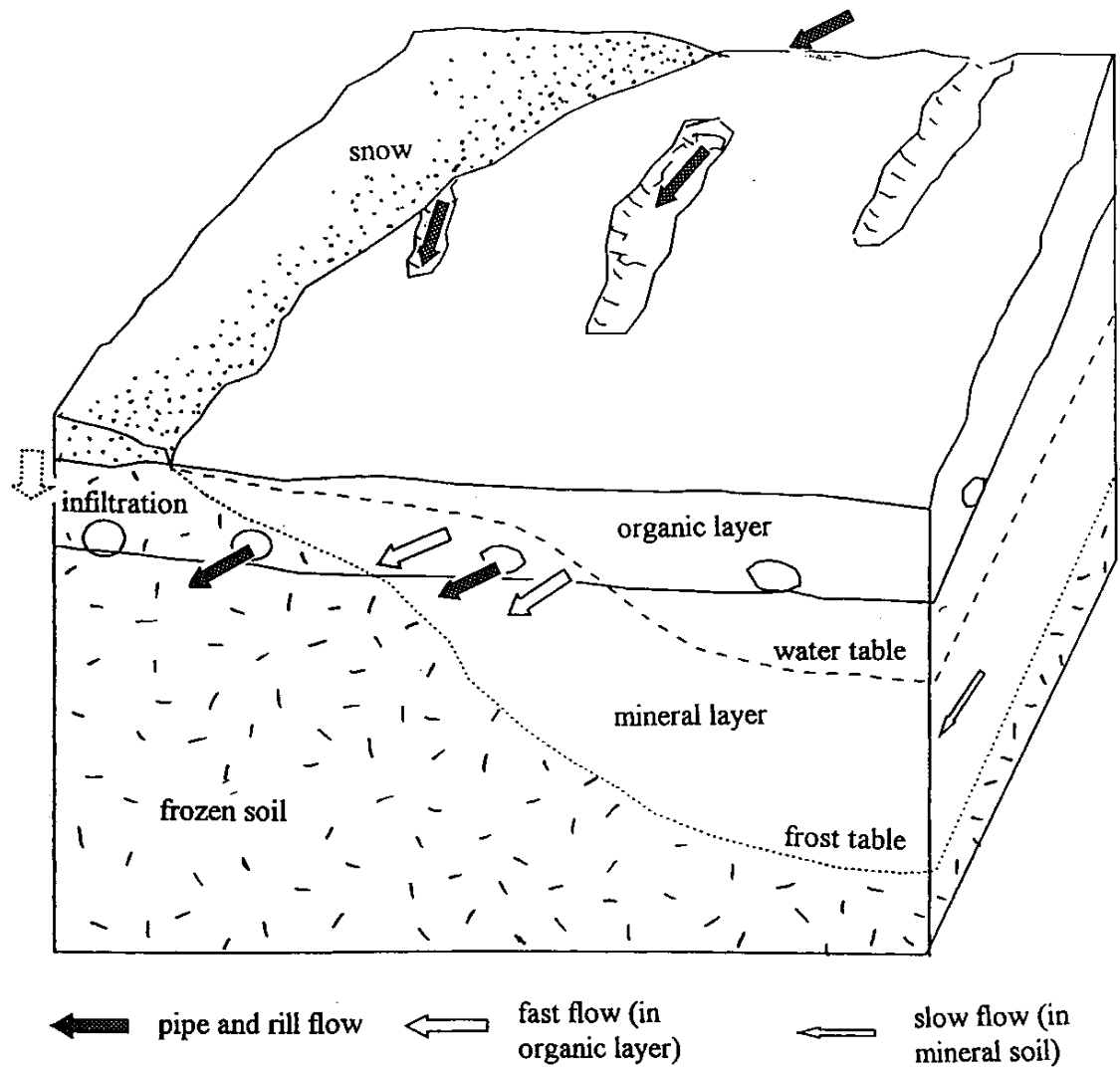


Figure 1.14 – Modèle conceptuel de chemins d'écoulement préférentiels dans le pergélisol, extrait de Carey et Woo (2000).

Ils ne seront réactivés que l'été suivant, ou si des précipitations suffisantes saturer la couche active (Quinton et Marsh 1999).

**1.3.3.3 Des chemins d'écoulement préférentiels vers le ravinement** Des 'soils pipes' qui sont élargis au point que le plafond s'effondre du tunnel s'effondre formant un puits (sinkhole) ont déjà été observés sur le terrain (Garcia-Ruiz et al. 1997). Les dimensions de ces puits peuvent être de deux à trois mètres en profondeur et en diamètre

(Higgins et Schoner 1997). Ces exemples observés dans des environnements tempérés ou arides sont semblables à ceux qui ont été observés dans l'Arctique (Fortier et al. 2007, Godin et Fortier 2010, 2012a) où le seuil critique de cohésion du matériel composant le plafond du tunnel est excédé (Hyatt 1992). Les événements climatiques extrêmes ou inhabituels (ex : précipitations, fonte rapide, barrage de neige dans une vallée secondaire qui cède subitement) peuvent mettre en place de nouveaux chemins d'écoulement, qui pourraient être ré-empruntés par les écoulements modérés par la suite (Jones 1987). La formation de puits et ultimement de ravins est une réponse au déséquilibre entre le réseau de drainage déjà en place et les propriétés thermo-mécaniques des surfaces maintenant infiltrées.

#### **1.3.3.4 Le déclenchement du ravinement**

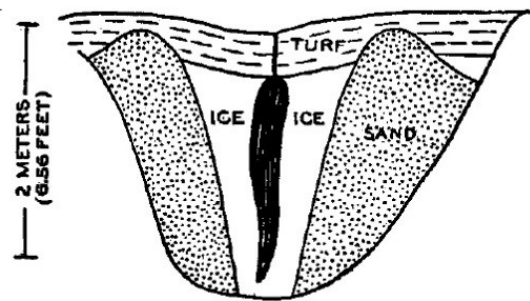
Outre les processus d'écoulement préférentiels, l'eau de ruissellement dû à la fonte du couvert nival peut interagir de deux manières avec la fente de gel du coin de glace : 1) en formant des veines de glace qui entraînent la croissance du coin de glace (donc pas de dégradation), ou 2) en formant un tunnel dans la glace sous l'effet de l'infiltration concentrée d'eau et de la fonte de la glace par thermo-érosion.

Lorsqu'un tunnel est initié, l'eau peut regeler dans le tunnel et la fissuration thermique peut se reproduire subséquemment dans la glace des coins de glace et la glace de pseudo-morphes (Bonnaventure et Lamoureux 2013, Douglas et al. 2011, Kanevskiy et al. 2008). Dans plusieurs cas, une partie du tunnel s'effondre et laisse place à des puits, entraînant l'eau de ruissellement et drainant les réservoirs ou écoulements à proximité. Cela a un effet d'entraînement, qui peut élargir le puits et provoquer l'effondrement du toit du tunnel. Les pentes du ravin fraîchement formé sont très abruptes et ne sont pas en équilibre topographique. La couche active est de plus inexistante sur ces surfaces récemment dénudées. Ces effets de rétroaction positive entraînent éventuellement le développement de ravins dans le réseau de polygones suivant l'axe des coins de glace. Il s'agit d'un processus de dégradation du pergélisol très rapide qui dépend de la quantité d'eau disponible. Plusieurs dizaines de mètres et jusqu'à plus de quelques centaines de mètres d'effondrements ont déjà été observées en une seule année (Fortier et al. 2007,

Godin et Fortier 2010, 2012a).

### 1.3.4 Les ravins de thermo-érosion sur le terrain : études de cas répertoriées

Les ravins de thermo-érosion sont peu étudiés (Kokelj et Jorgenson 2013), mais sont connus et remarqués depuis les premières recherches sur le pergélisol, tel qu'initialement rapporté par Leffingwell (1919) sur sa recherche en Alaska :



**FIGURE 21.**—Ice wedge in sand. A tunnel has been cut in the ice by drainage of surface water through the frost crack. The sand on either side is apparently bulged up.

Figure 1.15 – Schéma d'un coin de glace susceptible à la thermo-érosion, extrait de Leffingwell 1919

... open cracks may become drainage lines for surface water, so that a tunnel is developed within the ice (fig.21). As the tunnel widens the roof caves in, and a deep gully is formed in the bank. These gullies work back and around the polygonal blocks... (Leffingwell 1919) – (Figure 1.15).

Un ravin de thermo-érosion causé par un écoulement sous-terrain dans le pergélisol a été remarqué dans le nord du Québec – mais seules quelques observations ponctuelles (géométrie et caractéristiques qualitatives) ont découlé de cette recherche (Seppälä 1997). Les ravins de thermo-érosion sont l'un des facteurs déterminants sur l'évolution du modèle périglaciaire et sont étudiés depuis plusieurs décennies en Alaska. Dans ce contexte ils furent soulignés comme facteurs pouvant forcer une succession végétale proche des zones drainées (Jorgenson et Osterkamp 2005). Le ravinement est aussi étudié comme



facteur d'impact sur l'évolution et le drainage des lacs de thermokarst (Jorgenson et Shur 2007).

Un événement de crue extrême qui s'est produit durant l'été 2008 sur la Rivière Duval qui s'écoule à travers la communauté de Pangnirtung (Ile de Baffin, NU) a déclenché la thermo-érosion dans des dépôts alluviaux superposant du till de fond (Gosselin 2013). Les transferts de chaleur de l'eau de la rivière vers le pergélisol ainsi que les forces mécaniques dues à cet événement auront déplacé jusqu'à 90 000 m<sup>3</sup> de pergélisol. Des événements de thermo-érosion sous-terrains (niches) ont été observés en marge du canal principal d'écoulement après la crue, ce qui s'apparente à la problématique des tunnels dans le pergélisol (Fortier et al. 2007).

Un ravin découvert en 1999 sur l'île Bylot au Nunavut (Fortier et al. 2007) a été étudié et a été instrumenté depuis le moment de sa formation — ce qui permet de définir des taux de retrait précis. L'évolution d'autres ravins est étudiée à l'échelle de la vallée sur le même site (Godin et Fortier 2012b). Dans les vallées sèches en Antarctique (Mc Murdo) des ravins actifs ont été répertoriés et étudiés à fine échelle pour leur processus (Levy et al. 2008) et le rôle de l'eau dans l'écoulement sous-chenal. Le rôle du ravinement sur le transport et du stockage de l'eau est l'une des questions fondamentales associées avec cette forme de thermokarst (Kokelj et Jorgenson 2013).

### **1.3.5 Le rôle du ravinement dans l'évolution des milieux périglaciaires**

Le ravin de thermo-érosion comme les autres formes de thermokarsts se développe lorsqu'un déséquilibre thermique survient dans la partie superficielle du pergélisol (French 2007) et que la couche active s'ajuste en conséquence. Les causes qui mènent à une dégradation du pergélisol peuvent être anthropiques (construction d'infrastructures) ou naturelles (les feux de toundra). Le déséquilibre thermique dont il est question ici est un réchauffement ou la dégradation du pergélisol et un épaissement de la couche active. À l'opposé, un refroidissement suivant une exposition subite à des températures froides telles qu'observées lors de l'expérience de drainage du lac Illisarvik résulte en une diminution de l'épaisseur de la couche active et en l'initiation rapide de coins de glace épigénétiques (Mackay 1997).

Les ravins de thermo-érosion font partie du paysage périglaciaire, et ceux-ci se développent durant les périodes climatiques de réchauffement ainsi que durant les périodes froides. L'un des impacts du ravinement se situe au niveau de la dynamique des lacs de thermokarst et plus particulièrement de leur drainage.

Les lacs de thermokarst (ou de tundra) se trouvent généralement dans les basses terres de la tundra Arctique (French 2007), les basses terres qui sont généralement caractérisées par d'épaisses couches de dépôts sédimentaires riches en glace (Burn 1992) sont propices à la perpétuation des lacs de tundra. Ces zones à dépôts meubles épais sont identifiées dans la littérature scientifique comme étant un paysage thermokarstique ou modelé thermokarstique (van Everdingen 1998).

Les observations qui ont mené à la théorie des cycles des lacs de thermokarst (Billings et Peterson 1980, Britton 1957, Peterson et Billings 1980) ou à leur évolution (Jorgenson et Shur 2007) ont en commun l'étape du drainage éventuel des lacs. Les ravins de thermo-érosion sont une composante importante dans ce processus de drainage des lacs – même s'il n'est pas le seul, particulièrement s'il y a vidange du lac par un écoulement sous-terrain (talik) dans la zone de pergélisol discontinu ou en raison de caractéristiques physiques locales favorisant un écoulement sous-terrain (Mackay 1986). Dans le milieu périglaciaire, les ravins constituent un élément clé dans l'évolution des lacs et de leur drainage, ainsi que du drainage des terres humides proximales (Godin et Fortier 2012a).

Des coins de glace pseudomorphes qui témoignent d'un ancien modelé de thermokarst (et possiblement de la présence de ravins) sont fréquemment trouvés dans les strates sableuses dans des complexes de glace en Béringie occidentale, Sibérie ou Alaska qui n'ont pas été perturbés par des glaciations (Anderson et al. 1996, Bray et al. 2006, Douglas et al. 2011, Morgenstern 2005, Morgenstern et al. 2013, Murton 2009, Shur et al. 2004). Les évidences de ravinement et de thermokarst dans des environnements périglaciaires plus anciens que celui de l'île Bylot montre que le ravinement fait bien partie de l'évolution d'un système d'accumulation syngénétique. Des pseudomorphes n'ont pas été observés dans la vallée à l'étude.

### 1.3.6 Les impacts directs du ravinement dans un milieu périglaciaire

Le ravinement, outre une augmentation de la connectivité hydrologique dans le réseau de drainage, permet l'assèchement de polygones (concaves) humides. Cet assèchement souvent brusque (un polygone peut se drainer en un an) cause une transition dans la distribution végétale de végétation de milieu humide vers mésique (McLennan et al. 2012, Perreault et al. 2015, Perreault 2012). Le temps de transition est variable – il prend quelques années (estimation de 2 à 4 ans) pendant lequel les surfaces sont dénudées de végétation. Subséquemment la végétation mésique succède. Il a été démontré que la biomasse totale des graminées (nourriture préférée de la Grande oie des neiges) est deux fois supérieure dans un polygone concave humide que dans un polygone asséché (Perreault 2012).

Le ravinement du pergélisol est un vecteur de mobilisation d'azote inorganique N, ce qui contribue à déséquilibrer les stocks d'azote et à une diminution de la qualité de l'eau en aval (Harms et al. 2013). Une exposition soudaine consécutive à un déséquilibre du pergélisol (glissement rétrogressif ou effondrement d'un plafond de tunnel) peut exposer des sols riches en ions inorganiques comparativement à ceux en surface, ions pris en charge par l'eau en écoulement. L'azote ne se fixe pas facilement dans les milieux de pergélisol en raison de l'activité microbienne faible comparativement au milieu tempéré ou tropical (Harms et al. 2013). Le ravinement impacte la position du front de gel et change la disposition de la couche active. Le carbone C auparavant stocké devient libéré, remet en circulation des fragments de plantes partiellement décomposées et contribue à augmenter le carbone en circulation (Grosse et al. 2011, Schuur et Abbott 2011, Zimov et al. 2006).

Le volume de sédiments qui s'effondre et qui est emporté et déplacé en plus de l'augmentation du drainage constitue une mise en mouvement significative de sédiments en suspension dans l'écoulement (Godin et al. 2014). L'avancée rapide d'un ravin de thermo-érosion et conséquemment du volume de sédiments pris en charge peut se comparer à un événement de détachement de la couche active rapide qui s'est reflétée par une augmentation importante de la turbidité dans le cours d'eau (Lamoureux et Lafreniere

2009).

#### **1.4 Présentation des objectifs**

En tenant compte de la revue de littérature sur le ravinement et la géomorphologie présentée jusqu'ici et en considérant l'état des connaissances et des programmes d'activités de recherche en géomorphologie périglaciaire, nous avons fixé les trois objectifs suivants pour répondre à la problématique de la présente thèse :

1. caractériser la géomorphologie des ravins de thermo-érosion depuis leur initiation jusqu'à leur stabilisation ;
2. déterminer les changements hydrologiques (et hydrographiques) et aux sols induits par le développement de ravins de thermo-érosion dans le pergélisol ;
3. déterminer l'impact hydrologique et thermique du ravinement sur les polygones ravinés ;

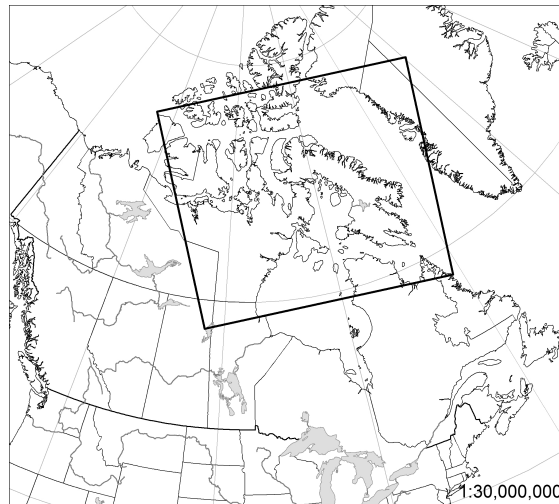
#### **1.5 Présentation du site à l'étude, protocoles et instrumentation**

##### **1.5.1 L'île Bylot**

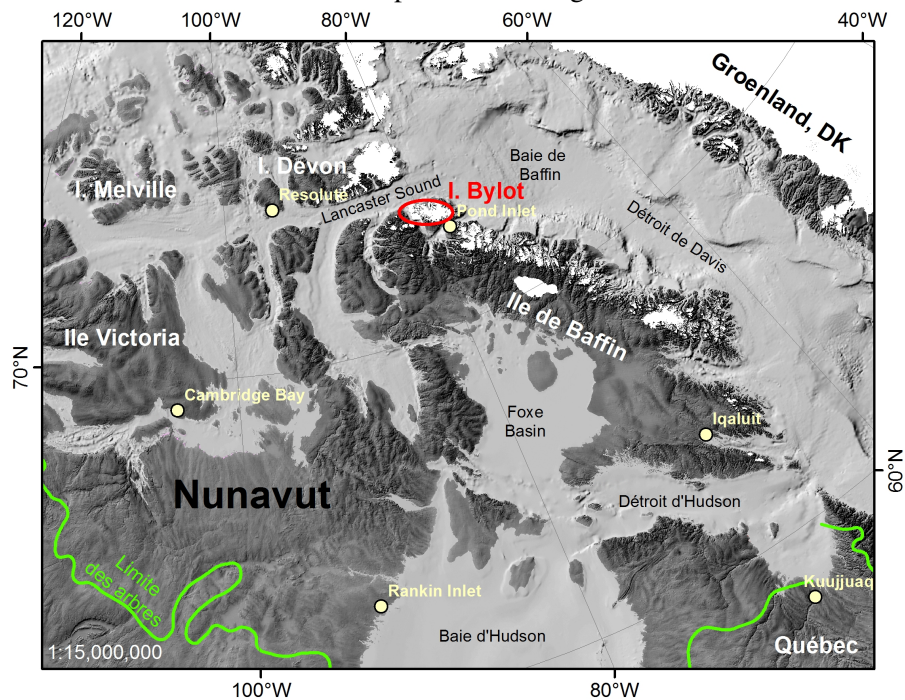
Le site d'étude se trouve sur l'île Bylot au Nunavut dans l'est de l'archipel Arctique Canadien (Figure 1.16). L'île dont le centre est localisé à 73°15'N 78°35'O est longue d'environ 170 km par 110 km de large, pour une superficie de 11 070 km<sup>2</sup> (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2012).

L'île Bylot est séparée de la péninsule de Borden à l'ouest par un bras de mer d'une dizaine de kilomètres de large nommé Navy Board Inlet (Figure 1.17). Au sud se trouve l'extrémité nord-ouest de l'île de Baffin, séparée de l'île Bylot par Eclipse Sound.

Des événements de glaciation complexes ont été relevés dans la région de l'île Bylot tel que démontré dans les travaux de Klassen (1993a). Un till provenant d'un glacier allochtone au sud-ouest (Baffin) couvre des superficies importantes dans la plaine sud



(a) Localisation de l'île Bylot à l'échelle continentale, avec un focus sur le Canada. L'encadré délimite la zone représentée en Figure 1.16b



(b) Localisation de l'île Bylot à l'échelle de l'archipel arctique Canadien, au nord de l'île de Baffin en rouge au centre. La limite des arbres est indiquée par la ligne verte au sud. Pond Inlet est la ville la plus proche qui se trouve sur l'île de Baffin au sud. Le support logistique provient de Pond Inlet et de Resolute à l'ouest de l'île Devon (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2012).

Figure 1.16 – Localisation de l'île Bylot avec une perspective d'échelles, de continentale (a) à régionale (b).

de l'île Bylot, en opposition avec la glaciation locale sur Bylot. Ainsi des tills aux faciès distincts sont en contact, celui allochtone contenant des coquillages et celui local transportant du roc cristallin provenant de la cordillère. Dans les vallées glaciaires, des dépôts de sédiments éoliens ou provenant des processus de pentes (colluviums) peuvent recouvrir les tills glaciaires Klassen (1993b). Certains sites furent épargnés de l'action glaciaire comme le témoigne une forêt fossile enfouie datée de la charnière Pliocène - Pléistocène qui fut identifiée sur un plateau adjacent à la vallée du glacier C-79 (Csank et al. 2013, Guertin-Pasquier 2012, Piraux 2004).

Plus d'une centaine de glaciers (Inland Water Branch 1969) se trouvent sur l'île et s'écoulent depuis la calotte qui s'est formée sur les Monts Byam Martin, extension des monts Baffin et faisant partie de la cordillère Arctique. La plupart des glaciers sont en retrait avec un recul variant entre 0,9 km et 1,8 km depuis 120 ans (Dowdeswell et al. 2007) ; ils sont facilement identifiables en bleu clair (Figure 1.17). Cette cordillère composée de rocs cristallins, métamorphiques et méta-sédimentaires, soit des gneiss et granites Archéens ou Protérozoïque (Okulitch et al. 1992) culmine à environ 1950 m d'altitude avec le mont Angilaaq (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2010). Les sommets de 1000 m sont communs (roc exposé de la cordillère et des plateaux en rose foncé et rose clair dans la Figure 1.17). La roche-mère des basses terres au sud-ouest de la cordillère (en vert pâle dans la Figure 1.17) est composée principalement de grès, de shale et de mudstone faiblement consolidés et sédiments clastiques datant du Crétacé et du Tertiaire (formation de Kanguk et groupe d'Eureka Sound). Du côté nord et est des carbonates (du supergroupe de Bylot), carbonates et sédiments du groupe Uluksan et sédiments clastiques et basaltes du groupe d'Equalulik du Protérozoïque moyen ont été identifiés. Des intrusions basiques parsèment les formations sus-mentionnées ; plusieurs failles ont été localisées au nord et recourent l'île (Okulitch et al. 1992).

L'île Bylot possède un statut de parc et celui-ci est nommé le Parc National de Sirmilik (réseau de Parcs Canada). C'est par ailleurs un site de prédilection pour plusieurs espèces d'oiseaux migrateurs (dont la grande oie des neiges) qui viennent s'y reproduire. La presque totalité de l'île est protégée, ainsi seuls les visiteurs soumis à un règlement

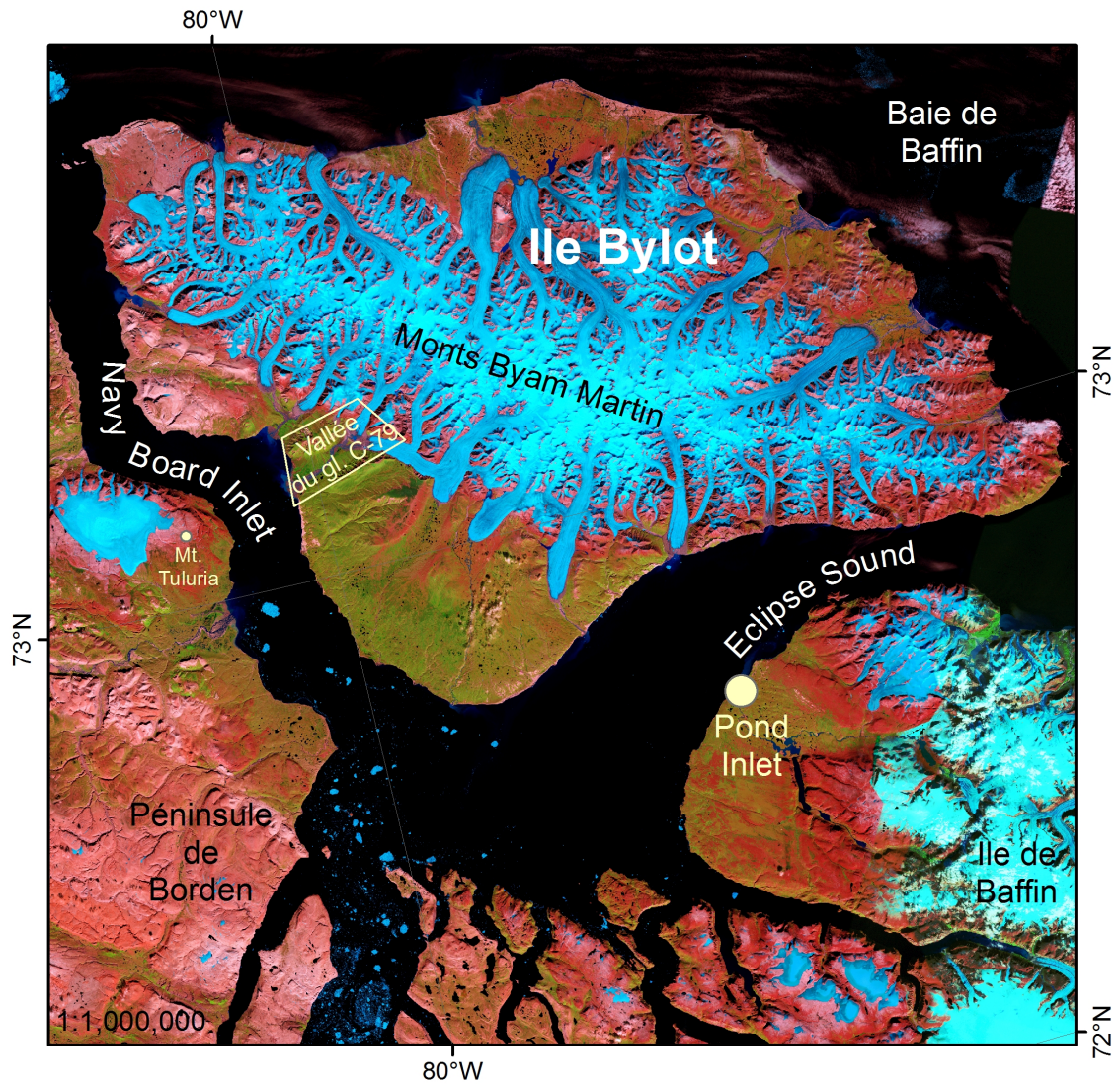


Figure 1.17 – Image Landsat (bandes 7,4,3) de l'île Bylot et de ses environs (NRCan, Canada Centre for Remote Sensing 2010).

de type 'ne laissez aucune trace', les Nunavummiut et des scientifiques fréquentent l'endroit. Le parc est un endroit non dérangé et intact - aucune infrastructure routière ne fut construite ; seuls quelques camps temporaires ou saisonniers s'y trouvent. Ainsi l'île est inhabitée. La communauté la plus proche est Pond Inlet, sur l'île de Baffin au sud, de l'autre côté d'Eclipse Sound (Figures 1.16b et 1.17).

### 1.5.2 Le site d'étude

Le site d'étude se trouve dans la vallée de Qalikturvik, connu comme la vallée du glacier C-79 (Figure 1.17 encadré losange beige au sud-ouest de l'île) aux coordonnées 73°09'N 79°57'O. C-79 est un toponyme qui fut défini pour ce glacier par Inland Water Branch (1969) ; le nom utilisé localement pour la vallée est la vallée de Qalikturvik et sera le toponyme qui sera utilisé pour désigner la vallée dans la thèse. La vallée est longue d'environ 17 km par 4 km de large et joint les glaciers C-79 et C-93 à l'est avec Navy Board Inlet à l'ouest (Figure 1.18). Des plateaux de roches sédimentaires d'âge Crétacé et Tertiaires atteignant 500 m d'altitude bordent la vallée au nord et au sud. La déglaciation s'enclencha vers l'Holocène hâtif ; des moraines de contact glaciaires se seraient formées vers 9660 BP (Figure 1.18) au centre de la vallée (Allard 1996). Une terrasse de polygones à coin de glace syngénétique (Figure 1.19) se développe dans des dépôts éoliens silteux mélangés à de la tourbe qui s'accumulent sur le plancher de la vallée depuis l'Holocène tardif (Fortier et Allard 2004). Cette terrasse composée de dépôts profonds d'au moins 4 m repose sur les sables fluvio-glaciaires mis en place suivant la déglaciation (Fortier et Allard 2004). Localement, la profondeur de la couche active varie entre 40 cm et 60 cm dans les dépôts éoliens mélangés avec la tourbe et jusqu'à 1 m dans les sables et graviers. La profondeur régionale du pergélisol fut estimée à entre 400 m et 600 m (Smith et Burgess 2000).

Le fond de la vallée, tapissé de polygones à coin de glace et de lacs est particulièrement humide dans un contexte régional autrement sec (Figure 1.19). Plusieurs écoulements de surface éphémères prennent forme dans de petites vallées secondaires donnant sur la vallée principale et traversent la terrasse vers la rivière pro-glaciaire surtout durant la saison de fonte des neiges. Le régime hydrologique sur la terrasse est nival, là où la



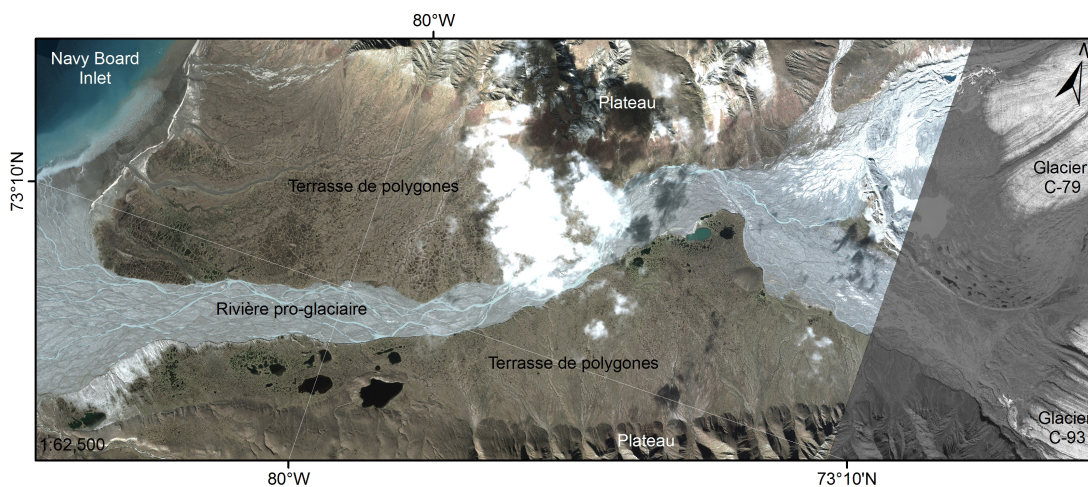


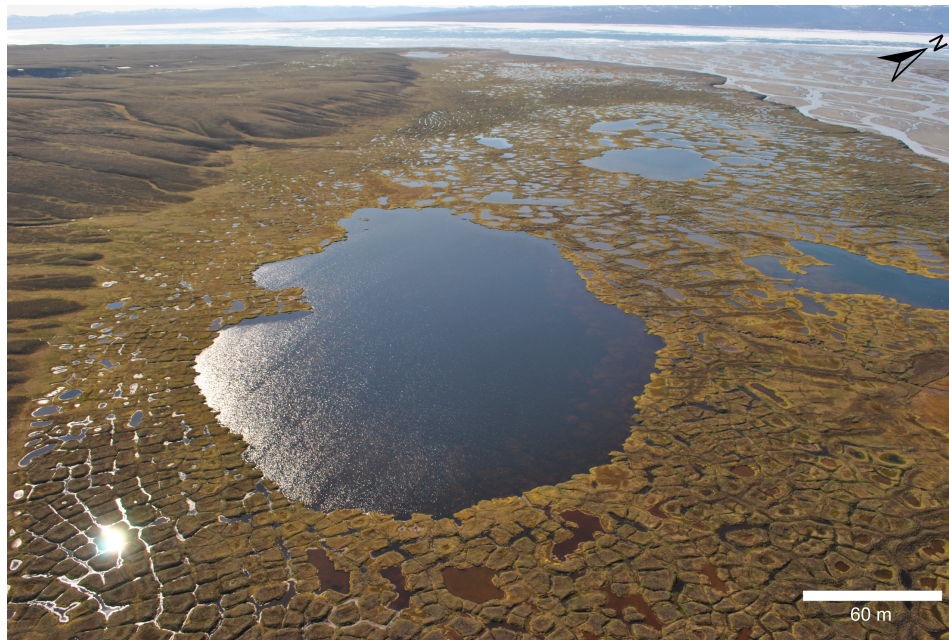
Figure 1.18 – Photo satellitaire en couleur (GeoEye) et panchromatique (WorldView) de la vallée Qalikturvik durant l’été 2010.

Tableau 1.I – Normales climatiques à la station météorologique de Pond Inlet (Environnement Canada 2014) et SILA (CEN 2014). Sont indiquées les températures moyennes annuelles de l’air et les moyennes annuelles de précipitation et les degrés-jour de gel et de dégel pour chaque intervalle.

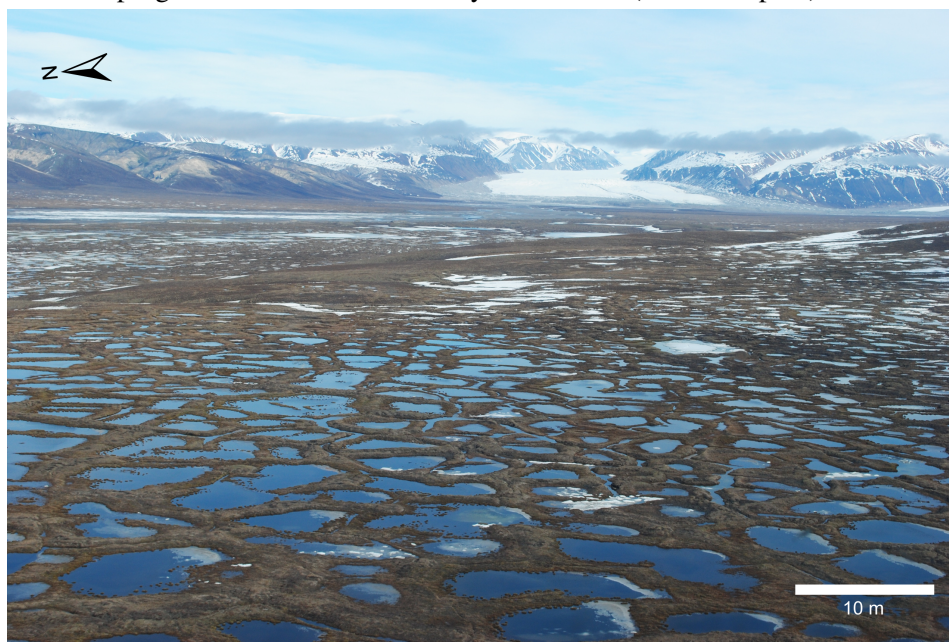
Intervalle	Site	Altitude (m, a.s.l.)	Températures Normales (°C)	Précipitations Normales (mm)	Degrés-jour de gel	Degrés-jour de dégel
1971-2000	Pond Inlet	61 m	-15,1 °C	191 mm	5870	416
1981-2010	Pond Inlet	61 m	-14,6 °C	189 mm	5736	473
1994-2013	SILA	24 m	-14,5 °C	N/A	N/A	N/A

fonte des neiges contribue à un pic hydrologique au début de la saison de fonte (similaire à la figure 1.13). Une végétation de toundra basse tapisse le fond de la vallée ; des plantes de milieux mésiques près des versants et sur les crêtes des polygones à centre déprimés côtoient des plantes de milieux humides près des chenaux d’écoulement et dans les polygones humides (Perreault 2012).

Les normales climatiques (Environnement Canada 2014) sont enregistrées à l’aéroport de Pond Inlet, village situé à 85 km en ligne droite au sud-est du site à l’étude (Figure 1.17). Les stations météorologiques installées dans la vallée fournissent des données qui sont presque identiques à celles enregistrées à Pond Inlet (Fortier et Allard 2005) et tableau 1.I.



(a) Vue hélicoptérée depuis le centre de la vallée de Qalikturvik, vers l'ouest (21/07/2013). Au premier plan, le Lac au Goéland est entouré de polygones à centre élevé et de zones humides. À droite, la rivière proglaciaire s'écoule vers Navy Board Inlet (en arrière plan).



(b) Vue hélicoptérée du centre de la vallée de Qalikturvik, vers l'est (20/06/2010). Au premier plan une zone humide de polygones à centre déprimé. En arrière-plan le glacier C-79 et la chaîne des Monts Byam Martin.

Figure 1.19 – Vue générale hélicoptérée de la terrasse de polygones et de la vallée de Qalikturvik.

### **1.5.3 Méthodologie : approche, protocoles et instrumentation**

#### **1.5.3.1 La géomorphologie des ravins : imagerie et positionnement sur le terrain**

Cet objectif de thèse requiert une campagne de terrain approfondie du site à l'étude, et ce en tenant compte des échelles spatiales et temporelles appropriées. De plus il faut tenir compte des observations qui ont été colligées durant des campagnes antérieures (Allard 1996, Fortier et al. 2007) ainsi que des photos aériennes historiques disponibles.

L'étude des ravins dans la vallée démarra en 1999 lors du déclenchement d'un nouveau ravinement (Fortier et al. 2007). Entre 1999 et le commencement de ce projet en 2009, des positions de têtes de ravins, d'effondrements, des positions des canaux de ravinement ont été marquées sur le terrain à l'aide de piquets. Des positions ont également été enregistrées par GPS. Des croquis ont été numérisés et interprétés (Figure 1.20). Ces données spatio-temporelles servirent de base pour alimenter le système d'information géographique (ArcGIS, version 9.2, 9.3.1 et 10.0) qui rassemble les données récoltées durant nos travaux de terrain entre 2009 et 2014.

Dès 2009, un programme d'observation systématique des ravins fut établi. Entre 2009 et 2012, équipé d'un DGPS (Trimble) de modèle Pathfinder Pro XRS contrôlé par un carnet (TSC1), les positions de contour des ravins ont été enregistrées et corrigées (correction différentielle) contre une station de base localisée à Thule (Groenland, DK) à 496 km du site à l'étude. Les positions corrigées à l'aide de la suite Pathfinder Office variaient en précision entre 0,5 m et 1 m pour 99.9% des positions (en axes x,y et z). Entre 2012 et 2014, un GNSS (Trimble) de modèle R8 contrôlé par un carnet TSC3 fut utilisé, avec une correction sur le terrain en temps réel d'une précision centimétrique. Un GPS Garmin GPSMAP 60CSx (précision 2 m à 3 m) fut parfois utilisé lorsqu'il n'était pas praticable d'opérer les GPS différentiels. Des outils polygones, polylignes et points pouvaient être utilisés selon le contexte et ceux-ci traités ultérieurement dans le SIG.

Les contours des ravins, les positions des puits, des effondrements, des écoulements de surface, des entrées d'eau dans le réseau, des coins de glace exposés, des mares, des levées alluviales et des baydzherakhii ou toute autre condition remarquable furent localisées avec un GPS et chargées dans le SIG. La définition des formes communes

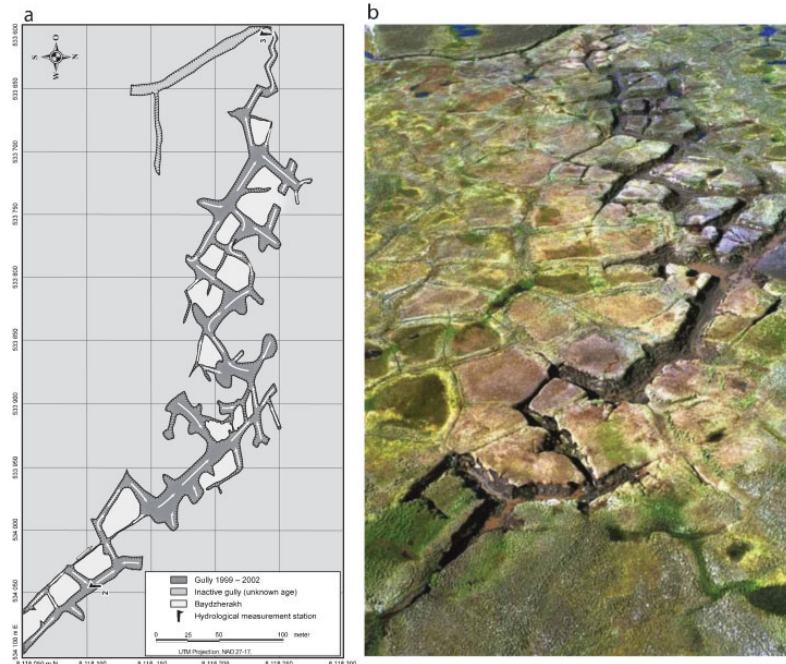


Figure 1.20 – Numérisation et croquis d’un ravin extrait de Fortier et al. (2007).

sus-mentionnées se trouve dans (Fortier et al. 2007, French 2007, van Everdingen 1998, Washburn 1980).

Le système de référence spatial utilisé pour l’ensemble de la saisie de données est le Universal Transverse Mercator (UTM) dans le feuillet 17X. Le géoïde de référence choisi est le WGS84.

Outre la cartographie de terrain, une multitude de photographies aériennes historiques du site à l’étude ont été prises depuis 1958, ce qui fournit des précisions sur l’évolution temporelle du développement des ravins dans la vallée (Table 1.II). Chaque photo fut géoréférencée dans le SIG ; les ravins et leur géomorphologie furent numérisés et interprétés en tenant compte de la date d’acquisition. Ceci permit de déterminer l’activité des ravins ainsi que le moment de leur initiation durant un intervalle le cas échéant.

Des images satellite à haute résolution ont été utilisées pour obtenir les informations durant l’intervalle 2000 - 2014 (Table 1.III). Ces images furent particulièrement utiles pour estimer les taux de progression des ravins durant des années où il n’était pas pos-

Tableau 1.II – Liste des photos aériennes utilisées pour la photo-interprétation historique du site. Pour chaque document, le numéro de référence, l'échelle, la date d'acquisition, la bande d'acquisition (N/B = noir et blanc) et la localisation de chaque photo dans la vallée. Les métadonnées de chaque photo sont disponibles à partir de l'engin de recherche de la NAPL.

ID	Échelle	Date	Bandes	Localisation
A23052-062	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23052-077	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23098-179	1 :15000	11/07/1972	N/B	Centre/Ouest de la vallée de Qalikturvik
A23052-179	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23052-180	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23052-181	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23051-107	1 :15000	02/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A16045-048	1 :60000	30/06/1958	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A16047-078	1 :60000	16/06/1958	N/B	Est de la vallée de Qalikturvik
A17040-060	1 :60000	23/07/1961	N/B	Est de la vallée de Qalikturvik
A17040-061	1 :60000	23/07/1961	N/B	Vallée de Qalikturvik et du glacier C-67
A26077-180	1 :70000	05/07/1982	N/B	Est de la vallée de Qalikturvik
A26141-124	1 :70000	04/08/1982	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A26078-013	1 :70000	07/07/1982	N/B	Est de la vallée de Qalikturvik
A26077-179	1 :70000	05/07/1982	N/B	Vallée de Qalikturvik et du glacier C-67
A23052-182	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23098-180	1 :15000	31/07/1972	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A23098-181	1 :15000	31/07/1972	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A23098-186	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23098-187	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23098-188	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23098-189	1 :15000	31/07/1972	N/B	Sud de la vallée de Qalikturvik
A23052-061	1 :15000	31/07/1972	N/B	Sud de la vallée de Qalikturvik
A23052-063	1 :15000	31/07/1972	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A23052-064	1 :15000	31/07/1972	N/B	Ouest de la vallée de Qalikturvik
A23052-076	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23052-078	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre de la vallée de Qalikturvik
A23052-079	1 :15000	31/07/1972	N/B	Centre/Sud de la vallée de Qalikturvik

sible de faire un suivi (2007) ou pour valider les mesures obtenues sur le terrain (2010).

Des modèles élévation numériques de terrain et des fonds de carte topographique (1 :50000 et 1 :250000) (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2010) ont été intégrés au SIG afin de comprendre la dynamique à l'échelle du bassin versant, de calculer les pentes des surfaces, de délimiter la terrasse, les versants et les vallées secondaires.

Les campagnes de terrain au DGPS/GNSS ont été très utiles pour la calibration des géoréférences des documents d'imagerie utilisés dans ce projet. Les positions corrigées au DGPS/GNSS ont fourni des points de références pour les images satellites et aériennes ; l'erreur RMSE obtenue pour les images aériennes variait entre 1,6 m à 30 m, pour une douzaine de points de contrôle. Pour les photos aériennes, une limite liée à la taille de chaque pixel sur la photo forçait le calcul d'une incertitude supplémentaire lors de la photo-interprétation, soit 7 m pour les échelles 1 :15000, 30 m pour les échelles 1 :60000 et 35 m pour les échelles 1 :70000 (Table 1.II). Le cumulatif de ces erreurs limite les possibilités de mesurer des petits ravins ou des traits géomorphologiques fins en n'utilisant uniquement que les photos aériennes historiques.

Cet assemblage d'images, de photos, d'observations géoréférées en un SIG permet de reconstruire l'histoire du ravin (Chapitre 2 et Annexe I) et d'établir un modèle proposant quelles sont les formes qui sont les plus probables en fonction du taux d'activité du ravin. Cette base de données permet d'établir quels sont les taux d'érosion linéaire pour ce type de ravin (Chapitre 2) et de comparer ces taux avec ceux de différents ravins dans la vallée (Chapitres 3 et 4).

Tableau 1.III – Liste des images satellites utilisées pour l'interprétation du site. PAN = bandes Panchromatiques ; MS = bandes multispectrales.)

ID	Échelle	Date	Bandes	Localisation
GeoEYE	0,5 m	02/09/2010	PAN+MS	La vallée de Qalikturvik
IKONOS	1 m	? ?/07/2007	PAN+MS	La vallée de Qalikturvik

### 1.5.3.2 Caractériser les impacts aux réseaux hydrographiques, hydrologiques et aux sols

Là où l'objet de recherche de la sous-section 1.5.3.1 se concentrait sur le ravin et sa géomorphologie, le deuxième objectif de recherche porte sur les changements dus au ravinement apportés au réseau hydrographique et hydrologique adjacent, à l'échelle du bassin-versant et de la vallée. La composante SIG (cartographie de terrain, imagerie satellite et aérienne, photo-interprétation et télédétection) reste importante pour cet objectif et emprunte la méthode présentée dans la sous-section 1.5.3.1.

Les polygones à coin de glace à centre déprimé retiennent l'humidité en leurs centres lorsque leurs contours ne sont pas perturbés par l'érosion. Afin de déterminer comment le ravinement interagit avec les polygones à l'échelle de la vallée, les ravins géoréférencés numérisés et superposés à des photos aériennes historiques et des images satellites montrent quels polygones ont été perturbés. Conséquemment, il devient simple de déterminer le moment d'érosion et d'établir un décompte des polygones érodés par ravin.

En 2013 le suivi hydrologique intégré à l'échelle d'un petit bassin versant dans lequel se trouvait un ravin permit d'établir un modèle de bilan hydrologique. Le bassin versant fut défini à l'aide de données d'élévation numériques (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2004), de l'image GEOEye (Table 1.III) et validé sur le terrain. Les événements de pluie furent enregistrés à l'aide d'une *Hellmann Rain Gauge*, compact version (CEN 2013). Le débit à l'exutoire fut obtenu deux fois par jour (matin et soir), avec un courantomètre le long d'une section transversale à la géométrie connue. Il fut ainsi possible d'identifier les événements de pluie et comment ceux-ci influençaient le débit du ravin à l'exutoire.

Les changements hydrographiques ont été évalués en tenant compte de la localisation des entrées d'eau dans le ravin durant le pic de fonte (mi-Juin 2010, 2012, 2013). Les écoulements de surface récurrents ont été identifiés sur le terrain, avec l'image satellite GEOEye (Table 1.III) et sur une mosaïque de photos aériennes pré-datant la formation du ravin de 27 ans (1972). Les canaux incisés et de surface furent identifiés aux deux moments disponibles et les changements dans la relation de la densité de drainage établie

(Dingman 2002).

La perte de sols fut évaluée en utilisant les données de contours des ravins en 2013. Plusieurs dizaines de profils transversaux (micro-topographie) ont été accomplis au laser (Trimble Station VX) pour deux ravins. Ces profils (verticaux) ont été intégrés avec la géométrie de surface pour obtenir des polygones tri-dimensionnels et ainsi fournir une base qui permet de déterminer le volume des ravins. Il ne fut pas possible de mesurer les sections transversales avec la Station VX pour tous les ravins dans la vallée. Des approximations basées sur des saisies au GNSS/DGPS et des notes de terrains permirent de compléter le modèle d'érosion des sols dans la terrasse de polygones.

Cet objectif est discuté et détaillé dans le chapitre 4.

### **1.5.3.3 Impacts thermiques et sur l'humidité des polygones à centre déprimé perturbés**

Cet objectif vise à identifier quelles sont les implications bio-géo-physiques lorsqu'un ravin de thermo-érosion perturbe l'intégrité d'un polygone à coin de glace. L'approche pour répondre à cet objectif consiste à identifier des polygones intacts, perturbés, de les cartographier et de les instrumenter afin de déterminer ces changements. L'idée et l'établissement de la classification des polygones comme étant intacts, drainés ou érodés et de leur impact sur la végétation fut initialement proposée par Perreault (2012). Il répertoria plusieurs centaines de polygones près des ravins qui furent classés selon leur état. Pour la présente étude, le polygone sera considéré comme perturbé, ou intact, et l'intérêt de l'étude porte sur le centre du polygone (et non sur les bourrelets de contour). Les conditions topographiques, thermiques, nivales, d'humidité et de végétation seront examinées. La principale considération pour un polygone ayant au moins un côté de perturbé est une diminution de sa capacité de retenir l'humidité : la dynamique de la neige l'hiver implique que celle-ci est plus probablement poussée dans la dépression due au ravinement plutôt que de s'accumuler dans le polygone. Le contour abimé du polygone peut permettre les écoulements latéraux vers le ravin, et ainsi évoluer d'une unité fermée capable de retenir l'humidité dans la couche active vers une unité ouverte ayant un bilan hydrologique négatif en son centre et s'assécher.



La base de données spatio-temporelle sera encore une fois utilisée comme référence à l'échelle du ravin à l'étude. Une campagne d'acquisition de la micro-topographie accomplie avec la station Trimble VX permet d'établir un modèle numérique d'élévation local définissant la morphologie des polygones à l'étude.

Quatre polygones localisés près du ravin furent choisis pour ce pan du projet. L'un des polygones est intact, les autres érodés. Un autre site de référence localisé en dehors de la proximité du ravinement et représentatif des polygones à centre déprimé est aussi considéré dans ce présent cadre. La dénomination des polygones choisis est conforme à celle établie par Perreault (2012).

Des forages d'environ 1 m de profondeur réalisés dans chacun des quatre polygones à l'étude permirent d'insérer des capteurs de températures dans le sol. Les détails des instruments et capteurs utilisés sont décrits dans la table 5.I. La profondeur de la couche active fut mesurée manuellement à 9 emplacements au centre de chaque polygone pour valider les données enregistrées par le système d'acquisition électronique. Le site de référence localisé hors de la zone de ravinement (nommé BYLOTPD) est instrumenté de manière similaire (Allard et al. 2014). La température de l'air sur le site fut obtenue depuis les stations du réseau SILA (BYLOSIL et BYLCAMP) (CEN 2014).

Des capteurs d'humidité (TDR) furent déployés en surface au centre des quatre polygones (Table 5.I). Une calibration propre au type de sol hautement organique fut requise (Czarnomski et al. 2005); l'équation de calibration obtenue fut appliquée aux données brutes d'humidité. Les conditions de neige près du ravin furent évaluées avec une caméra Reconyx programmée pour saisir une photo par jour durant tout l'hiver. La caméra visait le ravin, des polygones adjacents et des tiges graduées dans le champ de l'image permettent de caractériser l'évolution du couvert nival.

L'accumulation des données thermiques de proche surface, des conditions de la neige et de la température de l'air permettent de diriger l'analyse inter polygones vers une comparaison des degrés jours de gel et de dégel (air et sol) et ainsi obtenir le ratio n-factor. Le gradient thermique conséquent est également examiné.

La végétation fut caractérisée dans le cadre d'un projet plus large (Perreault 2012) où l'abondance de chaque espèce présente fut visuellement établie en disposant de manière

aléatoire des quadrats de 70 cm × 70 cm. L'abondance des plantes, vasculaires, mousses, lichens fut établie en fonction d'une échelle modifiée de Daubenmire (1959).

Tous les détails propres à la méthode qui répond à cet objectif sont indiqués dans le chapitre 5.

## **1.6 La contribution à l'avancement des connaissances et l'originalité de la thèse**

### **1.6.1 Problématique et portée**

Les polygones à coin de glace sont omniprésents dans la toundra en Arctique et sont l'une des formes périglaciaires les plus caractéristiques de cette région polaire (French 2007). Surtout, dans un contexte topographique de basses-terres, les polygones à centre déprimés favorisent la rétention de l'humidité provenant de la fonte des neiges en leur centre et constituent un type de zones humides (en Arctique). Dans le contexte actuel du climat en transition, la couche active du pergélisol est susceptible de s'approfondir (Anisimov et al. 1997) et de favoriser le thermokarst et le ravinement (Bonnaventure et Lamoureux 2013). La dégradation rapide du pergélisol continu par la thermo-érosion et le ravinement des polygones à coin de glace a un impact important sur la dynamique de l'environnement périglaciaire (Fortier et al. 2015, Jorgenson et Osterkamp 2005), particulièrement en changeant l'hydrographie locale et en drainant les polygones humides dans les zones adjacentes aux ravins. Une fois formés, les ravins de thermo-érosion peuvent s'agrandir très rapidement (Fortier et al. 2007) et amorcer des effets de rétroaction positive qui peuvent prendre plusieurs années avant de se stabiliser. Les zones de pergélisol continu dont la température augmente sont des zones déjà urbanisées et ayant des infrastructures (urbaines, routières, industrielles) importantes et bien développées (par exemple : Russie, Alaska) ou en cours de développement (par exemple : Nunavut, Nunavik). L'intérêt croissant pour occuper le territoire et le développement qui en résultera exerce une pression inédite sur le milieu froid en équilibre étroit avec le climat et les risques et défis pour un développement à long terme sont nombreux (Prowse et al. 2009).

### **1.6.2 La géomorphologie des ravins de thermo-érosion et leur rôle dans l'évolution du paysage périglaciaire**

Le présent projet d'étude permettra de mieux comprendre quels contextes géomorphologiques et hydro-climatiques favorisent le développement et l'initiation de ravins de thermo-érosion dans le pergélisol continu. Les ravins de thermo-érosion étant peu étudiés, il devient pertinent de caractériser cette forme de thermokarst, de mesurer leur géométrie, leur géomorphologie et leur vitesse d'évolution. Des comparaisons seront établies avec d'autres ravins rapportés dans la littérature. Les zones de développement probables pourront être identifiées par des techniques de télédétection (imagerie satellitaire ou aérienne) et de validation sur le terrain, ce qui pourrait orienter les processus décisionnels dans un contexte de développement d'infrastructures.

### **1.6.3 L'impact des ravins de thermo-érosion sur l'hydrologie locale**

Les changements rapides dans la topographie impliquent le développement de nouveaux réseaux de drainage et des changements drastiques dans l'humidité des zones en ravinées en transition. L'environnement périglaciaire polaire en équilibre précaire est sensible aux changements hydrologiques brusques même si cela fait partie de l'évolution de ce type de paysage. La présente recherche permettrait d'approfondir la compréhension du rôle du drainage sur l'évolution du pergélisol froid. Cela se reflèterait sur les cryostructures localisées sous la couche active près de la zone de ravinement récent, ce qui pourrait différer des zones ravinées depuis un certain temps. Ce pan de recherche pourrait éclaircir le rôle des ravins dans le milieu périglaciaire à moyen et long terme et de comparer les ravins plus anciens avec des pseudomorphes (Douglas et al. 2011, Fortier et al. 2007).

### **1.6.4 Géomorphologie périglaciaire et planétaire**

Les missions d'exploration spatiale dans le système solaire, en particulier vers Mars, ont permis d'établir des analogues géomorphologiques martiens basés sur des observations terrestres. Les missions d'exploration récentes au sol (ex : Pathfinder, Phoenix, Spi-

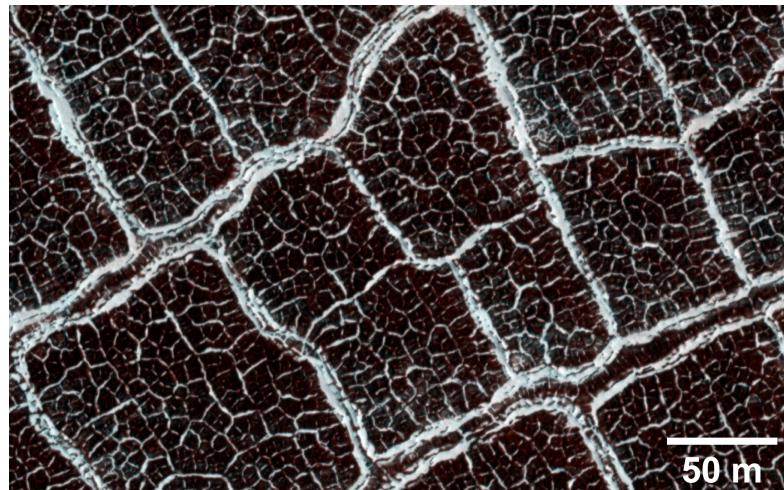


Figure 1.21 – Sols polygonaux localisés à 69,787°N 64,919°E sur Mars. Des bourrelets de polygones plus larges se démarquent des plus petits en leur centre, soit ~10 m pour les petits, ce qui indique la présence de polygones de deuxième génération à cet emplacement. Image obtenue le 13/02/2010. Image : NASA/JPL/University of Arizona.

rit/Opportunity, Curiosity), celles-ci accompagnées de missions d'acquisition d'images à haute résolution (HiRISE), de sondages radar au sol (SHARAD) et d'un spectromètre de masse installé sur Mars Reconnaissance Orbiter ont pu mettre à jour de manière fonctionnelle des processus géomorphologiques et périglaciaires semblables à ceux observés sur Terre. Cette planète froide pergélisolée subit des températures au sol pouvant osciller en deçà et au delà du point de congélation (Faure 2007), permettant des cycles d'expansion/contraction du sol (Figure 1.21), l'altération et l'érosion des surfaces, la formation de ravins et une dynamique de versant active. Des amphithéâtres d'érosion et des ravins se formant dans des zones de sols polygonaux (Figure 1.22) suggèrent la possibilité que de la glace massive se trouve près de la surface. Les cycles de gel et dégel expliqueraient ce dynamisme et ainsi le rôle des liquides dans la géomorphologie martienne n'est pas à négliger. Par exemple, la composante hydrologique est explorée dans une étude comparative qui présente quelles sont les particularités des morphologies conséquentes à l'action de l'eau en région froide entre Mars et les MDV (Levy 2015). Ce cadre d'étude par analogue est utile pour comprendre l'évolution du système périglaciaire pour des échelles de temps longues et calibrer les interprétations en isolant le facteur anthropique.



Figure 1.22 – Amphithéâtre d'érosion et développement de réseaux de ravinement localisés à 60,562°N 89,425°E sur Mars. Ces amphithéâtres se forment dans un champ de polygones, donc probablement riche en glace massive. Image obtenue le 15/07/2015. Image : NASA/JPL/University of Arizona.

## CHAPITRE 2

### GÉOMORPHOLOGIE D'UN RAVIN DE THERMO-ÉROSION, ILE BYLOT, NU, CANADA

#### 2.1 Contexte

Le concept de l'érosion thermique dans les environnements pergélisolés est bien connu et celui-ci est rapporté dans la littérature pour des contextes d'érosion dans les environnements côtiers, (Are 1983, Hoque et Pollard 2009), fluviaux (Costard et al. 2003, Walker et Amborg 1963), lacustres et drainage par brèches (Jones et al. 2011, Jones et Arp 2015) ou terrestres (Fortier et al. 2007).

L'érosion thermique du pergélisol qui mène spécifiquement vers la formation des réseaux de ravins (dans un contexte terrestre) est cependant moins étudiée (Kokelj et Jorgenson 2013). Une définition concise de cette forme d'érosion et de la géomorphologie qui en découle est proposée dans French (2007) dans la section 8.3.2. (Thaw related processes - Thermal Erosion) mais pas encore dans l'encyclopédie en ligne de van Everdingen (1998) où la définition en anglais porte sur le processus propre et non sur la géomorphologie implicite. Au delà de la définition dans French (2007) nous proposerons d'enrichir les définitions existantes du ravinement de thermo-érosion en dressant un portrait géomorphologique plus détaillé de cette forme d'érosion, ce qui sera l'objet de ce chapitre et qui répondra au premier objectif de ma thèse.

Pour répondre à cet objectif, soit de 'caractériser la géomorphologie des ravins de thermo-érosion depuis leur initiation jusqu'à leur stabilisation', il convenait a priori de mieux comprendre l'objet à l'étude en déterminant quelles sont les formes qui lui sont propres durant son évolution, dans une approche à la fois spatiale et temporelle. Une cartographie précise des contours du ravin accomplie sur le terrain annuellement, une cartographie de l'inventaire des formes (puits, tunnels, entrées d'eau, mares, baydzherakhii), de leur positionnement et du niveau d'activité (actif/stabilisé) fut superposée à des images satellitaires géoréférencées à haute résolution. Des positions d'entrées d'eau ou

de chenal notées depuis la formation du ravin en 1999 furent marquées avec des piquets et entrées dans le SIG. La géométrie du ravin par intervalle et la position des formes dans un contexte temporel bien connu (une décennie) permirent de déterminer les formes qui se trouvent dans les zones actives (critiques) et celles en voie de stabilisation. Cette cartographie spatiale et temporelle permet d'établir non seulement la superficie des zones ravinées et la position des différentes morphologies, mais aussi la vitesse de progression de l'érosion (en taux annuels, donc surface et longueur par unité de temps), approche communément utilisée dans la littérature sur l'érosion (Valentin et al. 2005). Un modèle conceptuel résultant propose des liens entre le niveau d'activité du ravin, le temps et les formes qui se trouvent près de la zone en érosion active et celles dans la zone stabilisée.

Ce portrait de la géomorphologie d'un ravin et de son évolution à travers le temps durant un intervalle d'approximativement une décennie permet d'établir des bases sur son fonctionnement et de réfléchir sur son rôle à l'échelle du bassin versant, du paysage ou à plus long terme (siècles).

Cette thématique permettant de répondre à l'objectif 1 fut initialement présentée sous forme d'article de conférence (Godin et Fortier (2010) dans l'annexe I). L'article de conférence fut restructuré et approfondi pour inclure dans un numéro spécial post-conférence à paraître dans le Journal Canadien des Sciences de la Terre et qui se nommait 'Fundamental and applied research on permafrost in Canada'. Mon rôle dans la préparation du manuscrit fut majeur. Il incluait la préparation du plan de travail, l'acquisition des données sur le terrain, le traitement de ces données, la création de la base de données géospatiale, la génération des résultats, des figures et la rédaction du texte. La contribution du Pr. Fortier dans la préparation a consisté à échanger des idées, des concepts, et révisé le stade final de l'article en tant que réviseur sénior et mon directeur. Je tiens à souligner que les commentaires du Pr. Burn et du Pr. Ole Humlum durant l'étape de revue par les pairs furent très utiles (et appréciés) conceptuellement.

## 2.2 Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada

**Authors:** Etienne Godin, Daniel Fortier

**Publication:** 2012. Canadian Journal of Earth Science 49 (9) p. 979 - 986.

### 2.2.1 Abstract

A thermo-erosion gully has been monitored in the valley of glacier C-79 on Bylot Island since 1999. The main channel of the gully reached 390 m in length a few months after its initiation and grew between  $38 \text{ m y}^{-1}$  and  $50 \text{ m y}^{-1}$  over the following decade, for an overall approximated average of  $75 \text{ m y}^{-1}$ . In 2009, the total gully length and area, including the main and relict channels, were 2500 m and  $25\,000 \text{ m}^2$ , respectively. Gullies affect snow accumulation, and therefore ground temperature, local water flow, and drainage. Sinkholes, gully heads, pools, baydzherakhi, tunnels, and collapses were grouped as a function of time since gully formation in that area. Sinkholes and tunnels were formed every year after gully inception, and baydzherakhi were found in 3–10 year old sections of the gully. Stabilization of the gully floor and sides took about a decade.

### 2.2.2 Introduction

Ice-wedge polygons are common in continuous permafrost landscapes (Markov 1961, Popov 1961, Péwé 1963). During winter in areas with mean annual air temperatures of  $-2^\circ\text{C}$  or less (Hamilton et al. 1983), contraction stresses in frozen ground may lead to ground cracking and to ice-wedge development (Lachenbruch 1962). Permafrost terrain with ice wedges and massive ground ice is particularly vulnerable to climate changes, as thawing may result in surface disturbances and ground subsidence. Changes in snow accumulation in gully depressions enhance the thermal disturbance caused by the feature (Grosse 2011, Ishikawa 2003).

During the summer of 1999, thermo-erosional processes initiated the development of a gully network in ice-wedge polygons on Bylot Island. A detailed description of gully formation and processes involved has been reported by Fortier et al. (2007). The main channel of the gully reached 390 m in length during this first summer. Infiltration



of snowmelt runoff into open contraction cracks triggered the development of pipes and tunnels in the permafrost. Yearly repetition of this process and tunnel collapse led to the development of an extensive gully system. Heat transfer between the water flowing in the tunnel and the enclosing frozen ground was the main process of permafrost degradation (Fortier et al. 2007). The spatiotemporal evolution of the gully system has been closely monitored (1999–2010) since its inception (Godin et Fortier 2010).

A gully is “a steep sided trench or channel, often (several metres) deep, that is cut into poorly consolidated bedrock, weathered sediment or soil ”(Thomas et Goudie 2000). This definition encompasses both permafrost and nonpermafrost environments. Mechanical erosion by water (Poesen et al. 2003) is the most common driver of gully development, but not in ice-rich permafrost. Heat transfer is usually the main process contributing to gully inception and development in permafrost. The term “thermo-erosion gully” is used here to distinguish the distinct genesis of gullies in permafrost terrain. This paper focuses on thermo-erosional gully development. Such gullying induces the formation of thermo-erosional and thermokarst landforms. These landforms change over time, with some stabilizing soon after their inception, some remaining active for several years and some developing after the stabilization of other landforms. Over the past 10 years, the gully head on Bylot Island migrated upstream, while the gully outlet evolved towards stabilization.

The objective of this paper is to describe the geomorphology of the recently developed thermo-erosion gully.

### **2.2.3 Study site**

The study site (73°09'N 79°57'W) lies within the Qarlikturvik Valley (known as glacier C-79 valley), which is located on the southwestern plain of Bylot Island (Inland Water Branch 1969, Fig.1 ). The valley is ~18 km long, oriented east-northeast–west-southwest, and bordered by plateaus up to 500 m above sea level. Two glaciers at the valley head feed a proglacial braided river that flows towards the sea. The tall valley walls connect the plateaus to a ~5 km wide terrace at the bottom of the valley. Syngenetic icewedge polygons have formed and aggraded in the peaty-silt terrace since the

Late Holocene (Fortier et Allard 2004). The terrace has a gentle ( $\sim 2\%$ ) slope, with a few ephemeral streams feeding the polygonal wetlands. The ice-wedge polygons have remained nearly intact for  $\sim 4000$  years, but were recently altered drastically by the development of several thermo-erosion gullies (Fortier et al. 2006). In 2009–2010, 36 thermo-erosion gullies were mapped in the valley. There are several hundred gullies on 1972 aerial photographs of the unglaciated southwestern plain of Bylot Island.

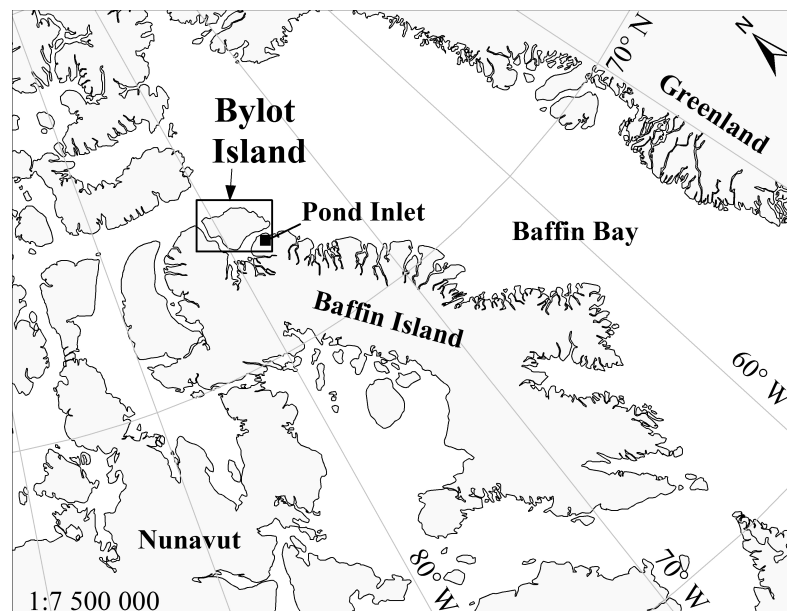


Figure 2.1 – Bylot Island is located in the eastern Canadian Arctic. Pond Inlet is located 85 km southeast of the study site on Baffin Island.

The mean annual air temperature between 1971 and 2000 at Pond Inlet Airport,  $\sim 85$  km southeast of the study site (Figure 2.1), was  $-15,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , and the mean annual precipitation was 190 mm, most of which ( $\sim 75\%$ ) fell as snow (Environment Canada 2002). The active layer depth may vary from 50 cm–60 cm in peaty-silts to 1 m in sands and gravels (Fortier et al. 2006). Regionally, the thickness of the permafrost has been estimated to be at least 400 m (Smith et Burgess 2000, Young et Judge 1986).

The study site is located on the terrace in the central part of the valley, south of the proglacial river (Figure 2.2). The terrace surface near the study area comprises between 2 m and 4 m of ice-rich, fine to coarse aeolian sediments mixed with poorly decomposed peat (Fortier et al. 2006). The long axis of the gully runs up the gentle slope of the

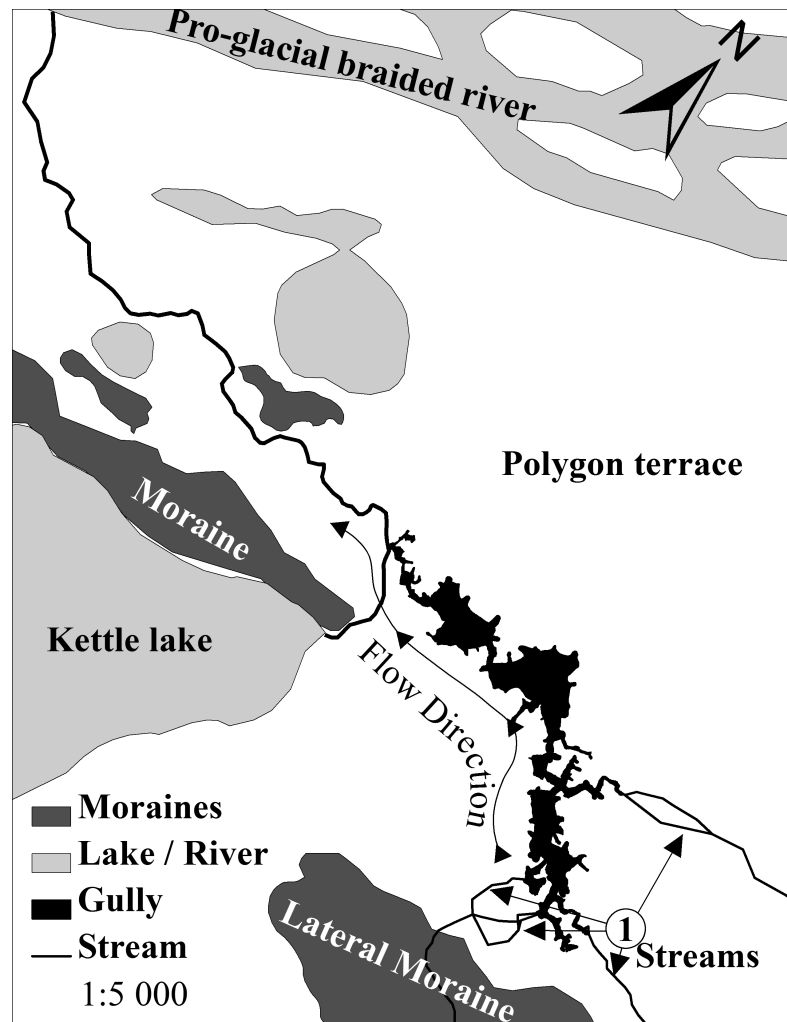


Figure 2.2 – Geomorphological context of the study site. Four streams (1) reached the network via sinkholes and gully head during the summer. Flow direction in the gully is oriented southeast or east to west. The gully outlet connects with a stream that flows in the proglacial river.

terrace. From late spring to early summer, snowmelt runoff flows into the gully. During the rest of the summer, the main hydrologic contribution comes from a small, captured stream, flowing from a valley located upstream, drainage from an adjacent wetland and rainfall. The gully outlet connects to a nearby ( $\approx 250$  m) kettle lake discharge, which flows toward a proglacial river 1 km downstream.

#### 2.2.4 Methods

During the 2009 field work, the gully was mapped using a differential global positioning system (DGPS), with a 0,5 m–1 m resolution in each dimension. Details of DGPS postprocessing are given in Godin et Fortier (2010). The site was surveyed eight times between 1999 and 2009. Erosion markers were installed along the gully to monitor active thermo-erosion processes and gullying. While digitizing the gully contours, permafrost degradation features were recorded in a geodatabase.

Aerial photography from 1958 (1:60 000) and 1972 (1:15 000) was used to validate whether the gully existed during these intervals and to localize thermokarst ponds in the gully area. A satellite image (IKONOS, taken in 2007, 1 pixel = 1 m) was used to manually delineate gully layout for that year.

The thermo-erosional related features comprised: (i) sinkholes, tunnels, collapsed tunnels, and exposed ice wedges near the gully head; (ii) retrogressive thaw slumps, baydzherakhi, and stabilized retrogressive thaw slumps in older parts of the gully; (iii) alluvial levees and pools in the gully channel. Areas proximal to the gully were characterized by thermokarst terrain.

The geodatabase containing the summary of the gully features was integrated into a geographic information system (ArcGIS v9.3.1, ESRI, Redlands, California). A Bezier smoothing was applied over the digitized gully to minimize spatial error. Gully dimensions were established within ArcGIS by using the “calculate geometry” tool. The distribution of erosion features within the gully was represented using a standard deviation ellipse analysis (Gong 2002, Lefever 1926). This tool regroups several features in a single ellipse to show the most representative emplacement of a given feature. This representation is useful to assess the locus of gully activity and stability. In the current study, the area of the ellipse covers one standard deviation of the distribution of a given feature.

## **2.2.5 Results**

### **2.2.5.1 Geomorphological context**

Four distinct streams on the terrace entered the gully network during the summers of 2009 and 2010 (southeast of the gully, Figure 2.2 (ref. 1)). At the gully head, the streams were within a radius of 100 m. Two of the streams entered the gully via waterfalls; the others flowed into sinkholes and then through tunnels connected to the main channel of the gully.

### **2.2.5.2 Gully geometry (summer 2009)**

During the 10 years following its initiation, the gully system developed to ~750 m in length. If all the gully branches, relict channels and baydzhherakhi are considered, the total erosion represents ~2500 linear metres and about 25 000 m<sup>2</sup> (Godin et Fortier 2010). Gully channels essentially follow the ice-wedge pattern (Figure 2.2 2.3). Recent collapse of tunnel roofs and polygon center remnants illustrate the link between the eroded ice-wedge network and the gully layout. As gully form stabilizes over time, channel angularity softened but maintained even after 10 years.

### **2.2.5.3 Gully spatial development, 1999–2009**

The gully was initiated in 1999, and the location of the first sinkhole is indicated by a red circle on Fig. 2.3. The gully then progressed simultaneously in opposite directions (Fig. 2.3), with 390 m of gully development in the first year. Subsequently, the network developed upstream and laterally on both sides of the initial channel. In the second and third years, the rate of gully extension was 51 meter/y. From 2002 to 2009, the rate was 32 m y<sup>-1</sup> during 2002–2005 and 38 m y<sup>-1</sup> during 2006–2009. The overall rate of gully extension for the whole observation period (1999–2009) was ~75 m y<sup>-1</sup>. These rates do not take into account erosion in directions normal and subnormal to the main axis. Gully geometry started to change with two branches bifurcating away from the main channel eastward in 2004 (Fig. 2.3, A) and 2007 (Fig. 2.3, B).

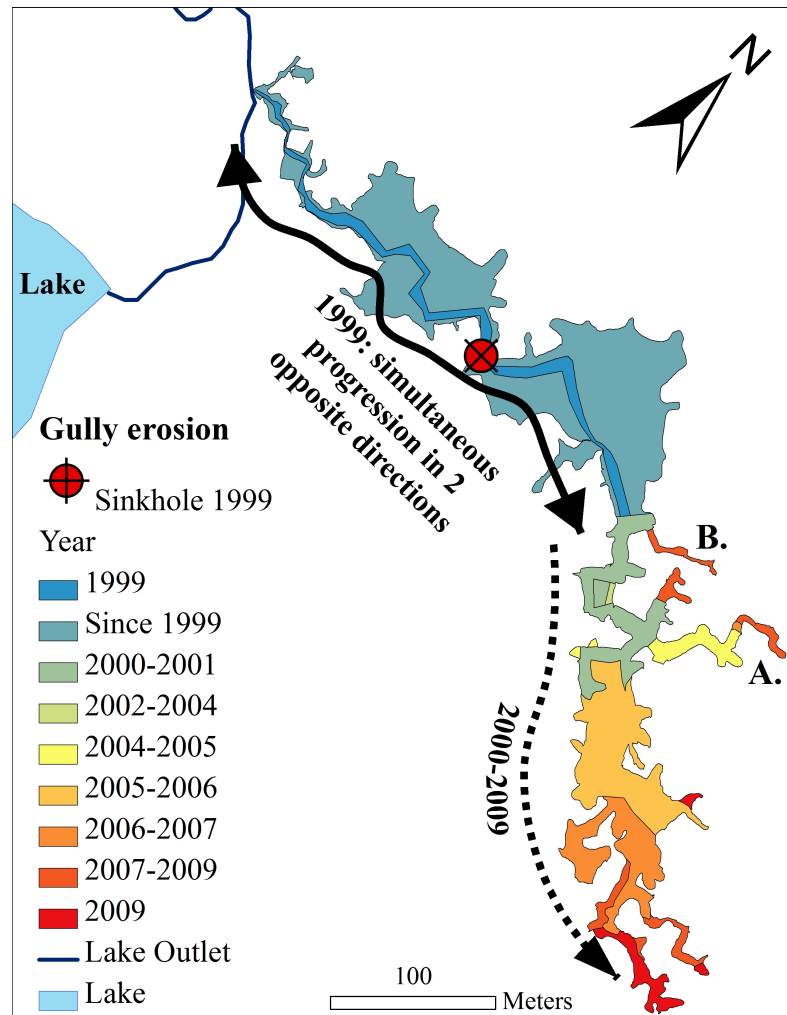


Figure 2.3 – Spatiotemporal evolution of the gully during the period from 1999 to 2009. The gully initiated in 1999, and the first observed sinkhole is shown by a red circle. The gully first evolved in two opposite directions: downstream and upstream (retrogressive erosion, double arrow line). A and B indicate the positions of two gully branches bifurcating away from the main channel.

#### 2.2.5.4 Gully geomorphology

**2.2.5.4.1 Thermo-erosional sinkholes, tunnels, and collapses** Thermo-erosional sinkholes were found exclusively in zones that had been eroded in the previous 2 years. A continuous water source was needed for the development of these sinkholes. Once initiated, ground subsidence enabled the drainage and capture of adjacent streams and groundwater into the sinkhole (Fig. 2.4A). Water then flowed within a short tunnel net-

work connected to the gully. These tunnels developed preferentially in ice wedges. The tunnels usually bifurcated once or twice at  $\sim 90^\circ$  or  $120^\circ$  angles at the junctions of ice wedges. Later in the summer, the tunnel roof usually collapsed. This relict stream bed was composed of gravel and sand, without vegetation because of the stream that flowed toward the sinkhole at this location in previous years.

Distribution analysis of the gully morphology showed that the sinkholes were closely grouped on the south side of the gully <200 m from a ephemeral stream (Fig. 2.5).

Collapses (Fig. 2.4B) are characteristic of an advanced stage of thermo-erosion. A collapse could occur when tunnel tops are sufficiently rich in ice or when the base of an exposed ice wedge melts when in contact with stream water. Water flow in the gully created thermo-erosional niches at the base of the exposed ice-wedges. Ice wedges and adjacent frozen ground collapse by brittle failure followed soon after the niche formation, a process similar to what was described by Hoque et Pollard (2004).

**2.2.5.4.2 Gully head** Gully heads are located in highly active thermo-erosion zones. During the snowmelt period and early summer, most gully heads were connected to the network by waterfalls, some active for the whole summer. Polygons adjacent to gully heads were often saturated and fed for the entire summer by a small stream draining into the gully. Most gully heads were found on the north side of the gully main channel, opposite of the sinkholes (Fig. 2.5).

**2.2.5.4.3 Retrogressive thaw slump** Retrogressive thaw slumps were formed active thermoerosion zones that included exposed ice wedges. Recent thaw slumps were characterized by steep, arcuate, and often well defined head-walls with poor drainage. Thaw slumping was commonly active for 3–5 years, and several slumps remained active after cessation of thermo-erosion processes in an area. Thaw slumps were distributed throughout the gully, but with higher concentration and larger size in the sub-stabilized to stabilized zone. Recently collapsed sections of the gully featured numerous exposures of ice wedges and ice-rich permafrost.

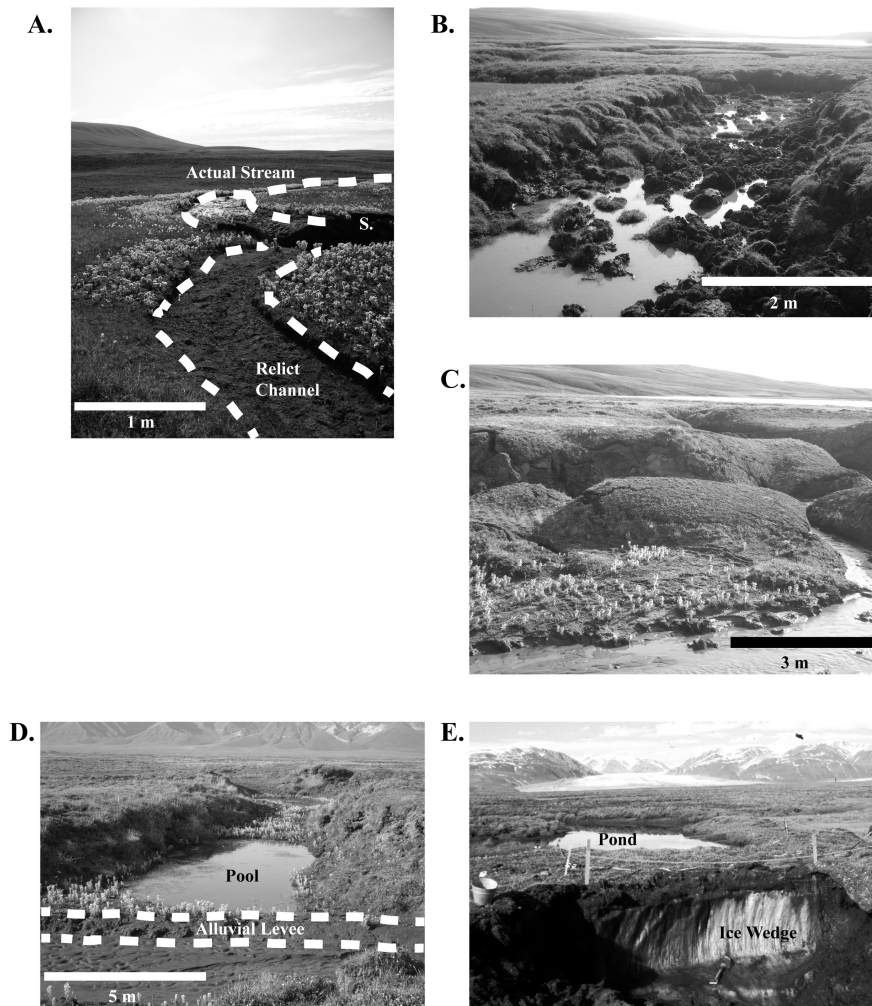


Figure 2.4 – Geomorphology of a thermo-erosion gully. (A) Tunnels and sinkholes are common in this area. The channel is no longer used because of the recent formation of a sinkhole upstream, indicated by S on the figure (July 2009). (B) A recently collapsed tunnel roof in a subcritical section of the gully (2009). (C) Baydzherakh in an advanced stage of degradation near the oldest zone of the gully (one decade). (D) Alluvial levees in the gully channel enabled the formation of small pools within sub-perpendicular gully branches. Note large amounts of deposited silt in the channel. (E) Thermokarst pond a few metres from an exposed ice wedge.

**2.2.5.4.4 Thermokarst terrain** Thermokarst subsidence occurred adjacent to the gully margins. Little ground subsidence was observed in active thermo-erosion zones, but it was frequent in the stabilized section of the gully, between 5 and 10 years old.



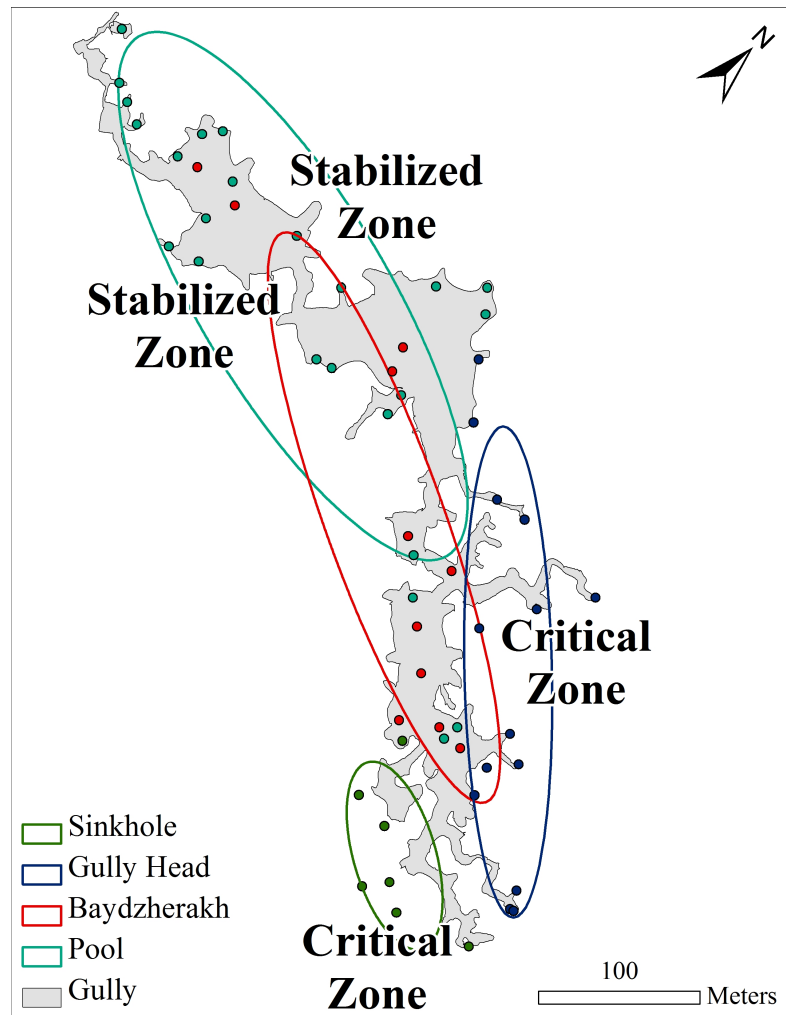


Figure 2.5 – Standard distance of gully landforms from the ellipse centroid. A smaller ellipse indicates that the form is concentrated in a smaller area, and a larger ellipse indicates a wider distribution. Colored dots in the figure indicate the emplacement of landforms. Zones that were in very active development in 2009 are indicated by the “critical zone” marker, and zones that are stabilized are indicated by the “stabilized zone” marker.

**2.2.5.4.5 Baydzherakh** A baydzherakh (Fig. 2.4C) represents an advanced stage of ice-wedge polygon degradation. Collapse and melting ice wedges create isolated ice-rich permafrost mounds within the gully network. Exposure of these polygon center remnants to solar radiation, sensible heat, precipitation, and mechanical erosion (e.g., following snow dam breaching) resulted in further ground subsidence and, in some cases, complete

degradation of the mounds. Baydzherakhi were observed in parts of the gully 3–10 year old, especially where the gully initiated (Fig. 2.5).

**2.2.5.4.6 Pools** Sediment transport and sedimentation in the gully channel was significant due to the large input of silt originating from the gully head area. During peak flow, silt deposited in the gully was remobilized and redeposited downstream in low gradient areas of the gully channel. Sediment deposited on the side of the channel formed alluvial levees (Fig. 2.4D). These levees dammed water drainage from retrogressive thaw slump and gully branches sub-perpendicular to the main channel and enabled the development of small pools, a few hundred metres squared in area and ~30 cm–50 cm deep. When snowmelt runoff filled the pools and during precipitation events, water spilled over the levees and into the main channel. Pools occurred mostly in older stabilized sections of the gully (Fig. 2.5).

**2.2.5.4.7 Thermokarst pond** Near the gully, low-center polygons and degraded ice-wedge junctions often contained thermokarst ponds (Fig. 2.4E). Comparison of a 1972 aerial photograph and an IKONOS 2007 satellite image of the area near the current gully head showed that thermokarst ponds contained by ice-wedge polygon rims were drained following retrogressive erosion of the gully walls. Since thermokarst ponds are widely distributed along the gully, their drainage can occur in active and stabilized sectors of the gully.

## 2.2.6 Discussion

### 2.2.6.1 Development of thermo-erosion gullies

Rates of thermo-erosion processes varied from year to year, depending on local snow depth, the speed at which the snow cover melted, and runoff. Erosion rates during the first year of gully development were extremely rapid. Fortier et al. (2007) reported maximum erosion rates up to 5 m/day for short periods, with a total of 390 m during the first year of gully inception. These high rates during the first year illustrate the instability

of gully morphometry and the high sensitivity of the permafrost landscape to thermo-erosion related disturbances.

In a continuous permafrost environment, the expansion and spatial evolution of thermo-erosion gullies is faster than in a nonpermafrost environment by one to two orders of magnitude. The long-term (10 years) erosion rate average for the main channel of the gully was  $75 \text{ m y}^{-1}$ . When all gully branches are taken into account, rates were  $250 \text{ m y}^{-1}$  or  $2500 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ . If the first year is excluded from the calculation, then average erosion rates varied between  $30 \text{ m y}^{-1}$  and  $50 \text{ m y}^{-1}$  for the gully main channel, and  $\sim 1140 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  area. This is two orders of magnitude higher than rates of  $\sim 1 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  for silty-clayed soils in a semiarid region in Spain (Ries et Marzloff 2003) and for a loess plateau in China (Wu et Cheng 2005). In humid areas, especially during extreme precipitation events, higher rates were reported ( $\sim 80 \text{ m y}^{-1}$  in clay for a coastal hillslope in California; Swanson et al. (1989)). Tunnel collapse, ice-wedge exposures, and retrogressive thaw slumping trigger positive feedback effects that increase gully development.

Active permafrost degradation processes at a specific location in the gully change over time as the gully network enlarge. Figure 2.6 shows the typical distribution of landforms in the gully during the study period, in relation to time. Figure 2.7 is a conceptual model of gully zonation which comprises typical landforms within critical (youngest), subcritical, sub-stabilized (older), and stabilized (oldest) zones of the gully. It helps to understand the distribution of landforms and the spatiotemporal dynamics of thermo-erosion gullies. For instance, during the interval from 1999 to 2009, the location of sinkholes moved retrogressively  $\sim 300 \text{ m}$  upstream (Fig. 2.8).

Sinkhole inception occurred yearly, which suggests that runoff water infiltrated previously formed cavities in the active layer and the permafrost or open frost-cracks (Douglas et al. 2011, Fortier et al. 2007). Sinkhole deactivation usually resulted from stream capture by another sinkhole upstream. Although sinkholes are ephemeral features, they were central to gully dynamics and were the main driver of retrogressive gully development. Sinkholes were always connected to the gully by tunnels. Tunnels are ephemeral features and usually collapsed after one to a few years by thawing followed by brittle failure (Hyatt 1992). These collapses constantly changed the location and number of

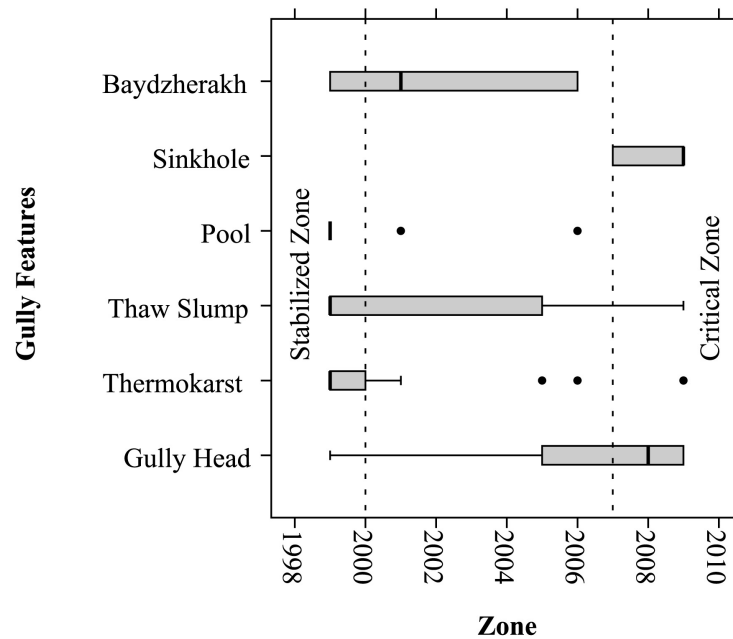


Figure 2.6 – Typical distribution of landforms within the gully system as observed in 2009 in relation with their age. Gully geomorphology age range from 1999 to 2009, from left to right: minimum, first quartile (Q1); median, third quartile (Q3); and maximum. Dots indicate outliers. Critical zone, where the thermo-erosion is the most active, and stabilized zone, where thermo-erosion is no longer active, are indicated on the figure.

gully heads. Streams and runoff flowed into the gully either indirectly via sinkholes and tunnels or directly via waterfalls at gully heads. Unlike sinkholes, some gully head waterfalls were reactivated after 4–5 years of inactivity (no flow) due to gully-induced hydrological changes upstream on the terrace. Collapse of tunnel roofs exposed numerous ice-wedges which rapidly ablated. This permafrost degradation process lasted for several years (5–10 years) and eventually stabilized or slowed down. Due to the high number, large size, and differential orientation of the ice wedges, thaw slumping significantly contributed to gully enlargement. Baydzherakhi and themokarst features were typical of the sub-stabilized zone where Godin et Fortier (2010) demonstrated a clear decrease in gully channel cross-section angularity with time. Pools exclusively formed in the older, low-gradient, stabilized portion of the gully channel. Also, a stabilized gully 1,5 km in length located 2 km east of the current study gully has seen no signifi-

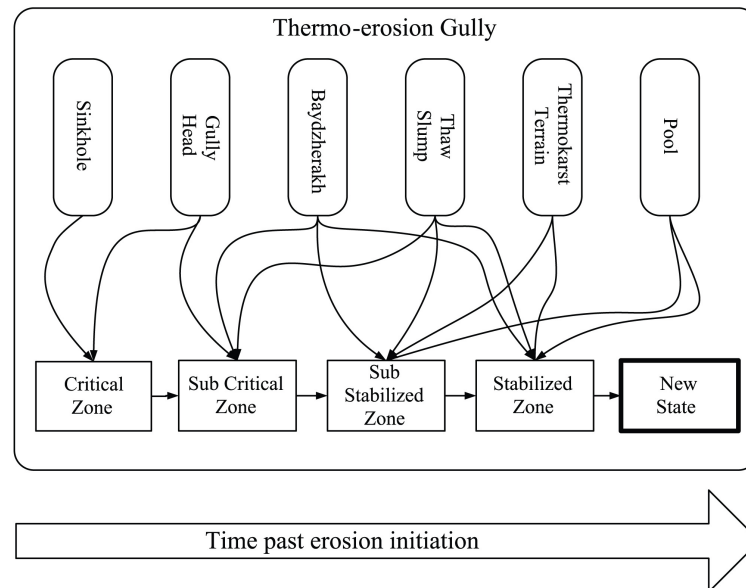


Figure 2.7 – Conceptual model of gully geomorphology development. Gully inception triggers the activity of various modes of permafrost degradation processes and the development of landforms, which evolve spatially over time in zones characterized by different levels of thermo-erosion activity. Gullies remain in the environment for tens to hundreds of years and thus represent a new state of the periglacial landscape.

cant enlargement since 1958, as an aerial photography (1958), an IKONOS 2007 image interpretation, and field observations (2009) confirm. Furthermore, sedimentation rates of  $\sim 1 \text{ mm y}^{-1}$  measured in polygons near the gully area (Fortier et al. 2006) would imply that, in theory, several decades at least would be required to fill in the gully.

These observations illustrate well how thermo-erosion gullies impacted the permafrost over the long term. Thermo-erosion gullies remain in the environment for tens to presumably hundreds of years and thus represent a new state of the periglacial landscape (Fig. 2.7).

#### 2.2.6.2 Long-term dynamics of thermo-erosion gullies: the importance on feedback mechanisms

Undisturbed ice-wedge polygons wetlands were highly sensitive to thermo-erosion related disturbances. Over the short term, gully dynamics were strongly affected by nu-

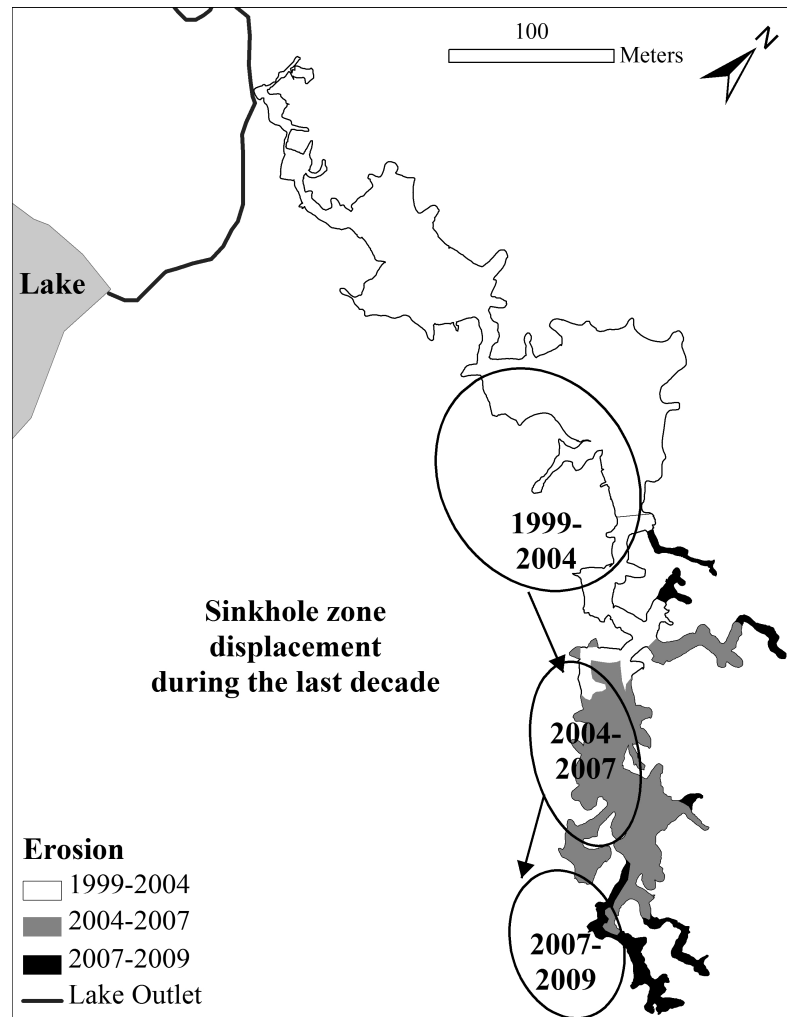


Figure 2.8 – Sketch showing the displacement of the sinkhole zone upstream during the study period.

merous positive feedback mechanisms, operating preferentially in the critical and sub-critical zones (Fig. 2.7). During initiation and the first stage of erosion, the gully's morphometrics and thermal regime were in disequilibrium, and channel development rates were thus very high Sidorchuk (1999). Positive feedback mechanisms were instrumental in accelerating gully spatial development by thermo-erosional processes. Positive feedback effects were essentially related to (i) heat advection by running water, which enabled the development of sinkholes and tunnels in the permafrost, and (ii) tunnel collapse and exposure of undisturbed permafrost to surface conditions. Other positive

feedbacks effects were related to snowpack variability, snowmelt dynamics, changes in local hydrology (e.g., stream capture), and thermokarst pond drainage which reactivated thermo-erosion related landforms, such as gully heads and retrogressive thaw slumps.

In the long term, negative feedback mechanisms contributed to stabilize older sections of the gully. After a decade, about half the gully was characterized by chaotic thermokarst terrains, drained polygons, baydzherakhi, and wide channel cross sections. Long-term terrain settlement and drainage of the gully walls, and of polygons and baydzherakhi along the gully channel, created, in several areas, an insulative dried peat cover colonized by mesic vegetation. This would lead to changes toward a new thermal regime, slow down permafrost degradation processes, and stabilize the terrain. However, in some old areas such as the gully outlet, snow accumulation in depressions, snowmelt water damming in the channel, and summer exposure resulted in further permafrost degradation.

Collapsed materials in actively eroding zones, such as tunnel roofs and slumps, were important contributors to the gully stream sediment charge. During peak flow (late spring, early summer), meanders and alluvial levees were formed in low-gradient sectors of the gully channel, especially near the gully outlet. Alluvial levees and meanders acted as a buffer to mechanical erosion by preventing the stream from eroding the gully walls. This negative feedback effect further contributed to stabilize older sections of the gully.

### **2.2.7 Conclusions**

Over the past decade, spatial monitoring analysis of a gully within continuous permafrost in the valley of glacier C-79 revealed a nonlinear rate of development which was extremely rapid at first. The area proximal to the gullied area attained a threshold during the year of its formation and was rapidly developing toward a new state of equilibrium. For subsequent years, until a decade past its initiation, the gully developed at a much slower but quasi-steady rate. Gully inception triggered various permafrost degradation processes and the development of landforms, which evolved spatially over time in critical to stabilized zones, and in all cases toward an equilibrium state. Gully development

was closely related to the configuration of the ice wedge network and driven by convective heat transfer between flowing water and the permafrost. Thermo-erosional forms were found in the gully in areas where water was entering into the network. Various positive and negative feedback mechanisms contributed to gully dynamics by enhancing permafrost degradation or gully stability, respectively. Gullies remain in the environment for tens to hundreds of years and thus represent a new state of the periglacial landscape.

### **2.2.8 Acknowledgements**

Many thanks to Dr. Gilles Gauthier (Center for Northern Studies) and his team for providing access to his base camp since 1999. We wish to express our gratitude to the following organizations and institutions: Park Canada staff (Sirmilik), Northern Scientific Training Program, PYRN, APECS, Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), FQRNT, Center for Northern Studies, ESRI, National Bank of Canada, and the W. Garfield Weston Foundation. We would also like to thank Chris Burn, Ole Humlum, and an anonymous reviewer for the tips and help in writing this paper. We finally would like to thank the following individuals for their help in the field: Esther Lévesque, Alexandre Guertin Pasquier, Naïm Perreault, Rachel Thériault, Stephanie Coulombe, Michel Paquette, Paschale Bégin, and Josée Turcotte.



## CHAPITRE 3

### ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES RAVINS DE THERMO-ÉROSION

#### 3.1 Contexte

Les observations effectuées pour un seul ravin (chapitre 2) qui menait à une meilleure connaissance de cette géomorphologie d'érosion restent à être appliquées à d'autres ravins afin de tester le modèle conceptuel résultant et de comparer les taux d'érosion inter-ravins.

Le présent chapitre vise à étudier les taux d'érosion de plusieurs ravins qui se trouvent dans une même vallée, en utilisant des indicateurs multiples tels qu'une cartographie précise sur le terrain, des photos aériennes historiques et satellitaires. Certains ravins, dont l'érosion est encore active, sont antécédents aux documents photographiques les plus anciens (1958) disponibles. Ceci implique qu'une fois le processus de ravinement déclenché, les premières années sont celles où l'érosion et l'évolution du ravin sont les plus rapides, tel que le témoignent les taux d'érosion présentés dans le chapitre 2. L'érosion au sein d'un ravin peut être maintenue pendant plusieurs décennies, contribuer au déséquilibre du réseau hydrologique et à une amélioration du drainage local pendant tout cet intervalle et au-delà. La nature des dépôts encaissants n'est pas uniforme dans l'ensemble de la vallée, mais les processus observés entre chacun des ravins et leur géomorphologie sont comparables.

La méthode de la détermination des taux d'érosion des ravins de thermo-érosion utilisée et développée pour cette étude utilise toute les observations de terrain possibles se révèlent efficace pour comparer des ravins actifs, confirmer que des ravins sont stabilisés, et ce dans des milieux de dépôts variés. Cette approche permet de comparer des taux d'érosion entre différentes études, données qui sont relativement rares dans la littérature portant sur l'érosion en régions froides, en raison des courts intervalles d'observations ou de la difficulté de valider les conditions au sol. Avec des ensembles de données idéaux

ou des modèles, les taux comparés peuvent être utiles pour déterminer les moments où une hausse du nombre de nouveaux ravins pour un intervalle, où un changement de taux significatif, afin de raffiner notre compréhension à l'échelle du géosystème.

Ce chapitre complètera l'objectif 1 du ce projet de thèse (l'objectif étant de caractériser la géomorphologie des ravins de thermo-érosion depuis leur initiation jusqu'à leur stabilisation) en rassemblant des observations provenant de cinq grands ravins et se situant dans la phase active d'érosion et de leur développement. Le fractionnement d'une terrasse par des chenaux linéaires pouvant mesurer plus d'un kilomètre en longueur et par lesquels transite de l'eau encore à ce jour contribue aux changements hydrologiques post-initiation. Cet aspect sera traité dans le chapitre 4.

Cette contribution repose sur la même base de données que celle qui mena au manuscrit présenté au chapitre 2, données qui ont été actualisées ou non publiées a priori. Mon rôle dans la préparation de ce manuscrit inclut l'acquisition des données sur le terrain, la mise à jour de la base de données, la génération des résultats, des figures et de leur interprétation. J'ai rédigé le texte. La contribution du Pr. Fortier dans son rôle de directeur fut l'échange et la validation d'idées, de concepts, la validation de la photo-interprétation suite à mon interprétation initiale. Il a révisé le manuscrit final. Pr. C.R. Duguay et le Dr. Aiman Soliman ont proposé des idées et des améliorations pertinentes durant le processus de revue par les pairs. M. Jean Daoust, le Pr. F. Cavayas et le Pr. J. Cardille m'ont pour leur part proposé des options quant à l'approche geo-statistique à utiliser pour gérer le calcul des erreurs d'échelle.

### **3.2 Fine Scale Spatio-Temporal Monitoring of Multiple Thermo-Erosion Gullies Development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago**

**Authors:** Etienne Godin, Daniel Fortier

**Publication:** 2012. Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost, 2012, p. 125-130.

#### **3.2.1 Abstract**

Water infiltrating ice-wedge contraction cracks can enable the formation of tunnels in the permafrost, leading to collapse and thermo-erosion gully initiation. The valley of Glacier C-79 on Bylot Island in Canada is featuring dozens of thermo-erosion gullies, ranging from a few meters and up to 2 km in main axis length. Five of the largest gullies were chosen for fine scale spatio-temporal monitoring between 1958 and 2011, using field observations, differential GPS mapping and aerial and satellite imagery from 1958, 1961, 1972, 1982, 2007 and 2009 to 2011. Gullies developed in aeolian, colluvium and organic depositional environments. Two gullies were nearly stabilized and three were evolving during the 2007 - 2011 period at rates ranging from  $(14 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  to  $(25 \pm 4) \text{ m y}^{-1}$ . One gully mouth has eroded over  $(82 \pm 6) \text{ m}$  in length during the last 3 decades by riverbank erosion. Two gullies were formed before 1958 and the other three were initiated at least after 1972 and before the current decade.

#### **3.2.2 Introduction**

Ice wedge polygons are widespread in continuous permafrost terrain characterizing the valley of Glacier C-79 on Bylot Island. Ice wedges grow during spring when water from streams or snowmelt runoff infiltrate thermal contraction cracks and refreeze in contact with the frozen ground to form an ice vein. Several cracking - water infiltration - refreeze cycles enable ice-wedge enlargement. Infiltration of concentrated flow into thermal contraction cracks can in turn enable the formation and expansion of underground tunnels directly in the ice wedges and the permafrost. Convective heat transfer between flowing water and ice contributes to ground ice melting, permafrost thawing and tunnel

development by thermo-erosion. Repeated water infiltration can enable tunnel enlargement which regularly leads to tunnel roof brittle failure and collapse, resulting in gully inception. Once the gully is initiated, positive feedback effects can contribute to its rapid development, essentially according to ice wedges location in the ground, eroding up to several 10's of meters per year (Fortier et al. 2007). Gullies in this study were exclusively located on low topographic gradient glacio-fluvial river terraces at the bottom of a U-shape, glacially-eroded valley. Gullies were expanding and developing in most cases in humid low center ice-wedges polygons representative of the area.

Thermo-erosion gullies in permafrost environment have been observed and studied in several areas of the northern and southern hemisphere (e.g. Hyatt (1992), Leffingwell (1919), Levy et al. (2008), Mackay (1997), Rowland et al. (2010), Sidorchuk (1999)). While thermo-erosion gullies are mentioned in a few papers, much work needs to be done on the long-term spatio-temporal dynamics of thermo-erosion gullying at a fine-scale level.

The objective of this paper is to present the spatio-temporal development of five thermo-erosion gullies (between ~300 and >1000 m in length) between 1958 and 2011, using historical air photography, satellite imagery and field observations.

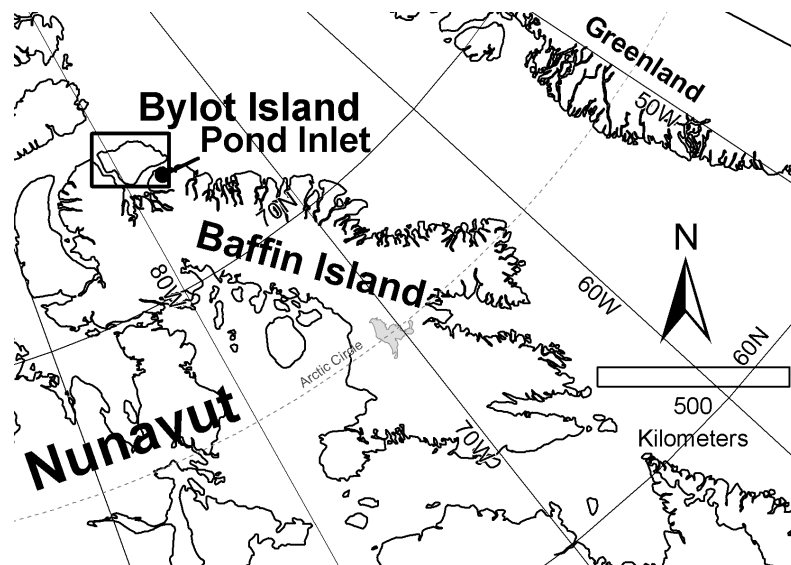


Figure 3.1 – The study site is located on Bylot Island, in the Canadian Arctic Archipelago, ~85 km North-West of the village of Pond Inlet.

### 3.2.3 Site characterization

The study site is located in the valley of Glacier C-79 on the south-western plain of Bylot Island (73°09'N 79°57'W), in the Canadian Arctic Archipelago (Figure 3.1). The valley is ~65 km<sup>2</sup>, ~17 km long per (4 ± 1) km wide. It is oriented ENE - WSW and bordered by plateaus ~500 m (Figure 3.2). The plateau remnants are deeply incised and alluvial fans are being formed near the base of the valley walls. A braided river flows from the glaciers at the valley head in a sandur forming a delta in the Navy Board Inlet. On each side of the proglacial river, syngenetic ice-wedge polygons terraces have developed and aggraded since the Late Holocene (Fortier et Allard 2004). The terraces are primarily composed of fine to coarse aeolian silts mixed with poorly decomposed peat. Ice-wedge polygons observed in the valley are either low-centered, high-centered or flat. Three types of sedimentary environments are active in the valley: 1) aeolian deposition (sand) near the deltaic area adjacent to the Navy Board Inlet; 2) fen peat accumulation with an aeolian component (loess) and; 3) colluvial and mass movement deposition (silt to boulders diamicton) at the base of the valley sides. The mean annual temperature (1971 - 2000) measured at Pond Inlet airport (72°41'N 77°57'W), located 85 km south-east of the study site is -15,1 °C. Average annual total precipitation (mostly in the form of snow) is around 190 mm (Environment Canada 2002). Permafrost thickness has been estimated to be at least 400 m in the study region (Heginbottom 1995). Active layer depth usually varies between 50 cm–60 cm in peaty-silt deposits and up to 1 m in sand and gravel deposits (Fortier et al. 2006).

### 3.2.4 Methods

The geomorphological features and topographic contours of 36 gullies have been mapped in the valley of Glacier C-79 using a Differential GPS (DGPS) since 2009: six on the northern bank and thirty on the southern bank of the proglacial river. For the current study, only larger active thermo-erosion gullies have been mapped but several smaller gullies were observed. The gullies selected for this were chosen according to the following criteria: 1) the gully must have been studied in the field; 2) the gully must be

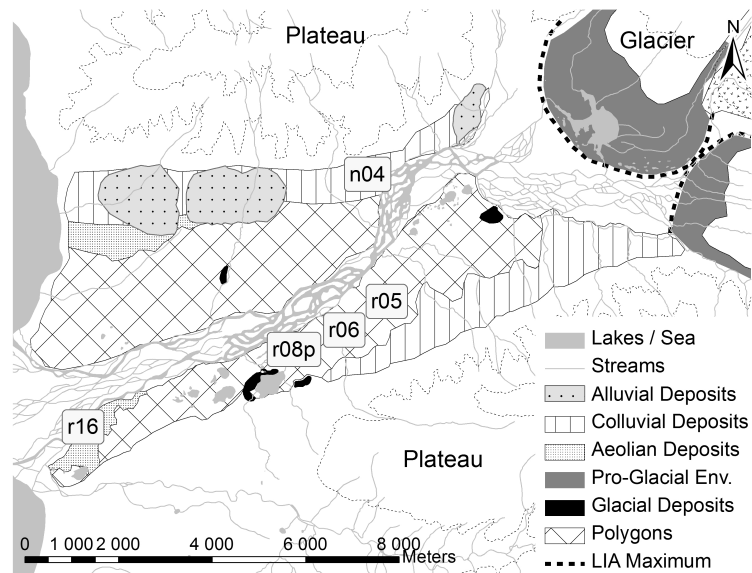


Figure 3.2 – Valley of glacier C-79 geomorphic map, based on Allard (1996), Klassen (1993a). Gullies (r05, r06, r08p, r16 and n04) location are indicated on the map. The dashed line named LIA stands for the Little Ice Age terminal moraine.

large enough to be identified on aerial photography (up to scale = 1:70000); 3) satellite imagery and aerial photography must be cloud free over the gullied area; 4) the study must cover active and nearly stabilized gullies; and 5) gullying in aeolian, organic, and colluvial depositional environments must be studied.

Gullies were mapped using a DGPS in 2009, 2010 and 2011. The DGPS used to characterize the gully was a Trimble Pathfinder Pro XRS with a TSC1 data collector. Differential correction was applied to the DGPS readings by using recordings from Thule reference station, Greenland (496 km from Glacier C-79 valley). (For additional details, see Godin et Fortier (2010)). DGPS precision (x,y,z) after differential post-processing was 0,5 m–1 m for 99% of the records. Post-processed data was transferred to a geographic information system (GIS) built with ESRI's ArcGIS v10.

High resolution satellite imagery (IKONOS mid-July 2007, 1 pixel = 1 m, GeoEye early September 2010, 1 pixel = 0,5 m), and aerial photography of the study site obtained at the Canadian National Air Photo Library late June 1958, late July 1961 (scale = 1:60,000), June to August 1972 (1:15,000) and early July to early August 1982 (1:

70,000) were imported in the GIS.

Airborne images were co-registered with the satellite image with a RMSE value ranging from 1,6 m to 30 m (mean RMSE  $\approx$  17 m). Ten to twelve ground control points were used to register each image. A 2<sup>nd</sup> to 3<sup>rd</sup> order polynomial transformation and a nearest neighbor re-sampling was applied to the registration process.

The DGPS-mapped gully layer was used as a reference to measure gully over time. Changes in areas on older or more recent gullies were compared to the reference gully and were manually delineated, therefore defining gully sizes for 1958, 1961, 1972, 1982 and 2007. Gully metrics were computed using 'Measure' tool on each redrawn gully to estimate the length and area for each time lapse.

Manual gully delineation implied a level of subjectivity on the subsequent geospatial results generated. The uncertainty was computed based on image resolution. This uncertainty was based on a conservative maximum interpretation error of 0,5 mm on any measurements taken on the images: 1958 and 1961 (scale = 1:60,000, uncertainty = 30 m), 1972 (1:15,000, uncertainty = 7 m) and 1982 (1: 70,000, uncertainty = 35 m). These uncertainty values were used in a relative RMSE calculation for computed length and areas.

### **3.2.5 Results**

#### **3.2.5.1 Gully developing in aeolian depositional environment**

The gully r16 developed in an ice-wedge polygon network on the south bank of the braided river ~1,5 km from the delta connecting the river to Navy Board Inlet. The main channel of the gully connected to the pro-glacial braided river. The gully was incised into an aeolian depositional environment grading into an aeolian-organic transition zone, which is darker on figure 3.3. This transitional zone featured some low-centered ice-wedge polygons with ponds and very sparse vegetation. The main body of the gully developed in a dominantly flat surface composed of coarse to fine sand in which ice wedges formed. The gully was already well developed in 1958, and its boundaries did not change significantly during the 1958-1982 period. The gully channel width varied

from 10 m downstream to less than 1 m in the gully head area.

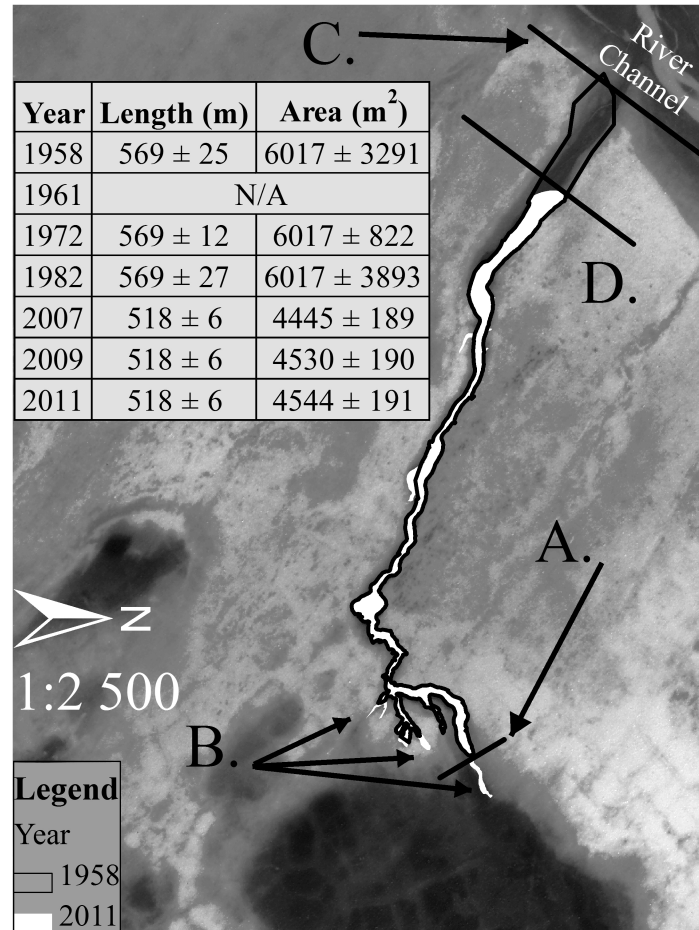


Figure 3.3 – The background image shows the 1972 aerial photography of gully r16 (Figure 3.2). Black gully contours show the 1958 - 1982 gully layout; A) head position for that period; B) 1982-2011 development. Bank erosion between 1982 and 2007 contributed to reduce the gully size from C. to D. River channel is shown in the upper-right corner.

Figure 3.3 shows riverbank erosion where the gully mouth was located in 1958. On the 1982 image a river channel was migrating towards the bank but no significant erosion of the gully had begun. The gully contours in white, as mapped with the DGPS in 2009 (Figure 3.3 D.), clearly show the recession of the bank compared to the 1958 location of the gully (Figure 3.3 C.). The estimated eroded bank width between 1982 and 2007 was



( $82 \pm 6$ ) m. Consequently the overall length decreased from ( $569 \pm 27$ ) m to ( $518 \pm 6$ ) m during the 1982 - 2007 period, while the main channel in the gully head area increased by ( $30 \pm 6$ ) m (Figure 3.3 A.). Small (few meters) branches and slumps contributed to enlarge the gully slightly during this 35-year period (Figure 3.3 B.). Between 2007 and 2011, the gully length did not increase but erosion resulted in an overall area increase of  $\sim(99 \pm 28) \text{ m}^2$ .

### **3.2.5.2 Gully developing in colluvial depositional environment**

Gully n04, located in a colluvial depositional environment on the north bank of the braided river, was first observed on 2007 IKONOS image. On the 1972 image and earlier images, there was no gully, but rills and water tracks were running over the area where the gully eventually developed. No information could be extracted from the 1982 photo-interpretation due to cloud cover over the gully location. This gully, shown on figure 3.4, therefore initiated during the 1972 - 2007 period and the gully main axis length was estimated to ( $365 \pm 5$ ) m in 2007 with an overall calculated area of ( $4566 \pm 191$ )  $\text{m}^2$  (average ( $10 \pm 1$ )  $\text{m y}^{-1}$  and ( $130 \pm 32$ )  $\text{m}^2 \text{ y}^{-1}$  over 35 years). During the DGPS field survey in 2010, this linear gully was affected by thermo-erosion mainly at its head, via tunnels and underground water flow, sinkholes, ice-wedge exposures and recent ground slumping. During a visit in late June 2010, a small stream was continuously flowing into the gully head. Vegetation was present but sparse on the hummocky terrain and polygons near the gully. The colluvial deposits of gully n04 was characterized by a matrix of angular blocks, poorly decomposed peat and sand. The gully main channel was  $\sim 13$  m wide near its outlet and was  $\sim 6$  m wide in the recently formed channels near the gully head. The gully main axis length and overall area development rate were ( $25 \pm 3$ )  $\text{m y}^{-1}$  and ( $353 \pm 53$ )  $\text{m}^2 \text{ y}^{-1}$ , respectively, for 2007 – 2011.

### **3.2.5.3 Gully developing in organic depositional environment**

Gullies r05, r06 and r08p, located on the south shore of the river, all initiated in an organic depositional environment. This area was characterized by well-developed syn-

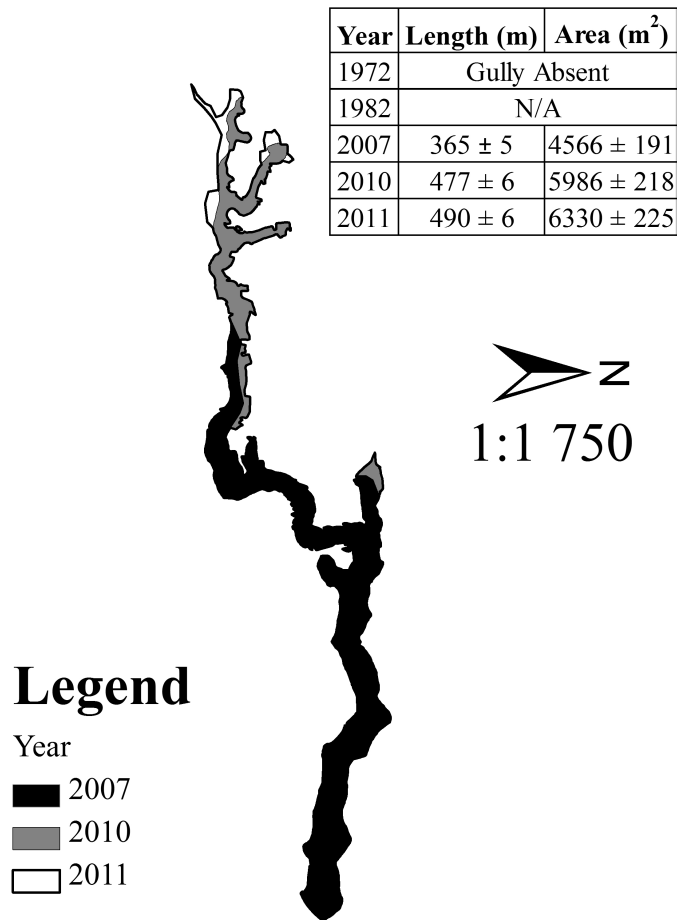


Figure 3.4 – Gully n04 was first observed for the first time on 2007 IKONOS satellite image. Observations of tunnels, sinkholes and exposed ice-wedges near the gully head during summer 2010 and 2011 indicated that the gully was actively developing.

genetic ice-wedge polygon networks with polygons width ranging from ~8 m to ~35 m. Low-centered polygons, often with small ponds in their center, high-centered and flat polygons were observed near the gullied zones. An almost continuous vegetation cover composed of, among others, *Salicaceae*, *Cyperaceae* and *Poaceae* was present in this part of the valley. Polygon centers often featured cryoturbation and hummocks. Gullies r05 and r06 connected with the pro-glacial river directly. r08p's outlet was connected to a stream which flowed ~1 km downstream in the river. These 3 gullies were 1 km–3 km

apart from each other and were all oriented normal to the valley walls and to the braided river (NNW - SSE to N - S).

**3.2.5.3.1 Gully r05** This long gully was already present on 1958 aerial photograph. 1961 and 1972 aerial photographs did not show any evidence of development by thermo-erosion processes. A 50 m long channel formed a fork-like pattern in the gully head area between 1972 and 2007 but no significant thermo-erosion was observed for the 2007-2010 interval. No recent thermo-erosion signs such as exposed ice-wedges or other permafrost thawing evidences were observed during site visits. Water was observed to be flowing in the gully during early summer. This nearly-stabilized gully, formed before 1958, is therefore one of the oldest and largest of the valley, with an estimated main axis length and overall area (not mapped with a DGPS) of  $(1899 \pm 7)$  m and  $(29\,485 \pm 485)$  m<sup>2</sup>, respectively.

**3.2.5.3.2 Gully r06** The gully r06 (figure 3.5) was not present on the 1972 photograph and the location was hidden by clouds on the 1982 image. The gully therefore initiated during the 1972 - 2007 lapse. Water rills and low-centered polygons with small ponds were present on the 1972 image at the current gully location. The gully main axis length was in 2007  $(626 \pm 8)$  m with an area of  $(10\,004 \pm 283)$  m<sup>2</sup>. During a field visit in 2005, narrow, yet sharp, waterfalls were observed entering the gully near its head, favoring thermo-erosion processes. This complex gully was developing linearly toward its water source and laterally through partly melted ice wedges.

The gully continued to enlarge during the following years at a rate of  $(14 \pm 3)$  m y<sup>-1</sup> for the main axis and  $(343 \pm 52)$  m<sup>2</sup> y<sup>-1</sup> area during the 2007 - 2009 period. A field visit in 2009 where the gully contours were recorded by DGPS made it possible to record the presence of recently formed sinkholes, tunnels, thaw slumps and sharp, freshly exposed, gully branches.

The channel near the gully head upstream was 6 m–8 m wide and 2 m–3 m deep. The channel was narrower downstream near the outlet with a width of ~3 m and a depth of ~1 m. A second DGPS campaign (2011) provided evidence of gully enlargement over the

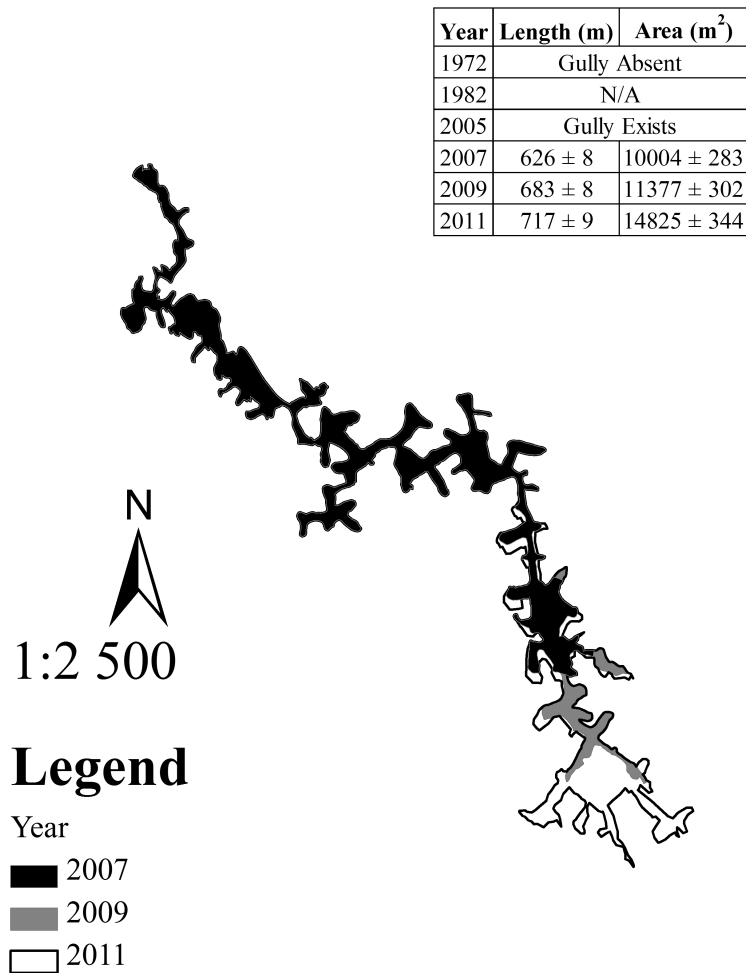


Figure 3.5 – Gully r06 was absent on the 1972 air photography. The first observations of gully development were recorded in 2005. gully r06 main axis development between 2007 and 2009 was  $(14 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  and  $(17 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  in 2010 – 2011

2009 - 2011 period to  $(717 \pm 9) \text{ m}$  for the main gully axis and  $(14\,825 \pm 344) \text{ m}^2$ . Gully r06 had a thermo-erosion and development rate of all gullies with an overall development of  $(18 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  (main axis length) and  $(964 \pm 88) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  for 2007 - 2011 period.

**3.2.5.3.3 Gully r08p** This gully (figure 3.6) was monitored since its inception in 1999 (Fortier et al. 2007) and during most years until summer 2011. The 1972 air photograph showed numerous water tracks and rills in the area where the gully r08p formed in 1999. Over the 1999 - 2007 period, the gully expanded by  $(720 \pm 7) \text{ m}$

over its main axis (rate of  $(80 \pm 2) \text{ m y}^{-1}$  and  $(23\,130 \pm 430) \text{ m}^2$  in overall area (rate of  $(2570 \pm 143) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ ).

Year	Length (m)	Area ( $\text{m}^2$ )
1999	Gully Initiation	
2007	$720 \pm 7$	$23131 \pm 430$
2009	$748 \pm 8$	$25007 \pm 447$
2011	$835 \pm 8$	$27762 \pm 471$

## Legend

Year

■ 2007

■ 2009

□ 2011

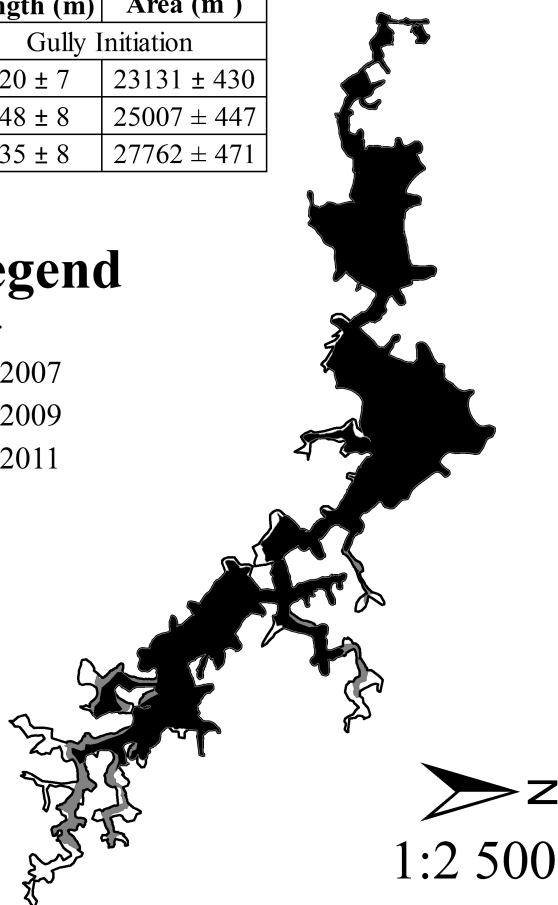


Figure 3.6 – Gully r08p was expanding simultaneously in six distinct axes (light gray and white on the figure). While the overall length of r08p was smaller than other gullies, its area was large due to complete degradation of eroded polygons (baydjarakhs).

During 2009 and 2010 gully contours were digitized and field observations were recorded. This non-linear gully was developing simultaneously at six distinct emplacements where significant water flow entering the gully were observed. Sinkholes, waterfalls, ice-wedges exposures, sharp gully walls and permafrost tunneling were characteristic of the expanding gully. Several baydjarakhs (an advanced stage of erosion of

ice-wedge polygons forming a mound) were found in the older, stabilized parts of the gully. The channel upstream near the gully head was ~8 m wide and ~3 m deep. The channel near the stabilized older sections of the gully in the outlet area was ~3 m wide and ~1 m deep. The gully was actively enlarging during the 2007-2011 period, however slower than the first nine years following its initiation. The gully r08p enlarged during the 2007 - 2011 period at a rate of  $(23 \pm 4) \text{ m y}^{-1}$  (main axis) and  $(872 \pm 83) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  of overall eroded area, making this gully one of the most dynamic in the valley.

### 3.2.6 Discussion

#### 3.2.6.1 Development rates of thermo-erosion gullies

Two of the thermo-erosion gullies covered in this study (r05, r16) initiated and developed before 1958 and were almost stabilized since then. The other three, which initiated at least after 1972 (n04, r06) and more recently (r8p, 1999) were all very actively developing. Consequently, there was no major gully enlargement observed between 1958 and 1972 in the valley.

The five gullies studied in the present paper were among the largest found in the valley of Glacier C-79. These thermo-erosion features had distinctive characteristics relative to their depositional environment.

**3.2.6.1.1 Gullies formed in aeolian and colluvial depositional environment** Gullies formed in colluvial and aeolian depositional environment shared interesting similarities. Channel cross-section for gullies formed in aeolian and colluvium deposits were larger and deeper near the outlet than at the head, in opposition with those observed in organic depositional environment. Their geometry and size were similar. These two types of gullies were characterized by a nearly-linear main channel with very few (and small) secondary branches. The overall length and area of these two types of gullies were very similar, with a length of approximately 500 m and an area varying between ~4500 m<sup>2</sup>–6000 m<sup>2</sup>. The linear character of these gullies was reflected by a much smaller eroded surface compared to multi-channels gullies formed in organic depositional environment.

The relation between linearity and overall eroded surface is clear when the 2007-2011 erosion rates of n04 and r08p are compared. For similar main channel erosion rate (n04 =  $(25 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  and r08p =  $(23 \pm 4) \text{ m y}^{-1}$ ) there was 10 times more eroded surface in the multi-channels gully r08p than in n04 (n04 =  $(353 \pm 53) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  and r08p =  $(872 \pm 83) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ ). The linear character of the gullies could potentially be explained by the high removal rates of sandy material of aeolian and colluvial deposits. Gullies formed in colluvial deposits had however a few sinkhole and tunnels which is more alike of gullies formed in organic depositional environments.

**3.2.6.1.2 Gullies formed in organic depositional environment** Gullies formed organic depositional environments were usually longer (~700 m–1900 m in length) than gullies in other depositional environments. They had several channels which was reflected by larger eroded surface (from ~15 000 m to 29 000 m eroded per gully). Active gullies were characterized by a large and deep channel near their gully head area, varying from ~2 m–4 m deep and 3 m to 8 m wide. Recent (2007-2011) rates of erosion for the main channels varied between  $(17 \pm 3) \text{ m y}^{-1}$  to  $(23 \pm 4) \text{ m y}^{-1}$  with  $(306 \pm 49) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  and  $(872 \pm 83) \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  in eroded area. These rates of gully development for 2007-2011 were within the same order of magnitude for the erosion estimated for the 1972-2007 interval, which, for all cases, were much higher than 1958-1972 rates.

Organic depositional environments were characterized by well-developed ice wedges and cohesive silty peat material, enabling the formation and the relative sustainability of forms resulting from thermo-erosion such as sinkholes, tunnels and sharp, angular gully walls and channel.

Many of the baydjarakhs observed, especially in r06 and r08p, were remnants of a sustained phase of relatively recent thermo-erosion and rapid development rate. Gullies which developed one or more baydjarakhs were often larger than nearly-linear gullies. Many water streams and/or branches were required for enabling the erosion of all the sides of ice wedge polygon.

A fluvial thermo-erosion system has been studied on the Lena River in Siberia (Are 1983), where the river eroded ice complexes (yedoma). Ablation rates of almost pure ice

for the Lena River during the flood season varied between  $19 \text{ m y}^{-1}$  and up to  $40 \text{ m y}^{-1}$ , which is in the same order of magnitude than the most active gullies in the valley of Glacier C-79. This suggests that ground ice is a dominant factor of thermo-erosion rates.

### **3.2.6.2 Processes of gully development and stabilization**

The gully r16 located near the coast was eroded and enlarged by tidal currents and river flow over the last 30 years. This changed the base level in the gully, modified outlet location and reduced net gully dimensions. For gullies connected to the river, the combination of tidal currents entering the gullies and high pro-glacial river level at the end of the summer contributed to accelerate gully and terrace erosion.

Gullies found in organic depositional environments were the largest observed in the valley and had higher observed development rate. With measured expansion of 50 m in main axis length since 1958, gully r05, was one of the longest, largest, and possibly oldest gully studied. It was the only gully nearly stabilized, This indicates that several decades are required for gully slope (walls) stabilization and adjacent polygonal landscape equilibrium.

Positive feedback such as thermal denudation following a tunnel collapse, active retrogressive thaw slumps, unstable permafrost thermal regime following denudation, streams flowing through gully heads and sinkhole enlargement contributed to accelerate development rate.

Negative feedback such as plant growth, active layer drainage, slope equilibrium, and subsequent ground cooling favored gully stabilization. Feedbacks effects were therefore central to gully activity. They contributed to acceleration of thermo-erosion (positive feedback), near the gully head and to stabilization (negative feedbacks) in older areas of the gullies.

### **3.2.7 Conclusions**

Following gully initiation, development rates were very high. For instance, during the 1999-2007 interval, gully r08p had an average main axis length development rate of



$\sim 80 \text{ m y}^{-1}$ . It was observed that several years to decades are necessary for gully stabilization.

Gullies formed in aeolian and colluvial depositional environments shared common characteristics such as material erodability, gully size, and geometry.

Gullies developed faster during the 1972-2011 period than during the 1958-1972 interval. 3 new gullies initiated during the 1972-2011 interval. 2 of these (r06 and r08p) were among the largest and with highest erosion rates of in the valley.

Thermo-erosion gullies, are long-lasting features in the periglacial landscape. They impact the local hydrology, the water availability for vegetation, and therefore plant distribution and assemblages. Ground loss due to permafrost erosion resulting from gullying implies a change in the sedimentary balance of the river system downstream.

### **3.2.8 Acknowledgements**

We would like to thank Dr. Gilles Gauthier (Center for Northern Studies, U. Laval) for providing access to base camp and logistics yearly since 1999. Fieldwork assistance from R. Thériault, A. Guertin-Pasquier, N. Perreault, S. Coulombe and M. Paquette has been invaluable in the realization of this project. We are grateful to the following organization, institutions for financial and logistical support: Parks Canada, Polar Continental Shelf Program, Northern Scientific Training Program, NSERC, FQRNT, Center for Northern Studies, ESRI, National Bank of Canada and the W. Weston Garfield Foundation. We appreciated the technical help from J. Daoust, and profs. F. Cavayas and J. Cardille. Finally we acknowledge C. R. Duguay and Aiman Soliman for their constructive comments.

## CHAPITRE 4

### EFFET DU RAVINEMENT DE THERMO-ÉROSION SUR L'ÉCOULEMENT ET LA PERTE DES SOLS

#### 4.1 Contexte

Dans les chapitres 2 et 3 un modèle d'évolution du paysage dans la zone de pergélisol continu est proposé. Le sujet porte donc sur l'évolution spatiale et temporelle d'un tel paysage et de comment les ravins contribuent à son développement. Ces ravins en zone humide, qu'ils soient actifs ou stabilisés, consistent en un bris topographique d'une surface autrement presque plane qui exerce une influence au plan hydrologique, comme en témoigne l'écoulement canalisé qui fut observé pour chacun des ravins durant les campagnes de terrain 2009 - 2014. Le rôle de l'eau de ruissellement constitue un élément fondamental dans la dynamique de l'évolution du ravinement de thermo-érosion :

1. Comme source et comme facteur de déclenchement du ravinement, lors de la formation de tunnels dans les coins de glace ;
2. Comme moteur du ravinement - car une fois initié, le bris topographique réarrange le réseau de drainage, capture et canalise des écoulements de ruissellement ;
3. Comme impact co-latéral post-initiation, car la concentration des chenaux de ruissellement suivant la réorganisation du réseau de drainage limite la recharge en humidité d'autres surfaces non ravinées ;

La recharge en humidité de la proche surface découlant de la fonte du couvert de la neige dans les polygones dont les contours sont perturbés suivant le ravinement impacte la capacité de rétention interne d'humidité dans ce contexte. Des milliers de polygones sont atteints au site d'étude.

Ces considérations se regroupent sous le deuxième objectif de la thèse soit de 'déterminer les changements hydrologiques (et hydrographiques) et aux sols induits par

le développement de ravins de thermo-érosion dans le pergélisol' et seront examinées dans ce chapitre. Le modèle d'évolution du paysage proposé considère la problématique du ravinement à l'échelle de la vallée glaciaire ainsi qu'à l'échelle d'un bassin versant (sous-unité de la vallée) et examine les changements de la dynamique hydrologique pré et post ravinement pour celui-ci.

Ma contribution pour la préparation de ce manuscrit consistait à préparer le plan conceptuel et méthodologique, l'acquisition des données sur le terrain, la génération des résultats, des figures et de leur interprétation. J'ai rédigé le texte du manuscrit. La contribution du Pr. Fortier en tant que directeur fut l'échange et la validation d'idées et des concepts, la validation de la photo-interprétation de chaque polygone érodés par ravinement dans la vallée, contribuant ainsi à la portée des résultats. Il a révisé le manuscrit final. Stéphanie Coulombe a dirigé une partie de l'échantillonnage, validé la qualité et la fréquence des mesures hydrologiques obtenues sur le terrain et proposé des approches conceptuelles pertinentes au projet. Durant le processus de révision de l'article qui est le coeur de ce chapitre, le Dr. Mark Torre Jorgenson soulignait l'aspect éco-géographique du problème du ravinement et de son impact, commentaires qui furent particulièrement éclairants (pertinents et appréciés) durant la préparation du manuscrit final.

## 4.2 Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss

**Authors:** Etienne Godin, Daniel Fortier, Stéphanie Coulombe

**Publication:** 2014. Environmental Research Letters, 2014, 9, 105010

### 4.2.1 Abstract

Thermo-erosion gullies in continuous permafrost regions where ice-wedge polygons are widespread contribute and change the drainage of periglacial landscapes. Gullying processes are causing long-term impacts to the Arctic landscape such as drainage network restructuring, permafrost erosion, sediment transport. Between 2009 and 2013, 35 gullies were mapped in a polygon terrace in the valley of the Glacier C-79 on Bylot Island, Nunavut (Canada), one of which was monitored for its hydrology. A gully (R08p) initiated in 1999 in a low-center polygon terrace. Between 1999 and 2013, 202 polygons over a surface of 28 891 m<sup>2</sup> were breached by gullying. Overall, 1401 polygons were similarly breached on the terrace in the valley before 2013. R08p is fed by a 1,74 m<sup>2</sup> watershed and the hydrological regime is characterized by peak flows of 0,69 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> and a cumulative volume of 229 662 m<sup>3</sup> for 2013. Historic aerial photography from 1972 and recent field surveys showed a change in the paths of water tracks and an increase in channelized flow in the gully area from none to 35% of the overall flow path of the section. The overall eroded area for the studied gullies in the valley up to 2013 was estimated at 158 000 m<sup>2</sup> and a potential volume close to 200 000 m<sup>3</sup>. Gullying processes increased drainage of wetlands and the hydrological connectivity in the valley, while lowering residence time of water near gullied areas.

### 4.2.2 Introduction

Thermo-erosion gullying is a type of permafrost degradation process generally observed in the continuous permafrost landscape. Specifically, thermo-erosion is a thermo-mechanical process in which ground ice is eroded and residual sediments and carbon displaced by hydraulic transport (van Everdingen 1998). Thermo-erosion is a permafrost

degradation process contributing significantly to permafrost landscape evolution along littorals (Hoque et Pollard 2009), river (Costard et al. 2003) and inland environments (Fortier et al. 2007). Thermo-erosion gullies are an integral part of continuous permafrost landscape evolution and as such were observed in Alaska, Yukon, North Western Territories, the Canadian Arctic Archipelago (Bylot Island) (Grosse et al. 2011), the Antarctic Dry Valleys (Levy et al. 2008) and Siberia (Czudek et Demek 1970, Sidorchuk 1999).

Sudden, repeated or massive input of run-off water over inland polygons can trigger the formation of sinkholes and tunneling of ice wedges, leading to the formation of gully networks (Fortier et al. 2007). Following inception, the rate of gully erosion can reach several 10's m per year and subsequent positive feedbacks can keep the gully active and enlarging for more than a decade (Godin et Fortier 2012a). Climatic models (Easterling et al. 2000) and recent climate observations indicate that the likeliness of occurrence of extreme events (such as air temperature variability, amount of precipitations) is increasing, which favors thermokarst development (Hinzman et al. 2005) and thermo-erosion gullying.

Sheet flow in lowlands polygons, particularly during freshet is the main contribution to the hydrologic recharge through the year. Permafrost gullying, as an incision in the terrace, changes how surface water flows overland and potentially diminishes the extent of the recharge during freshet and afterward because of an enhanced drainage (Woo et Young 2006). Once gullying occurs, not only does the hydrologic connectivity increase but the capacity of flow network transport to sediments (Poesen et al. 2003) and nutrients (Harms et al. 2013) in the watershed.

In the valley of glacier C-79 on Bylot Island, 35 thermo-erosion gullies were identified and mapped since 1999 (Figure 4.1). The gullies covered in this paper consist of a contiguous network of thawed polygon troughs and edges resulting from the partial erosion of numerous low-center polygons. One of these gullies was closely monitored since its inception in 1999 (Fortier et al. 2007). Water tracks existing on the terrace before the formation of the gully were visible at the current gully location on aerial photography from 1972. Water tracks and stream flow were captured by headward gully

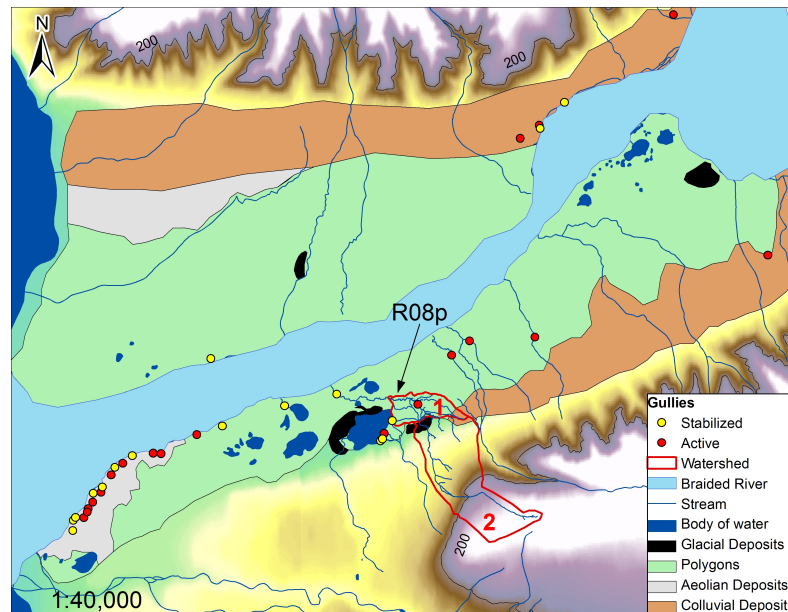


Figure 4.1 – The valley of glacier C-79. Red and yellow dots indicate the location of active gullies and stabilized gullies, respectively. Intensively studied gully R08p is indicated on the map along with its watershed and sub-sections.

thermo-erosion, increasing connectivity (Pringle 2003) and further enabling transport of sediments and nutrients (Bowden et al. 2008).

The gullying of the terrace in the valley has fragmented the terrace, changed the local hydrology and enabled permafrost thawing. In this paper we assessed the impacts of the permafrost gullying on the integrity of the terrace by first presenting the gully geometry and their rate of erosion in the valley based on field measurements and historic aerial imagery. Second, changes in the hydrologic network associated with a single gully were identified by comparing historical aerial photography with recent observations on the field and excluding changes in the distribution of two flow types (channelized versus overland and sheet flow). Further, the hydrograph of the gully enabled the quantification of the water transiting through the outlet and its flashiness following a rain event could be assessed. Finally, the tri-dimensional geometry of the gully was surveyed to determine the volume of permafrost eroded.

The study site ( $73^{\circ}09'N$   $79^{\circ}57'W$ ) is located in the valley of glacier C-79 on Bylot Island in Nunavut, Canada. The valley's dimension is ~17 km long by ~4 km wide

from the sea to the current position of the glacier (Figure 4.1). The valley is bordered on each side by shale and mudrock plateaus about 500 m a.s.l. A braided river flowing on the floor of the valley drains meltwaters of C-79 and C-93 glaciers (Inland Water Branch 1969) towards the Navy Board Inlet. A few ephemeral streams originate from sub-perpendicular valleys and alluvial fans and are connected to the braided river. The river is bordered on each side by low gradient terraces with low-center polygons associated with ice-wedge formation. The terraces consist of an accumulation of over 4 m of peat mixed with aeolian silts and sands, and in some sectors alluvial/colluvial deposits, overlying glacio- fluvial sand and gravels and glacial drift accumulated on the valley floor following the retreat of the glacier during Holocene (Fortier et Allard 2004). The depth of the active layer varies between 40 cm–60 cm in peaty-silts and up to 1 m in sands and gravels. The regional depth of the permafrost body was estimated to be deeper than 400 m (Smith et Burgess 2000).

Climate normal (1981 – 2010) were recorded at Pond Inlet Airport located 85 km southeast from the study site (Environment Canada 2014). Mean daily air temperatures between Pond Inlet Airport and a meteorological station located on the study site were quasi-identical for the 1994 – 2002 period (Fortier et Allard 2005). Mean air temperatures for 1981 – 2010 at Pond Inlet were  $-14,6^{\circ}\text{C}$  (61 m a.s.l.) while it was  $-14,5^{\circ}\text{C}$  at 24 m a.s.l. in the valley of the glacier C-79 (CEN 2013) for the 1994 – 2013 period.

Normal yearly average precipitation at Pond Inlet was 189 mm, with an observed 91 mm of rain, and the remaining as snow water equivalent (Environment Canada 2014). Hydrological regime of the stream flowing in the gully is nival, which is characterized by a seasonal high flow following snowmelt and diminishing drastically after, which is common for small streams in the High Arctic (Woo 2012). Streams observed on the valley slopes flow towards the terraces and were either positively contributing to the water balance of the wetlands or drained by the gullies.

The orientation of the main channel of the gullies was generally normal to the river. The recent (2007 – 2011) erosion rates of the largest and most active gullies in the valley varied between  $17\text{ m y}^{-1}$  and  $23\text{ m y}^{-1}$  for the main axis length and  $306\text{ m}^2\text{ y}^{-1}$  and  $872\text{ m}^2\text{ y}^{-1}$  in eroded area (Godin et Fortier 2012b).

### 4.2.3 Methods

#### 4.2.3.1 Erosion rates

Historical aerial photography, satellite images and field surveys over a decade were used to build a geospatial database of the gully geometric and geomorphological layout, precisely track spatial changes in the landscape and approximate the date of initiation if available (Godin et Fortier 2012b). Thirty five gullies identified on the photo were visited at least once between 2009 and 2013 to record if thermo-erosion recently occurred at each emplacements. Gully margins were mapped using a Differential GPS (or DGPS) model Trimble Pathfinder Pro XRS with a TSC1 data collector (2009 – 2012) and a Trimble R8 GNSS system (2013). Differential correction was applied to the recorded spatial data obtained with the Pro XRS system by using the Thule (Greenland, DK) reference station located 496 km to the east of the Glacier C-79 Valley. The report of the correction indicated a spatial precision of 0,5 m–1 m for the x,y,z, axis for 99% of the records. Centimeter-level precision was obtained while mapping with the real-time R8 GNSS System. Gullies were manually digitized in a geographic information system (ArcGIS v10) for 1972, 2007, and 2010 based on air photography and satellites images: aerial photography from 1972 (A23052-[61, 62, 77, 209, 211, 213], A23098-181, 1:15000) from the National Air Photo Library (NAPL) were used to estimate years of gully development. An IKONOS pan-chromatic image was used as a reference for 2007 (late July 2007, pixel = 1 m) and a true color satellite (GeoEYE) image was used as a reference for 2010 (2 September 2010, pixel = 0,5 m). Gully margins were superposed in the GIS and differences in geometry related to time were obtained. The length of the main axis and the area of each gully were calculated in the GIS. It was therefore possible to determine the gullies as being present or not during the defined intervals.

Superposing the digitized gully boundaries for each lapse on the available images provided the count of breached polygons per interval (1972, 2007, 2010 and 2013). Polygon ridges and troughs contrasted well on the images and those contiguous to a gulling axis were manually interpreted. There was no differentiation between various generations of polygons (when applicable) and the smallest unit identified counted as



one.

#### 4.2.3.2 Hydrology

The hydrological impacts of gully development focused on changes of water tracks and drainage patterns following the formation of a gully during the late 90's. Water tracks and stream paths near R08 were already visible on the aerial photography from 1972 (A23052-61, A23052-77, 1:15000) in the area where a gully later initiated in 1999 were digitized in the GIS software. Recent surveys of the stream network up to 2013 were compared against photography pre-dating the gully using a GIS. The contributing area of the watershed was defined using as reference a topographical digital elevation model [038C04, 048D01, 1:50000] (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2004) and the GEOEye 2010 satellite image. This contributing area was divided by terrain unit: sub-unit 1 included exclusively the terrace, while sub-unit 2 is the colluvial hillslope connecting with the plateau and the southern valley wall (Figure 4.1). Changes in the network were calculated using the drainage density relation (Dingman 2002) for 1972 and 2013 (equation 4.1) :

$$D_d \equiv \frac{\sum L}{A_d} \quad (4.1)$$

where  $D_d$  is the drainage density of the contributing area,  $\sum L$  the sum of the length of the streams in the area and  $A_d$  the area of the contributing area. Lengths were separately calculated for incised channels (Bledsoe et al. 2002), water tracks or streams flowing on the terrace and streams originating from a connecting secondary valley.

Precipitation readings were manually obtained daily on site from a Hellmann Rain Gauge, compact version (CEN 2013).

Streamflow was measured at the gully outlet morning and evening daily between June and August in 2012 and 2013. A velocity-area method (Dingman 2002) was used (equation 4.2),

$$Q = \sum_{i=1}^n V_i A_i \quad (4.2)$$

where  $Q$  is the discharge,  $V_i$  the velocity and  $A_i$  the area of the measured section. The cross-section micro-topography at outlet was measured at an interval of 20 cm. Therefore, a precise measurement of the wet area of the cross-section  $A_i$  could be obtained for any level of water in the channel by using (equation 4.3):

$$A_i = \sum_{i=1}^n D_i \Delta W_i \quad (4.3)$$

where  $W_i$  represent an interval of 20 cm of the cross-section width and  $D_i$  the average depth of the channel at  $W_i$ . Average velocity  $V_i$  was obtained at  $0.5D$  at center of the stream using a Global Water FP-101, and a tape was used to measure the cross section width  $W_i$ .

A cumulative discharge graph related to time with a separation of rain events display how the streamflow respond to those events. Bi-daily discharge  $Q$  records were used to model the volume of water flowing through the outlet per 12 hour by transforming the sampled discharge per second to a related volume per 12 hours  $Q_{12}$ . The estimation of the rain volume contribution to the watershed is the product of the watershed area with the amount of precipitation.

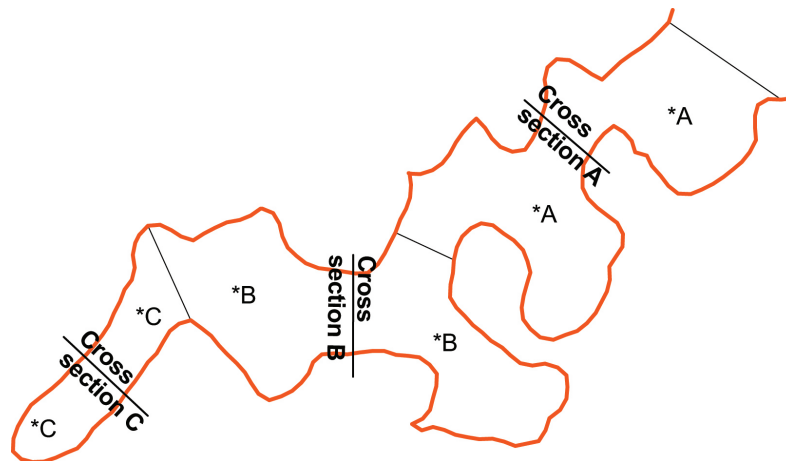


Figure 4.2 – Cross sections were measured in the gully as indicated by the black lines labeled ‘Cross section A, B, and C’. Average depth was calculated for each cross section and multiplied by its proximally similar area \*A, \*B and \*C.

### 4.2.3.3 Soil losses

Gully R08p was monitored with precision for linear erosion rates of gully branches, and total eroded volumes of permafrost. Gully margins were mapped with a GNSS in 2013. Gully topographical cross-sections were measured with a Trimble VX Station at 29 emplacements distributed across the whole gully, including shallow retrogressive thaw slumps, stabilized sections and recent, deeper sections. 20 to 40 tri-dimensional measurements were obtained for each cross sections. Each cross-section profile was simplified from 3D to 2D by summing vectors from point to point. Each profile line was fitted (using a 3<sup>rd</sup> to 10<sup>th</sup> degree equation depending on the complexity of the profile). Depth values were obtained using the resulting equation at intervals of 20 cm, and thereafter averaged. The average depth of a given cross section was multiplied with a section's area to obtain an eroded volume (Figure 4.2). The volumes of all the sections of the gully were summed to obtain the total eroded volume. Only the channels were taken into account for volume calculation, which excluded non-collapsed polygon centers for instance.

## 4.2.4 Results

### 4.2.4.1 Erosion rates

Thirty five gullies developed, enlarged or stabilized since at least the 1972's in the deposits forming the terrace found on the valley floor. Of the 35 gullies located in the valley, 19 were actively eroding and 16 were inactive during the 2007 – 2013 period (Figure 4.1). Of the 19 active gullies, 14 were showing very limited erosion rates ( $\text{cm y}^{-1}$ ) and 5 larger erosion rates ( $\text{m y}^{-1}$ ) (Figure 4.3). Most gullies were directly connected to the river, either directly or indirectly via a lake.

Yearly rates of erosion for the main axis of gullies (excluding R08p) varied between less than one and up to  $27,67 \text{ m y}^{-1}$  in length and from 2 m to 1080 m in area (Figure 4.3). The gully R08p was particularly active during the 1999 – 2007 interval with a rate of erosion averaging  $90 \text{ m y}^{-1}$  and  $2891 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ . The rate of erosion for the 1972 – 2007 interval for 18 active gullies, (excluding R08p), varied from  $0,54 \text{ m y}^{-1}$  to  $15,49 \text{ m y}^{-1}$

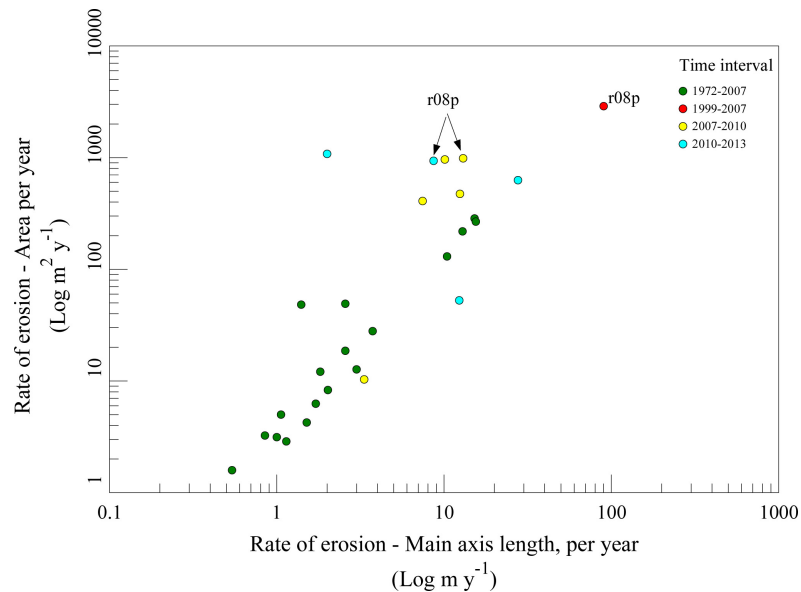


Figure 4.3 – Rate of erosion for active gullies in the valley, per interval. Log scale was used for clarity. R08p as indicated on the figure had the fastest development in recent years.

in length (mean =  $4,39 \text{ m y}^{-1}$ ) and from  $1,59 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  to  $285,52 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  in area (mean =  $61,4 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ ). There was four very active gullies observed during the 2007 – 2010 interval and three during 2010 – 2013 characterized by a mean rate of erosion in area greater than  $300 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ .

The rate of erosion in main axis length of observed gullies correspond well with the area eroded ( $R^2 = 0.87$  on a power regression line) only for gullies without a secondary axis. Gullies with a secondary axis were excluded from the relation, because secondary channeling does not count in increasing the main axis length.

R08p is ranked second in eroded area ( $28\,991 \text{ m}^2$ ) over the 35 observed gullies totalling  $158\,500 \text{ m}^2$  (2013), the first being R05 with  $29\,485 \text{ m}^2$ . R08p is ranked first in average rate of eroded area at  $2063 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$  over the 14 years since its formation in 1999. 18 gullies were active between 1972 and 2007, five between 2007 and 2010 and four between 2010 and 2013. Three were active through the whole interval (1972 – 2013).

As gullies evolved through time, polygons ridges, troughs and even polygon centers were eroded or breached. Figure 4.4 display, per individual gully, the count of

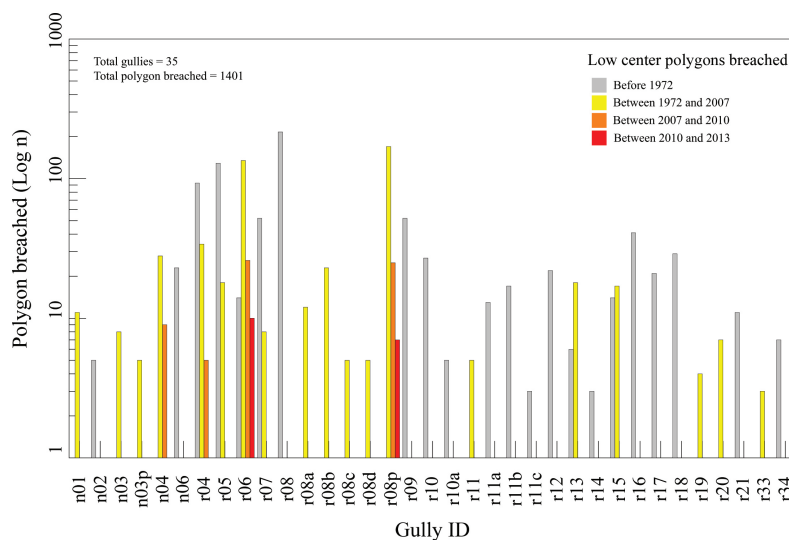


Figure 4.4 – Frequency histogram counting the breached polygons on site either existing before 1972 (gray) breached between 1972 and 2007 (yellow), 2007 and 2010 (orange) 2010 and 2013 (red). Y-axis is log scaled. Total count of breached polygons in the valley was 1401 in 2013.

breached polygons in the valley, per interval. Gray bars indicate the quantity of polygons which were already eroded on the 1972 image mosaic, totalling 803, with a mean of 37 polygons per gully, count varying between three and 216 per gullies. Between 1972 and 2007, 516 polygons eroded over 35 years, resulting in a rate of 15 new polygon breached per year during that interval (yellow bars). Between 2007 and 2010, only 4 gully enlarged enough to breach new polygons, for a total of 65 (orange bars) with an average of 21 per year during that interval. 17 were breached between 2010 and 2013 within two gullies (red bars). The total accounted polygons breached in the valley was 1401 as of 2013.

Sizes, shapes and rates of erosion of the gullies were highly variable. Most gullies (63%) in this study were existing prior to the images from 1972. Coarse images (1:60000) existed for 1958 and already 16 gullies were identifiable on the air photography but the potential error of interpretation at such a scale ( $\pm 15$  m–30 m) was already larger than the typical gully channel. To summarize:

Table 4.I show a steady increase in the amount of gullies in the valley until 2007. Every new gullies formed between 1958 and 1972 were quasi linear, where it was ex-

Table 4.I – Intervals, relating to the quantity (n) of gullies in the valley of the glacier C-79

<b>Interval</b>	<b>n</b>
Prior to 1958	16
1958 - 1972	22
1972 - 2007	35
2007 - 2013	35

ceptional that more than one or two side of a polygon breached. Except for two gullies that were longer than 1 km, all others were a few hundred meter in length. Between 1972 and 2007 not only new gullies continued to initiate at the same rate, but among those new gullies a few prove to be larger and wider than those already formed (Figure 4.4, yellow bars – newly eroded polygons as a reference). There were no new gullies between 2007 and 2013 (Figure 4.4, orange and red bars), and four were significantly active during that interval: of those four, one formed before 1958, two between 1972 and 2007 and R08p specifically in 1999. Gullies have a limited period of development. 11 gullies were active only between 1972 and 2007. Only one gully was active from 1972 to 2013.

#### **4.2.4.2 Hydrology**

**4.2.4.2.1 Changes 1972 – 2010-13** The formation of gully R08p in 1999 (Fortier et al. 2007) was the result of a process where streams were already flowing over the surface for a few decades (at least 1972). There was two flow sources feeding the gully, one located 100 m to the south flowing through a lateral moraine from a nearby secondary valley. The second one was the result of water track concentration from the upper slope to the terrace, south-east of the gully head. Both are ephemeral and were often observed to not be flowing during late July, depending on the antecedent moisture conditions. A mesh of water tracks were identifiable on Figure 4.5a (1972).

A 1,74 km<sup>2</sup> watershed encompassed the gully R08p (Figure 4.1). About 81% (or 1,41 km<sup>2</sup>) of the watershed occupied by a sequence of plateau, slope and lateral moraines generally characterizing the southern wall of the valley, south of the gully. Few changes

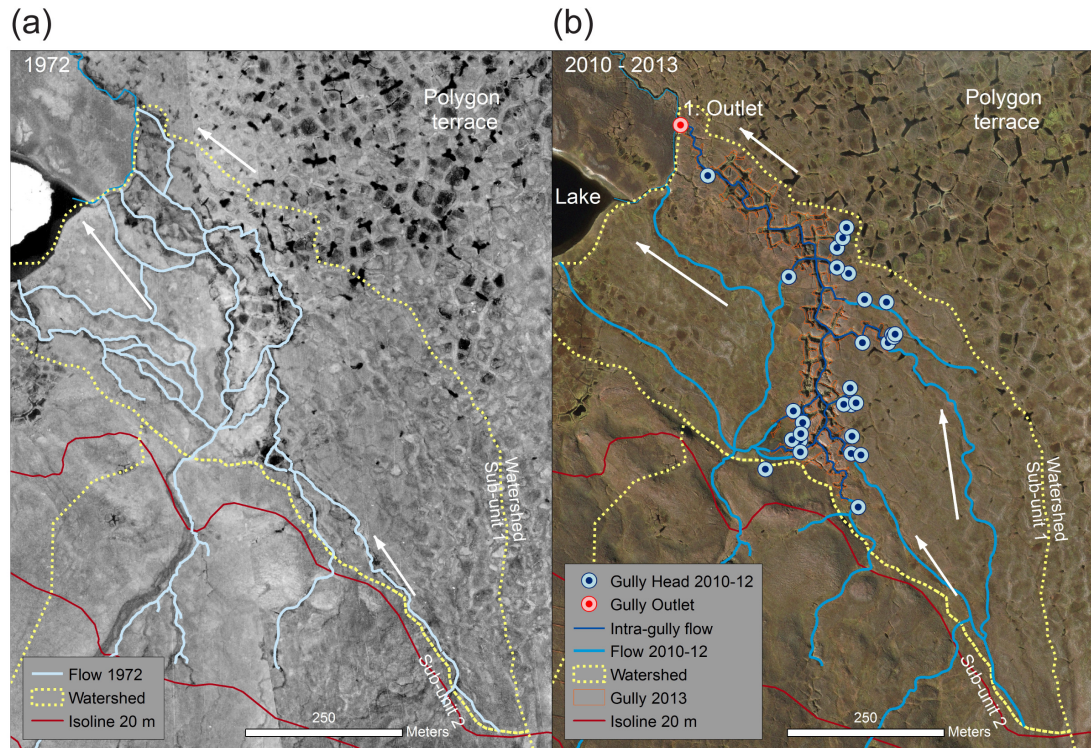


Figure 4.5 – This representation shows the emplacement and the main geomorphological features of the landscape at the location of the gully R08p before its formation (1972, (panel a) and following its initiation (2010 – 2013 (panel b)). Watershed is delineated in a dotted yellow line and sub-units are labeled. White arrows show the general direction of water flow. The light blue lines show stream paths and water tracks. On this figure (panel b), the gully contours are delineated in orange while the current flow in the channeled network inside the gully is indicated by a dark blue line. Blue dots indicate the emplacement of gully heads and sinkholes observed on the field soon after the seasonal hydrologic peak in late spring 2010 – 12. The red dot indicate the gully outlet where hydrologic measurements were obtained. The background is a colored GeoEYE satellite image (2010).

were observed between the 1972 and 2010 observations in this contributing area of the watershed. Since the focus of this research is the gullying of polygons on the terrace, the watershed was divided in two contributing area: sub-unit 1 (0,33 km<sup>2</sup>) on the terrace and sub-unit 2 on the slope and plateau (Figure 4.5a and 4.5b in yellow).

Following formation of the gully in the sub-unit 1, an important fraction of the water track length changed in this section. Of the 4,42 km of water track length observed

in 1972, only 2,62 km remained in 2013 as the length of the channelized flow directly resulting from the gully formation and further evolution raised to 1,53 km in length (or 35% of the total flow path length in 2013). There was no channelized flow in this section in 1972.

All watershed metrics, overall and per sub-unit, for 1972 and 2013 (flow path length, drainage density and separation of flow type such as channelized, stream and water track) are available in supplemental data (Annexe II).

**4.2.4.2.2 Entry points and discharge** During mid-June 2010 and 2012, 29 water entry points (sinkholes and gully heads, Figure 4.5b) position and discharge were obtained for the gully. Each blue dot represents a water track or stream entry point in the gully. Discharge at any of those points varied between less than  $0,01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  up to  $0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Four gully head and sinkholes had discharge of  $0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Snow accumulating within the  $1,58 \text{ km}^2$  watershed and in the gully channel prevents free flowing of the freshet during late spring when snow melts. Pools of water that accumulated behind snow banks eventually breached, freeing restrained water until the next snow obstruction downstream. This cascade of restrained water eventually reached the gully head area and the process continued inside the gully network. The 835 m long multi-channelled gully had about half a dozen snow banks, which broke one after the other as water flowed inside the network towards the outlet.

Discharge and precipitation were recorded from June to August 2013 (Figure 4.6) at gully outlet (red dot, Figure 4.5b). Stream flow in the gully following the final snow bank collapse near the red dot (Figure 4.5b) initiated on 10 June 2013. The yearly peak flow followed the dam collapse by a few hours and lasted until 16 June 2013 (E1) with a cumulative flow of  $134\,600 \text{ m}^3$  in 6 days (59 % of the total flow for the year, Figure 4.6). On site, 45 mm of rain were recorded during 2013, which was considered a dry year CEN (2013). Effects of each rain event were evident on the cumulative curve except for E4 and E6. Events duration varied between 48 h and 72 h. Between E5 and E6, very low or no flow was common at the outlet. Cumulative volume of water measured at the outlet for 54 days of sampling was  $229\,662 \text{ m}^3$ .



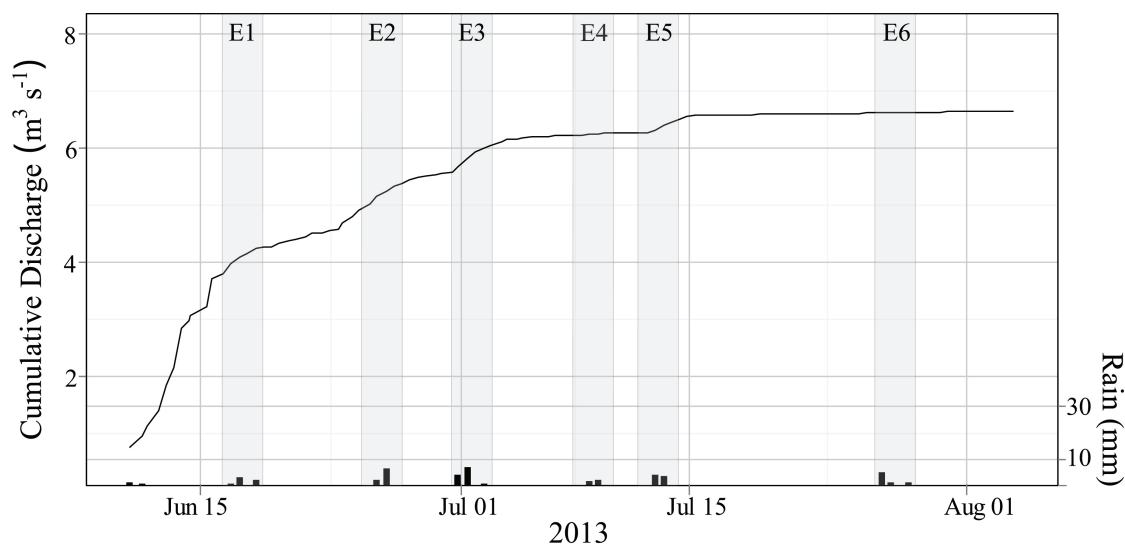


Figure 4.6 – Cumulative flow volume at the gully outlet and rain during the summer of 2013 at the emplacement identified by the red dot on Figure 4.5b. Left y-axis refers to the cumulative volume of water through the outlet. Rain events are shown on the x-axis and the right y-axis refers to the amount of rain (mm). Each rain event and related hydrologic response are identified by E1 through E6, and has its duration interval delineated by a light gray box. Flat line indicate an absence of flow (standing water to dry). Total rain for the 54 days period was 45 mm and the volume of water 229 662 m<sup>3</sup>.

To assess the efficiency of the gully as a drainage vector at watershed scale, input volume of rain were related to the overall volume output measured at gully outlet, per event (Figure 4.7).

#### 4.2.4.3 Soil losses

The gully R08p (Figure 4.1, Figure 4.5) was measured during summer 2013 for its eroded area and volume. The eroded volume of the gully R08p was estimated at 32 093 m<sup>3</sup> for 22 574 m<sup>2</sup> in channeled area. When taking into account the whole gully network, including partially eroded polygons, baydzhherakhii and local ground subsidence caused by gullying the area in 2013 was 28 891 m<sup>2</sup>. The mean depth for the gully channel was 1,42 m. Nevertheless the typical cross-sections geometry of R08p varied tremendously along the various sections, depending on the altitude of the base level in relation of the rest of the gully and the time passed since the channel formed.

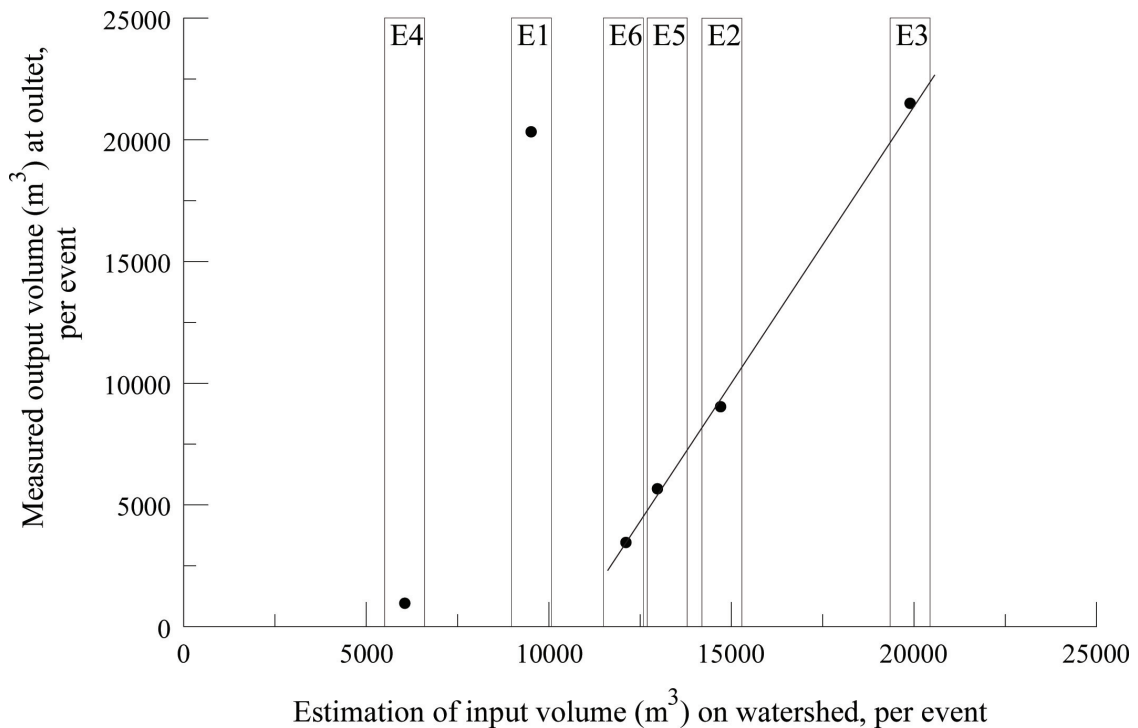


Figure 4.7 – Estimated water volume input at the watershed scale related to the measured output volume transiting through the outlet (in m<sup>3</sup>), per rainfall event (Figure 4.6, E1-E6). Estimated input was modeled by multiplying the watershed area (1,74 km<sup>2</sup>) with the amount of rainfall (in mm). The duration of each events varied between 48 h and 72 h.

Cross-section 1 (Figure 4.8), gullied in 2007, was in 2013 12,8 m wide and 4,54 m at maximum depth, with an average depth of 2,26 m. While gullyng at this emplacement initiated in 2007, one side of channel (Figure 4.8, cross-section 1, a., b.) had still recent (2013) evidence of ground perturbation and slopes in transition as the section was not yet stabilized. *Carex aquatilis* was spreading in the previously wet polygon and following its breaching by gullyng, the polygon was drained, therefore inducing a transition in plants locally. A 1 m wide channelized stream flowed at the floor level of the gully (Figure 4.8, cross-section 1, c.). The other side of the gully (Figure 4.8, cross-section 1, e.) indicate a transition toward stabilization, where pioneer species such as *Tephroseria palustris* were colonizing the bare ground, while plants typical of the wetland environment were present over the edge of the cross-section as a remnant of pre-gullyng (Figure 4.8, cross-section

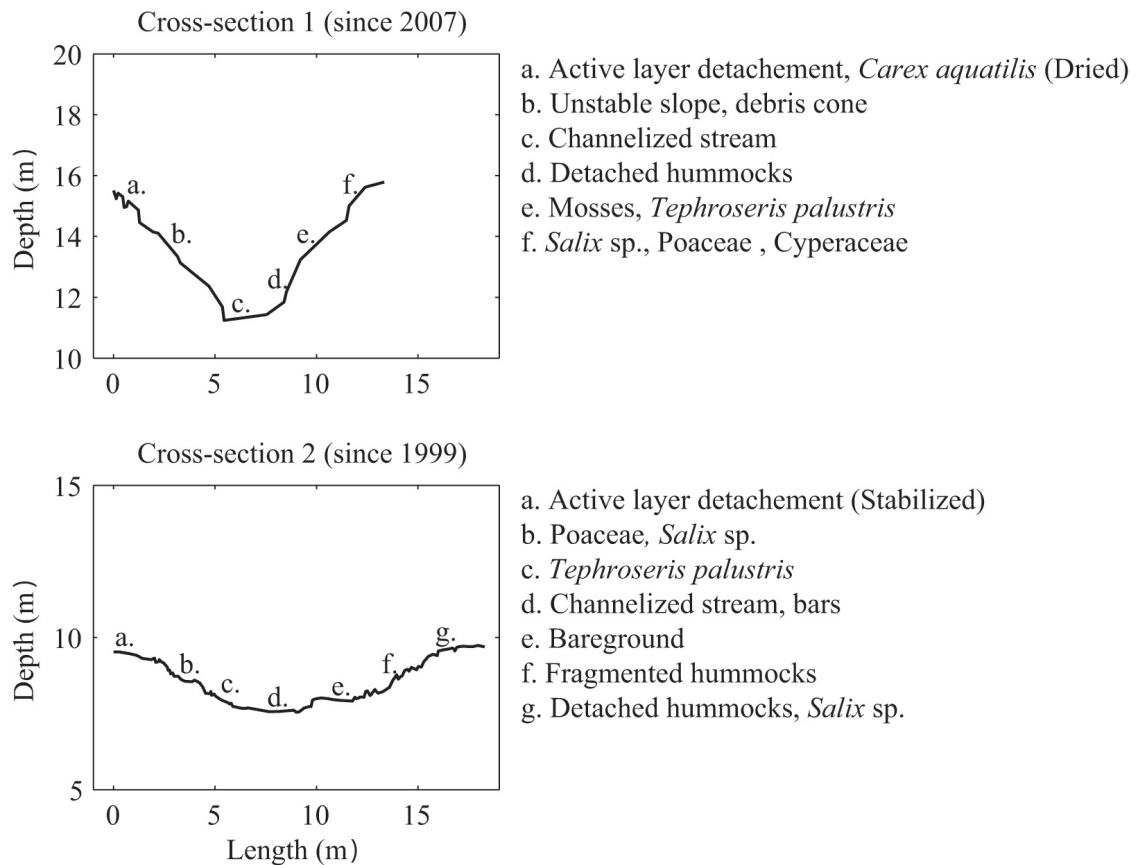


Figure 4.8 – The figure represent two gully cross section located in a section eroded since six years (Cross-section 1) and 14 years (Cross-section 2). The y-axis indicate the altitude above sea level.

1, f.).

Cross-section 2 (Figure 4.8) initiated erosion by gully in 1999. In 2013, the section was mostly stabilized. Dimensions were 17,2 m wide and 2,19 m at maximum depth with an average depth of 1,21 m. On the left side of the cross-section 2 (a. b.) *Salix* sp. and *Poaceae* were colonizing directly on the slope inside the gully. Alluvial bars were common on the floor of the gully near this section.

Cross-section 1 was much more incised than cross-section 2: recent gully channels were not stabilized and therefore may not have slopes in equilibrium. Another factor explaining the difference in incision for the two cross-sections is the base level of the large glacial river located in the center of the valley, which is estimated at 7 m–8 m

above sea level (NRCan, Earth Sciences Sector; Canada Centre for Mapping and Earth Observation 2004). More than 400 m separate the cross-section from one another; there is a difference of 5 m in altitude of the terrace between the two emplacements, which could further explain the differences in incision.

The total soil (active layer plus permafrost) eroded volume by gullying in the valley, taking into consideration the total incised area and the average depth of R08p (1,42 m) was estimated to be 200 000 m<sup>3</sup>.

## 4.2.5 Discussion

### 4.2.5.1 Increased hydrological connectivity

Apart from polygon troughs and ridges forming in the 1 % slope of the terrace and occasional pond located at troughs intersect, this terrain unit was relatively uniform. Between 1972 and 2013, the contributing area 1) (0,329 km<sup>2</sup>) (Figure 4.1) saw drastic changes. In 1972 there was 4,4 km of water tracks and distinct drainage channels were absent, but by 2013 the channelized flow was 1,53 km in length. While channels shapes varied widely, from less than 1 m to more than 4 m deep and up to 20 m wide, the gully formation was morphing the flat terrace toward a dissected, incised surface. Gully heads were evolving at the rate of the gully erosion, generally toward water sources to the south and east (Figure 4.5b), while simultaneously eroding polygons ridges and breaching low-center polygons along the way. Thus, the partially breached polygons had their water conservation capacity reduced and the progression of the gullyhead further prevents any eventual recharge of the polygon as the feeding source is captured headward or rapidly drained away during snowmelt. Several breached polygons were observed and resulted in concentrations of dried out *Eriophorum angustifolium* and *Carex aquatilis* as a consequence of a rapid drop in moisture conditions. Since 1999 around gully R08p, 202 polygons at least were either breached or partially to completely eroded (Figure 4.4).

The year 2013, considered particularly dry, was an excellent period to assess the hydrologic response of the gully following the few, relatively short, rain events (Figure 4.6). By graphing the quantity of rain with the estimated volume of water at the gully

outlet for an event (Figure 4.7), it was possible to display how the hydrologic system react for each events.

It is generally assumed that the water volume measured at the outlet should increase when it rains, which was the case here, the figure indicating a flashy discharge at each event. The event E1, while featuring the highest estimated flow, was induced by a small rain event (5,5 mm in 72 h) and a smaller input in precipitation. The reason is there was still a high flow from snowmelt at mid-June (Figure 4.6 – E1) and a very shallow active layer (less than 5 cm). We infer that by eliminating the snowmelt partition of the flow, the point would be much nearer the trendline (Figure 4.7 – E1). Similarly for E4, a very small rain event (3,5 mm in 48 h) occurred at mid-July when the active layer was generally deeper (20 cm deep) in the polygons surrounding the gully. The event barely showed on the cumulative discharge graph (Figure 4.6 – E4). The active layer as a reservoir was possibly depleted or had an important potential for recharge following a dozen days without precipitation, between E3 and E4 (Figure 4.6) as displayed by the difference between precipitation input against actual discharge at outlet (Figure 4.7).

The remaining four events (E2, E3, E5 and E6) fitted the drawn trendline with a  $R^2$  of 0.96 (Figure 4.7) and clearly a relation could be drawn between the amount of rain for a given event, the input at the watershed level and the output at the outlet. The slope of the predicted input on the watershed should be corrected by obtaining more precise rainfall data, as there was only one station deployed at the site. Further, one-third of the watershed had a high plateau (up to 300 m), which could potentially increase rainfall measurements variability. Nevertheless, it was possible to assume that the flashiness increased when precipitation increased, suggesting a saturation of the storage with a larger input. The depth of the active layer which should deepen progressively, did not seem to be a factor for those 4 events. Usually during snowmelt, the shallow active layer was saturated and ponds were commonly observed in low center polygons due to the relative impermeability of the frozen ground, which is common in this type of environment (Woo et al. 2008). The snowmelt contribution to the cumulative flow volume at the outlet (Figure 4.6) is pretty clear: the first 6 days recorded account for 59% of the bulk of all the water that would transit at the outlet during the summer 2013, water that will not

be available to recharge the wetland water storage. This new state of hydrologic deficit for the breached polygons near the gully and the other polygons in the area of influence of the gully may be lasting, as a significant part of further input of water will be used to recharge the previous deficit (Bowling et al. 2003).

In summary, during the relatively dry year of 2013, the two main sources of water input in this system, both snowmelt and rainfall, transited rapidly toward outlet and out of the polygon terrace, suggesting a low residence time for water on the terrace, and a shift from water tracks and sheet flow to channelized flow.

#### **4.2.5.2 Erosion rates and feedbacks**

It was well demonstrated in the literature that the peak of erosion rate and enlargement of a gully occurs during the first fraction of its entire lifetime (Sidorchuk 1999). This model of evolution concord with the rates of erosion observed on R08p, with a observed erosion length of 390 m of the main axis a few month following its initiation (Godin et Fortier 2012a), down to a few dozen meters and less in the last few years (Figure 4.3). The two other gullies which initiated during the 1972 – 2007 lapse are enlarging at this time but the rate of erosion trend is slowing to a few dozen meters to a few meters per year. Gullies initiated before 1972 are either stabilized, or eroding a few meters to centimeters per year and on their way to become stabilized.

Every active gullies observed were characterized by a localized erosion area, where erosion processes occurred. Sinkholes, tunnels and recent slumps were usually found near an active gully branch, but as time passed and the gullies lengthened and enlarged and the branches eventually stabilized. A stabilized state was usually reached between 5 and 10 years after the moment of erosion. Therefore only a limited fraction of any given gully was actively eroding after the initial peak of erosion. The size of the section varied essentially depending on the amount of secondary branches and stream entry points for instance.

Further, hydrological networks within a basin in a continuous permafrost environment hardly reach full maturity because of limited mechanical erosion due to the physical properties of the frozen ground and therefore seldom incise the streams toward channel-

ized flow (McNamara et al. 1999). This typical lack of maturity in an intact section of the terrace may further contribute to the strong positive feedbacks in the time lapse past initial incision.

The group of four yellow dots (Figure 4.3) representing active gullies during 2007 – 2010 were all within the same range for development rates, suggesting a relatively recent initiation (1990 to early 2000) - following the aforementioned model of evolution. These currently active gully, while still not in equilibrium yet, are progressing toward that eventual state, similarly to those with a low rate of erosion like most observations between 1972 and 2007 (Figure 4.3 and 4.4). Stabilization establish a new steady state compared to the pre-gully state. No negative feedback following stabilization can restore the initial state.

#### **4.2.5.3 Soil Losses**

Retrogressive thaw slumps headwall can reach annual erosion rates varying between a few meters up to a few dozen meters (Kokelj et Jorgenson 2013). This figure is similar to a developing gully but possibly less than an initiating gully where collapsing tunnels and sinkholes contribute to a very rapid initial erosion due to an important local disequilibrium. While thermo-erosion gullies more likely require a water source to initiate and further evolve, retrogressive thaw slumps do not. Much of the water originating from a thaw slump will be from thawing ground ice where the thermo-erosion gully will be a mix of thawing ground ice and runoff. Over an area of 28 891 m<sup>2</sup> (a bit less than 3 ha), 32 093 m<sup>3</sup> were eroded and transported outside the network between 1999 and 2013 from a single gully, and an estimated cumulative volume of 200 000 m<sup>3</sup> for all the gullies in the valley. When taking into account the fractions of eroded permafrost resulting from gullying (Fortier et Allard 2004), thawed ground ice was easily put into circulation, mixed with drained runoff water from streams and snowmelt, displacing poorly decomposed peat and aeolian deposits (or colluvial in certain cases) and ultimately either displaced downstream or out of the gully network. Clean water flowing from water tracks and hillslopes transiting through gullies became turbid while transporting fine sediments resulting from a disequilibrium state. This disequilibrium state is only temporary, as the

gullied network will eventually stabilize and reach a new equilibrium state. This state occurs when the collapses, slopes, internal retrogressive thaw slumps and the active layer become stabilized, and no new stream source are captured by the network.

A gully may partially reactivate if a new source of water reach the gully network or a secondary branch, if an exceptionally rapid snowmelt or warm summer occurs or more broadly, if any disturbing factors induced a reactivation.

In any case water may keep transiting through the gullies as one long term impact, several decades up to centuries past its initiation.

#### **4.2.6 Conclusion**

Permafrost gullying near the outlet of a small High Arctic watershed enabled not only a change in drainage pattern but also a more efficient drainage of the adjacent wetlands as a direct result of gullying. This increased connectivity enabled the freshet to flow rapidly outside the watershed toward the sea lessening its potential for moisture recharge in the active layer. A flat and topographically continuous wetland is in the process of being punctured by 35 gullies, more than half of those active to this day, therefore establishing a new and increasingly drained equilibrium state for this landscape.

#### **4.2.7 Acknowledgements**

We would like to thank Dr. Gilles Gauthier and his team (Center for Northern Studies) for providing access to camp facilities and logistic. The support provided by the following organizations was much appreciated: Park Canada Staff (Sirmilik), the Polar Continental Shelf Program, the Northern Scientific Training Program by the Canadian Polar Commission, ArcticNet, NSERC, NSERC-ADAPT, NSERC-Discovery, FRQNT and the W. Garfield Weston Foundation. We would like to recognize the special contribution of Esther Lévesque, Naïm Perrault, Michel Paquette, Audrey Veillette, Gabrielle Létourneau, Sabine Veuille and Josée Turcotte. The contribution and insight of T. Jorgenson and an anonymous reviewer to the paper were very valuable and much appreciated.



## CHAPITRE 5

### DYNAMIQUE DES TRANSFERTS THERMIQUES ET DE L'HUMIDITÉ DES POLYGONES HUMIDES SUIVANT UNE PERTURBATION DU PERGÉLISOL

#### 5.1 Contexte

Dans les chapitres précédents (chapitres 2, 3, 4) la dynamique de ravinement, les implications géomorphologiques (de ravinement et d'érosion), hydrographiques et hydrologiques à l'échelle macro (la vallée) et méso (le bassin versant) furent examinés. Le présent chapitre portera sur les implications à l'échelle micro, échelle qui vise le polygone à coin de glace comme unité de terrain. Cette forme d'une aire de quelques dizaines de mètres carrés qui tapisse d'importantes surfaces au site à l'étude (et communément dans l'Arctique en général) est caractérisée lorsqu'intacte par un contour de bourrelets et sillons fermés. Ce contour de bourrelets favorise la formation d'une mare temporaire d'eau de fonte de la neige au centre du polygone et contribue au maintien de l'humidité durant la saison estivale (Figure 5.1).

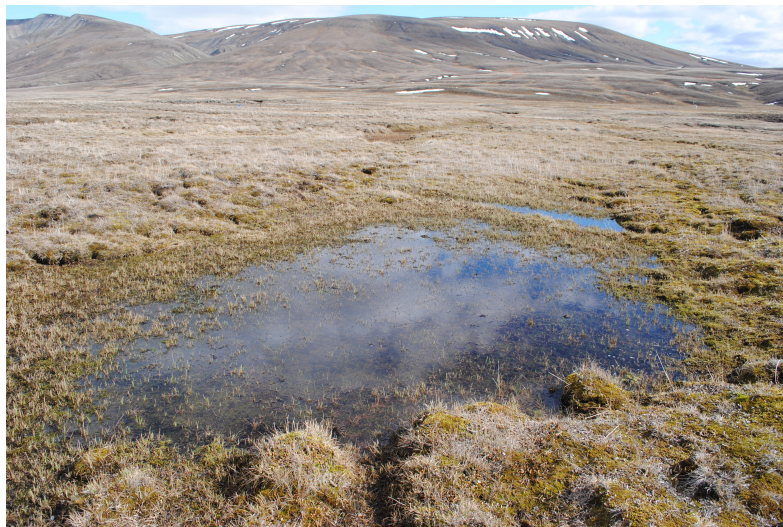


Figure 5.1 – Point de vue latéral d'un polygone à centre déprimé photographié le 22 Juin 2015 à proximité du ravin, mais complètement hors de la zone de ravinement. Des mousses et *Carex aquatilis* tapissent le centre du polygone.

Lorsque vus en altitude dans une perspective orthogonale, les polygones à centres déprimés sont identifiables par leur couleur vert profond en leurs centres (Figure 5.2 sous-section a, photo héliportée, 21 Juillet 2013), les mêmes entourés en jaune (Figure 5.2 sous-section b, image satellitaire Geo-EYE, 2 Septembre 2010). Cette coloration est due à leur couvert de *Carex* et de mousses (semblable à la Figure 5.1). Les lignes de couleur orange se superposent dans le creux des sillons où l'humidité peut se maintenir. La zone qui sépare les contours jaunes des lignes orange indique les sillons sur-élevés (typiquement quelques dizaines de centimètres). Le contour gris-brun pâle du bourrelet est généralement plus sec et des espèces végétales de milieux mésiques s'y installent.

Ce type de terrain polygonal est considéré comme une zone humide dans le contexte généralement froid et autrement aride qui caractérise le haut Arctique. Le présent chapitre vise à examiner les différences entre des polygones intacts (Figures 5.1 et 5.2) et des polygones dont l'un des côtés au moins fut érodé par ravinement tel qu'inventorié dans (Godin et al. 2014) (Chapitre 4, Figure 4.4). Le présent chapitre vise à répondre au troisième et dernier objectif de thèse qui est de 'déterminer l'impact hydrologique et thermique du ravinement sur les polygones ravinés'.

Ainsi, le ravinement de thermo-érosion dans la terrasse de polygones à coin de glace érode et abîme un ou plusieurs côtés de ces polygones initialement fermés, changeant leur capacité de retenir en leur centre l'humidité provenant de la fonte des neiges ou des précipitations. Cette perturbation d'un polygone change son bilan d'humidité, ses conditions thermiques de proche surface et des caractéristiques de surface (la couverture végétale). Un seul ravin peut perturber des centaines de polygones des douzaines de polygones se trouvent au site d'étude.

Des polygones intacts et érodés adjacents ont été étudiés, mesurés et instrumentés pour fins de comparaison durant les années 2012-2013. Le centre des polygones intacts étudiés sont initialement saturés lors de la fonte du couvert nival en raison du gel du sol qui prévient l'infiltration de l'eau et les contours qui empêchent le drainage du centre. Un état de saturation du centre survient également lors des événements de précipitation. Le centre du polygone intact s'assèche progressivement durant l'été en raison de l'évapotranspiration et de l'approfondissement du front de dégel dans le sol. Les deux polygones

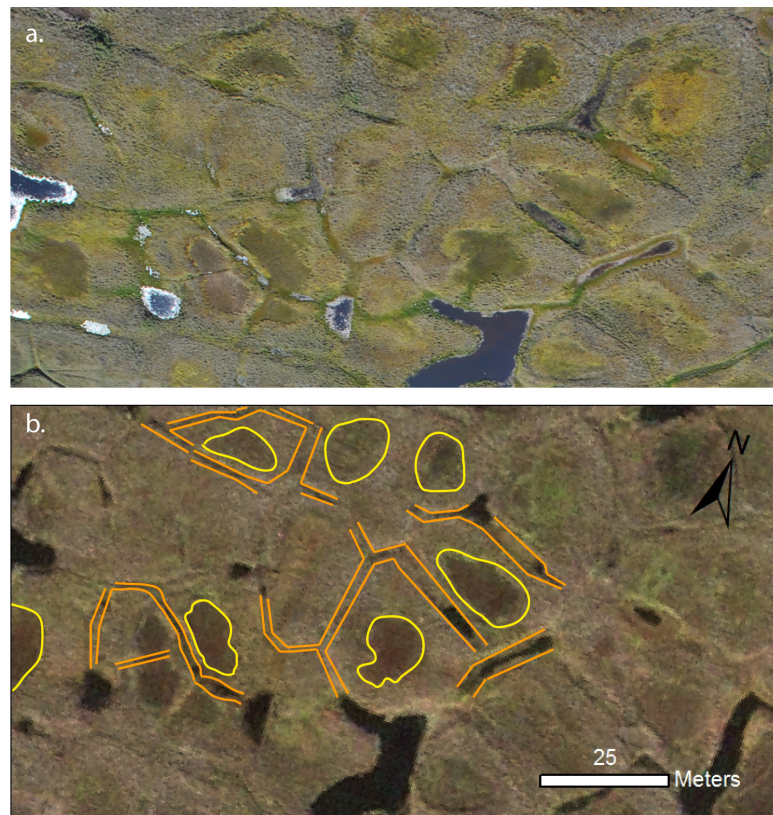


Figure 5.2 – Polygones à centres déprimés localisés près de la zone de ravinement, mais hors de sa zone de drainage directe. La photo composant la sous-section a. (en haut) fut obtenue le 21 Juillet 2013. Les centres des polygones à centres déprimés sont remarquables en raison de leur couleur vert profond. Les bourrelets sont grisâtres. Parfois les sillons sont plus foncés et sont humides. La photo composant la sous-section b. (en bas) présente le même point de vue qu'en a. sous la forme d'une image satellitaire Geo-EYE, (2 Septembre 2010). Les contours en jaune cernent les centres des polygones à centre déprimés ; les lignes orange se superposent aux sillons, et les zones situées entre les centres et les sillons sont les bourrelets.

intacts étudiés ont un régime thermique semblable en leur centre. Le nombre d'espèces végétales est faible et la couverture presque complète au centre.

Les polygones perturbés tendent vers l'hétérogénéité des conditions en leurs centres : certaines zones sont significativement plus humides que d'autres à l'intérieur d'un même polygone (mais dans l'ensemble toujours plus secs que pour un polygone humide). La végétation est diversifiée (plus d'espèces), mais dans certains cas le sol est dénudé (absence de couvert végétal). Des herbacées asséchées témoignent de l'existence de conditions antécédentes plus humides. La couche active dans certains polygones perturbés ressemble à celle des polygones intacts ou s'amincit significativement. Ainsi, au centre du polygone intact, les conditions intra étaient généralement homogènes ; dans les polygones perturbés, les conditions intra hétérogènes, et les conditions inter également. À l'échelle spatio-temporelle de la décennie pour l'ensemble du site d'étude (paysage), cela signifie que le ravinement tend à causer une situation d'hétérogénéité dans les polygones en induisant un régime d'humidité généralement plus sec, et ce bien au-delà de la zone directement ravinée.

Ma contribution pour la préparation de ce manuscrit consistait à préparer le plan conceptuel et méthodologique, à déployer et de programmer des systèmes d'acquisition des données. J'ai généré, analysé et interprété les résultats, préparé les figures et rédigé le texte du manuscrit. Le Pr. Fortier contribua en tant que directeur en validant le cadre conceptuel, les idées et en révisant le manuscrit. Je tiens à souligner que l'identification de la végétation sur le terrain qui fut requise pour la préparation du tableau III.I et qui permit de faire des liens d'impacts d'érosion pertinents pour ce chapitre fut accomplie par Naïm Perreault sous la direction du Pr. Esther Lévesque (Université du Québec à Trois Rivières). Nous avons discuté ensemble, Pr. Lévesque, Pr. Fortier et moi-même à propos des implications que ce tableau suggérait dans le cadre de l'article.

## **5.2 Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland.**

**Authors:** Etienne Godin, Daniel Fortier, Esther Lévesque

**Publication:** Submitted the 30<sup>th</sup> June 2015, Biogeosciences journal. Accepted for final publication the 12<sup>th</sup> February 2016.

### **5.2.1 Abstract**

Low-center polygonal terrains with gentle sloping surfaces and lowlands in the high Arctic have a potential to retain water in the lower central portion of ice-wedge polygons and are considered high-latitude wetlands. Such wetlands in the continuous permafrost regions have an important ecological role in an otherwise generally arid region. In the valley of the glacier C-79 on Bylot Island (Nunavut, Canada), thermal erosion gullies were rapidly eroding the permafrost along ice wedges affecting the integrity of the polygons by breaching and collapsing the surrounding rims. Intact polygons were characterized by a relative homogeneity in terms of topography, snow cover, maximum active layer thaw depth, ground moisture content and vegetation cover (where eroded polygons responded nonlinearly to perturbations, which resulted in differing conditions in the latter elements). The heterogeneous nature of disturbed terrains impacted active layer thickness, ground ice aggradation in the upper portion of permafrost, soil moisture, vegetation dynamics and carbon storage.

### **5.2.2 Introduction**

Ice-wedge polygons as non-sorted patterned ground terrain type (Ballantyne 2007) are widespread in the continuous permafrost zone characterizing the high Arctic (Black 1976, Mackay et MacKay 1974). High-latitude valleys (Dostovalov et Popov 1963) and, more generally, arctic lowlands are prone to the formation of low-center polygon fields, which often typify a poor drainage and predominantly wet terrain (French 2007, Zoltai et Tarnocai 1975). Low-center polygons in arctic wetlands often develop ponds in their centers (Black 1976) and are considered to have an important ecological role

enabling suitable habitats for various macrospecies, either plants or animals (Gauthier et al. 1996, 2011, 2005, 2013, Jia et al. 2003, Massé et al. 2001, Myers-Smith et al. 2011, Walker et al. 2004, Woo et Young 2012). Ponds and lakes that can act as carbon sinks or greenhouse gas sources (Bouchard et al. 2015, Tranvik et al. 2009) commonly form in such polygonal wetlands, therefore playing an important role in the global carbon cycle.

The main input of water in the polygons is snowmelt, while evapotranspiration contributes to water loss. The integrity of the polygon rims, the depth of the active layer and the lateral flow within the active layer further contribute to the dynamics of the storage (Helbig et al. 2013, Liljedahl et al. 2012). Distinct terrain units in a permafrost landscape (e.g., polygons, ponds, hummocky terrain) can develop and coexist over very short distances (a few meters between each terrain unit) with perceptible differences among physical characteristics such as active layer depth, ground temperature and hydrological conditions (Boudreau et Rouse 1995). A survey at the polygon scale demonstrated significant differences in the water balance, active layer depth and plant distribution among single polygons located in similar lowland mires but a few kilometers away from each other (Minke et al. 2009), further stressing intra-site variability for almost identical terrain units. Another study demonstrated the variability in active layer depths in a nondisturbed and uniform 5 km<sup>2</sup> grid with high- and low-center polygons (Gangodagamage et al. 2014).

Generally, permafrost disturbance and degradation exert a range of impacts on the affected area, such as, but not limited to, ecosystem shifts and consequent changes in topography and mass transfer (Godin et al. 2014, Jorgenson et Osterkamp 2005). When disturbance occurs in wet polygons, water could be transferred from centers to collapsed troughs when polygons evolve from low center to high center. The presence of dead tussock in the high-center polygon provides evidence of previous, more moist conditions (Jorgenson et al. 2006). Furthermore, subsidence in the scale of a few centimeters in a very low gradient landscape can exert a major impact on the hydrology of a watershed (Liljedahl et al. 2012). Disturbances in polygon fields, such as by thermo-erosion gullying of ice wedges, can occur very rapidly, with severe and immediate impacts on the terrain hydrology and ecological integrity (Fortier et al. 2007). On Bylot Island, one sin-

gle gully eroded hundreds of polygon ridges over a period of 14 years and clear changes were observed in polygon moisture and vegetation conditions (Godin et al. 2014, Perreault et al. 2015, Perreault 2012). Changes in cover and surface aspects are obvious near the gullied area and vary between eroded and intact polygons. Physical differences, between a closed-rim polygon (intact) and an open one (due to gully) located only a few meters away, can induce very different plant communities in their respective center in response to changing moisture and active layer conditions (Perreault et al. 2015). Vegetation changes in wetlands have direct implications on the food web; for instance, in the Baffin area (and on Bylot Island), large avian herbivore populations rely on graminoids for support and the most adequate land unit (i.e., wetland) for this type of vegetation is restricted (Gauthier et al. 1996). Few detailed studies were conducted at the polygon scale with a specific focus on their thermal or moisture evolution through time while considering their microtopography (Helbig et al. 2013, Minke et al. 2009).

This paper discusses the implications of the polygon ridges' erosion by gully and how this changed the microtopography, near-surface moisture conditions, active layer dynamics and vegetation distribution. This will be examined by comparing the aforementioned factors between undisturbed and eroded polygons.

### **5.2.3 Methods**

#### **5.2.3.1 Study site**

The study site is located in the valley of the glacier C-79 (locally known as Qalikturvik valley) in the western part of Bylot Island in the eastern Canadian Arctic archipelago (73°09'N 79°57'W) (Fig. 5.3aa). The 4 km wide per 17 km long glacierized valley (Fig. 5.3ab) is drained via a proglacial braided river connected to the Navy Board Inlet (Inland Water Branch 1969). The pro-glacial river is bordered by a syngenetic ice-wedge polygon terrace composed of layers of loess and poorly decomposed peat (Fig. 5.4) (Fortier et Allard 2004). Polygons in the valley have either a high center or low center and thousands of lakes and ponds are scattered over the terrace. Groups of high-center polygons are often surrounded by linear ponds that formed over ice wedges

following collapse of polygon ridges (Bouchard et al. 2015). Several thermo-erosion gullies developed through the valley and increased the hydrological connectivity between the valley walls and the river (Godin et al. 2014, Godin et Fortier 2012b).

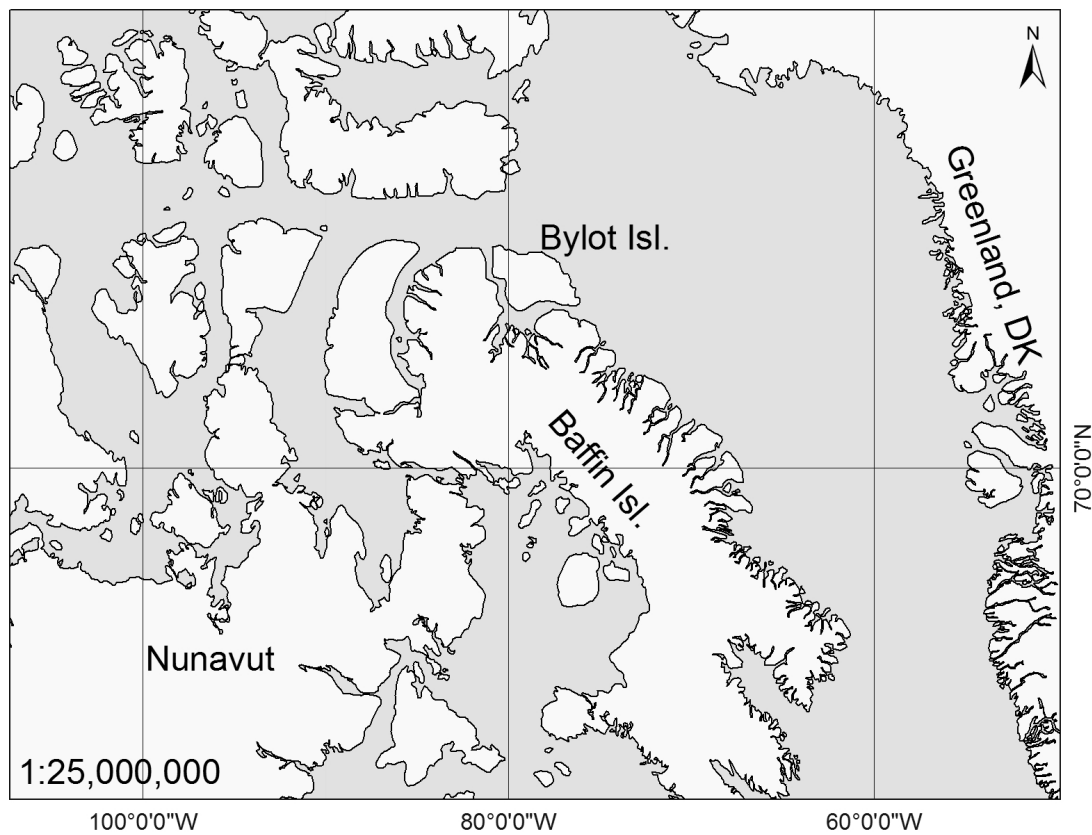


Figure 5.3a – The study site is on Bylot Island in the Canadian Arctic archipelago ( $73^{\circ}09'N$   $79^{\circ}57'W$ ), north of Baffin Island (a).

Climate normals (1981–2010) were recorded at the Pond Inlet airport meteorological station at 62 m a.s.l. (Environment Canada 2014) on Baffin Island, 85 km southeast from the study site. Daily average air temperature was  $-14,6^{\circ}C$  and normal yearly average precipitation 189 mm (91 mm of rain). A cross-correlation analysis revealed close correspondence between observations at the Pond Inlet airport and those in the Qalikturvik valley (Fortier et Allard 2005, Gauthier et al. 2013). Daily average air temperature for the 1994–2013 interval at the study site was  $-14,5^{\circ}C$  (CEN 2014).

Four polygons located near a gully (labeled R08) experiencing active erosional activ-





Figure 5.3b – The valley of Qalikturvik is located in the south-western section of the island **(b)** (background: NRCan Landsat-7 orthorectified mosaic, August 3<sup>rd</sup> 2010).

ity (Godin et al. 2014) were utilized (Fig. 5.4). Discharge in the gully reached  $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  due to the freshet and diminished rapidly to a total cessation during July, except when substantial precipitation occurred (Godin et al. 2014).

Three of those polygons were partially eroded during the development of the gully, and the fourth remained intact. These three polygons were initially eroded in 1999 and the early 2000s (Godin et Fortier 2010, 2012a) and have since stabilized. The polygons' geometry and instruments' specifications are detailed in Table 5.I.

### 5.2.3.2 Instruments, data acquisition and processing

**5.2.3.2.1 Air and ground temperature** Polygons were drilled in 2012 using a portable permafrost core-drill system and the boreholes (BH), approximately 1 m deep, were

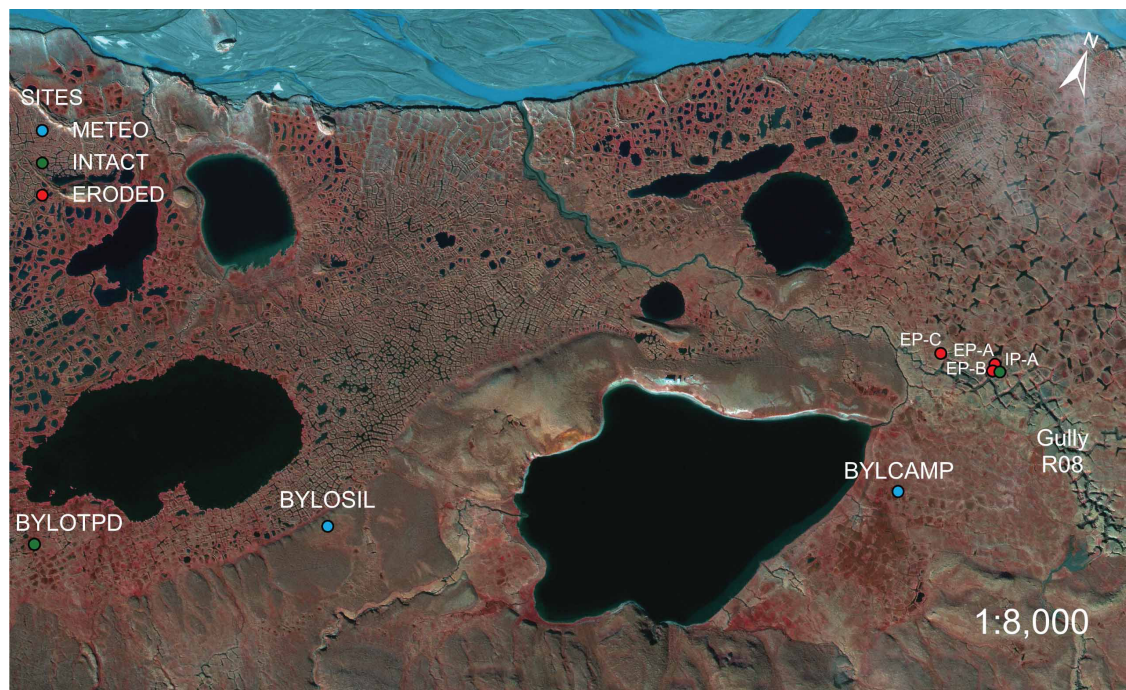


Figure 5.4 – The location of the stations at study site; map background is a GEO-Eye false color satellite image (Near Infra-Red, Red, Green) obtained 2 September 2010. BYLOSIL and BYLCAMP are meteorological stations that are part of the SILA network (CEN 2014). BYLOTPD is a reference ground temperature monitoring site installed in a low-center polygon (Allard et al. 2014). The gully R08 is located on the right side of the image, NE of the lake. Stations EP-A, EP-B, EP-C and IP-A are located near the gully margin.

Table 5.I – Sites' specifications, presenting polygon's ID, state (either intact or eroded), size (major and minor axis) and sensors deployed are shown. A complete gully erosion map model was presented in Godin et Fortier (2012a) (Fig. 3). Size was obtained by measuring the length and the width of each polygon by calculating the distance from the highest point of surrounding ridges, near their troughs. The Campbell Scientific temperature sensors (model 107-L) and Omega Type-T thermocouples were connected to a CR1000 datalogger. The Onset S-TMB-M006 temperature sensor was linked to a H21-002 Micro Station. Moisture data acquisition systems (Em5b) from Decagon were used with TDR sensors (EC-5). BYLOTPD is equipped with a 3 m long custom-made thermistor cable (CEN 2014). Temperature sensors were installed in boreholes identified as BH in Figures 5.5a and 5.5b.

ID	State	Size (m)	Depth (cm)	Temperature sensors	Moisture sensor
EP-A	Eroded	20 ×12	5	Onset UTBI-001	Decagon EC-5
			20	Campbell Sci. 107-L	
			50, 92	Omega Type-T	
EP-B	Eroded	11 ×11	5	Onset UTBI-001	Decagon EC-5
			20	Campbell Sci. 107-L	
			50, 82	Omega Type-T	
EP-C	Eroded	20 ×20	5, 25, 50, 95	Onset S-TMB-M06	Decagon EC-5
IP-A	Intact	11 ×11	5	Onset UTBI-001	Decagon EC-5
			20	Campbell Sci. 107-L	
			50, 90	Omega Type-T	
BYLOTPD	Intact	12 ×12	10, 20, 30, 40, 80	Custom thermistors	N/A

equipped with a string of temperature sensors in polygons EP-A, EP-B, EP-C and IP-A (Fig. 5.5). Temperatures were recorded between summer 2012 and summer 2014 for these four polygons at depths of 5 cm, 20 cm, 50 cm and 90 cm (Table 5.I). A string of thermistors, installed in a borehole located in a low-center polygon 2 km away from the gully and connected to a logger (BYLOTPD, Fig. 5.4), recorded ground temperature between 2010 and the summer of 2013 at 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm and 80 cm (Allard et al. 2014). BYLOTPD was drilled and initially utilized with thermistors in 2001, and had a sensor at the surface until 2007; this long-term series was useful when missing data occurred in the time series. Thaw depth was obtained for each site by interpolating the temperature in each borehole between sensors. Air temperature was recorded on site between 2010 and 2014 by two stations (BYLOSIL and BYLCAMP) from the SILA network (CEN 2014).

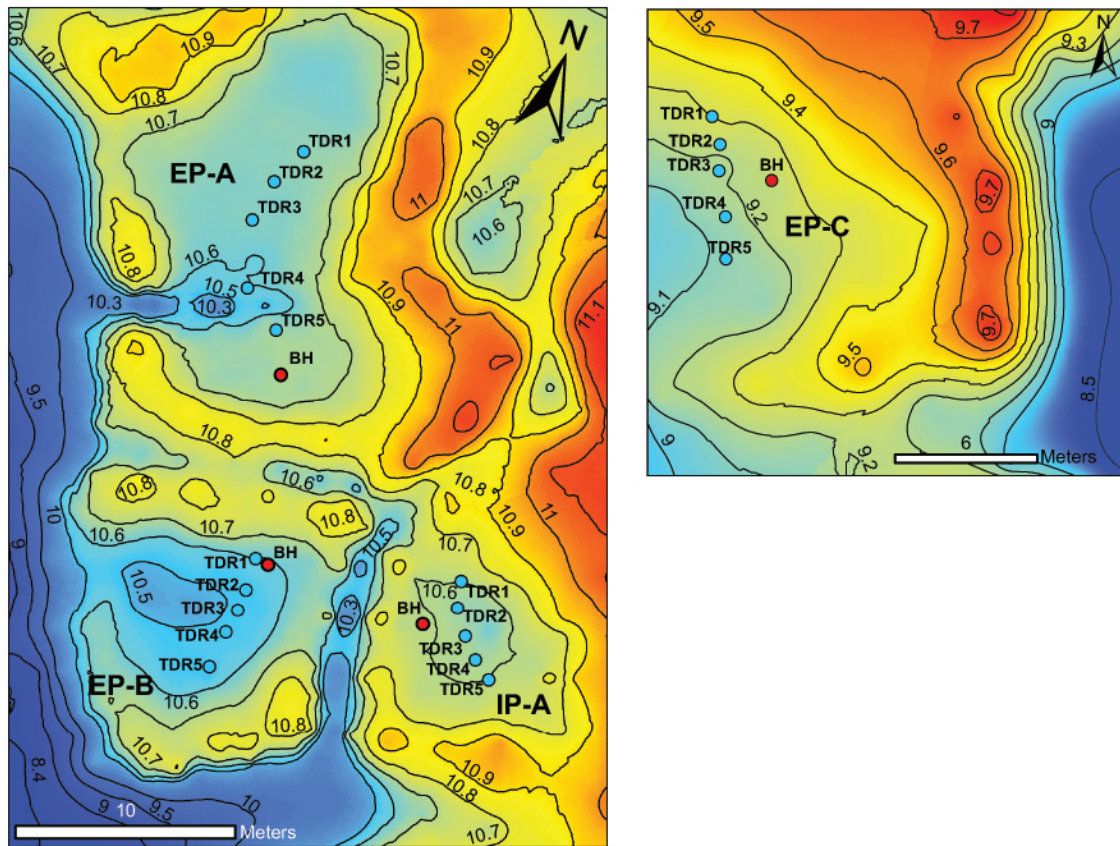


Figure 5.5 – Digital elevation model of sites EP-A, EP-B, EP-C and IP-A. Altitudinal isoline contours were digitized on the figure at each 0,1 m. A gully channel (deep blue) was initiated in 1999 near the polygons; rims (yellow and orange) delineate polygon contours; light blue indicates a breach by erosion in EP-A, EP-B and EP-C. The IP-A ridge contouring the polygon is intact. The gully channel floor (dark blue) is approximately 2 m lower than nearby polygons’ rims at this position. Boreholes equipped with a string of thermistors (BH in the figure) are identified in red in each polygon and moisture sensors are identified in blue (TDR in the figure).

**5.2.3.2.2 Ground moisture and cover** An array of five moisture sensors (Table 5.I) were deployed in each studied polygon center during the summer of 2013 to monitor the near-surface moisture regime (Fig. 5.5a and b). Raw volumetric water content (VWC,  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) was calculated using time domain reflectometry (TDR) sensors. Calibration of the moisture data recorded by the TDR probes was necessary (Czarnomski et al. 2005) due to the high organic content of the soils at the study site. The calibration was performed by saturating a utilized (TDR) soil sample of known mass and volume, while

drying at air temperature and weighing frequently, thus building a relation between the weight of the water in the sample and the signal in the moisture sensor. The equation, derived from an exponential curve obtained from the logged data ( $R^2 = 0.97$ ,  $n = 9$ ), was applied to all moisture readings. For the sake of data comparison between studies (Hinzman et al. 1991, Liljedahl et al. 2011), the moisture data will be presented as percent saturation. This relative metric was determined based on the exponential curve generated during calibration and applied to all volumetric water content values.

Precipitation during the summer of 2013 was obtained daily using a Hellmann rain gauge, compact version (CEN 2014). The snow–water equivalent relation was used to account for solid precipitations.

Maximum snow depth within and near the gully was obtained by time-lapse photography (daily, at noon during 1 year) between the summer of 2012 and summer of 2013. The camera used was a Reconyx model PC-800 Hyperfire fixed on a tripod, with graduated poles deployed in the field of view within and near the gully for reference.

**5.2.3.2.3 Plant characterization** As a component of a larger study (Perreault et al. 2015, Perreault 2012), each polygon was evaluated for vegetation cover using three randomly positioned 70 cm  $\times$  70 cm quadrats in July 2009 or 2010. Vertical photographs of the quadrats were taken at approximately 1,3 m from the ground (see detailed protocols in Chen et al. 2010). Vascular plants, bryophyte and lichen cover were evaluated as the projection on the ground with an abundance scale modified from Daubenmire (1959) on all pictures overlain with a 7 cm rid. Mean plant cover were calculated for each polygon. Details on the methods are available in Perreault (2012).

**5.2.3.2.4 Active layer depth, degree-days and  $n$  factors** Air temperature has an important influence on ground temperature. Thawing degree days (DDT) and freezing degree days (DDF) are simple indexes used to calculate heat induction and extraction in soil. A degree day is the difference between the mean daily temperature and 0 °C (Jumikis 1977). The sum of the daily averages is then computed for a season, with the negative index being DDF (freezing season) and positive index being DDT (thawing

season).

Active layer depth at the end of the thawing season for a given site can be estimated using Stefan's equation modified for permafrost conditions (Brown et al. 2000, Jumikis 1977):

$$Z = E \sqrt{DDT_{\text{air}}}$$

where  $Z$  represents the active layer depth,  $E$  the edaphic factors (or physical properties of the ground and its cover) and  $DDT_{\text{air}}$  the sum of the average daily air temperature above  $0^{\circ}\text{C}$  at the site (Brown et al. 2000, Shiklomanov et al. 2010, Woo et al. 2007).  $DDT_{\text{air}}$  is provided by the nearby SILA stations (CEN 2014).

The ratio between the  $DDT_{\text{soil}}$  (sum of thawing degree day at the soil surface) and  $DDT_{\text{air}}$  provides the term  $n_t$ , known as the thaw season  $n$  factor (Klene et al. 2001, Lunardini 1978), as follows:

$$n_t = \frac{DDT_{\text{soil}}}{DDT_{\text{air}}}$$

Similarly to  $n_t$ , the term  $n_f$  is used for freezing season  $n$  factor:

$$n_f = \frac{DDF_{\text{soil}}}{DDF_{\text{air}}}$$

where  $DDF_{\text{soil}}$  and  $DDF_{\text{air}}$  stand for freezing degree day at the ground surface and freezing degree day of air, respectively.  $DDF_{\text{soil}}$  and  $DDT_{\text{soil}}$  were provided by near-surface sensors buried at 0,05 m in polygons EP-B and IP-A (BH location in Figs. 5.4 and 5.5).

Near surface thermal gradients were calculated for sites BYLOTPD (10 cm–20 cm), EP-B and IP-A (5 cm–20 cm) during August 2012 for summer and January 2013 for winter. Thermal gradient can be computed as:

$$i = \frac{T_s - T_b}{x}$$

here  $i$  is the thermal gradient ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ , or the temperature change between two points in a medium ( $T_s$  and  $T_b$ , which are the temperature at the surface and bottom) and  $x$  the depth (thickness) of the layer considered in the measurements (Jumikis 1977).

**5.2.3.2.5 Statistics and landscape modelling** Quantitative analyses were performed with R (R Core Team 2014). The graphics were prepared with the ggplot2 module.

Site microtopography was obtained using a Trimble VX station in survey mode (prism), where 92–210 spatially referenced points were recorded for each polygon and their proximal area (polygon center, ridge, troughs, nearby retrogressive thaw slumps or gully network branches). Surveyed points had an accuracy of 1 cm. In polygon centers, biological soil crust and mosses were either relatively thin (at most 5 cm thick) or sparse enough to deploy the survey pole on the ground. Ridges and gully slopes were sparsely vegetated and, consequently, the survey pole was in direct contact with the ground. Surveyed spatial data were loaded and processed in ESRI's ArcGIS v10. An interpolation (Gaussian process regression) was applied to the points to create a 3-D surface. A Geo-EYE (1 pixel = 0,5 m) satellite image was used as background with an infra-red, red and green false color rendering in Fig. 5.4 (2 September 2010).

## 5.2.4 Results

### 5.2.4.1 Ground moisture and cover

**5.2.4.1.1 Winter dynamics** Near the gully, a continuous snow cover overlaid the polygons (IP-A, EP-A, EP-B and EP-C) between late September until mid-May 2013, when the blanket started to be fragmented. The polygons adjacent to the gully had a snow cover which was, at most, 10 cm deep during the whole winter 2012–2013. In the depressions (gully), accumulations could either be absent or thicker than 1 m deep, depending on the channel sections. Flat surfaces outside the gully acted as a source for

snow and the gully channels acted as sinks where snow accumulated. Shallow snow cover, exposing the ground to increased temperature variations during winter, enabled more heat to be extracted from the ground and diminished the insulating role of snow, with a potential for a thinner maximum active layer depth. A slightly greater  $n_f$  was obtained at site EP-B ( $n_f$  2012–2013 = 0.99 and  $n_f$  2013–2014 = 0.88) compared to IP-A ( $n_f$  2012–2013 = 0.96 and  $n_f$  2013–2014 = 0.85), indicating a thinner snow cover and greater heat extraction during winter. This resulted in a higher  $DDF_{soil}$  value for EP-B compared to IP-A for both monitored winters (Table 5.II).

**5.2.4.1.2 Summer dynamics** Snowmelt enabled the formation of a shallow pond each year in the center of the intact polygon (IP-A, Fig. 5.5a). The pond presence was reflected by a ground saturation of 100 % in the IP-A center until 20 June 2013, as indicated by sensor no. 3, and remained greater than 90 % until 21 June 2013 for the other sensors (IP-A, Fig. 5.6).

The water levels in the area occupied by the pond fluctuated until its disappearance, between late June and early July 2013. Near-surface moisture progressively diminished in response to evapotranspiration and the lowering of the water table following the propagation of the thaw front in the active layer and the consequent enlargement of the reservoir capacity. Between 17 June and 1 July 2013, the thaw front progression was  $7 \text{ mm d}^{-1}$ , followed by a rapid progression of 100 mm in 4 days. A few precipitation events (IP-A, Fig. 5.6, E1, E2, E3 and E5) restored the nearly saturated state for short periods.

Moisture for IP-A (Fig. 5.6) was quasi-uniform between the five TDR sensors deployed in its center at any given time. Standard deviation between each individual TDR in IP-A was at least 2.03 and at most 7.8 % saturation at each time step during the summer of 2013. During most rain events, moisture readings increased in the same direction and amplitude (IP-A, Fig. 5.6, E2, E3, E5 and E6) as clearly shown by the corresponding moisture peaks. Likewise, as the summer evolved, evapotranspiration diminished the overall ground moisture in the polygon consistently; further, moisture variation increased as the thaw front deepened.



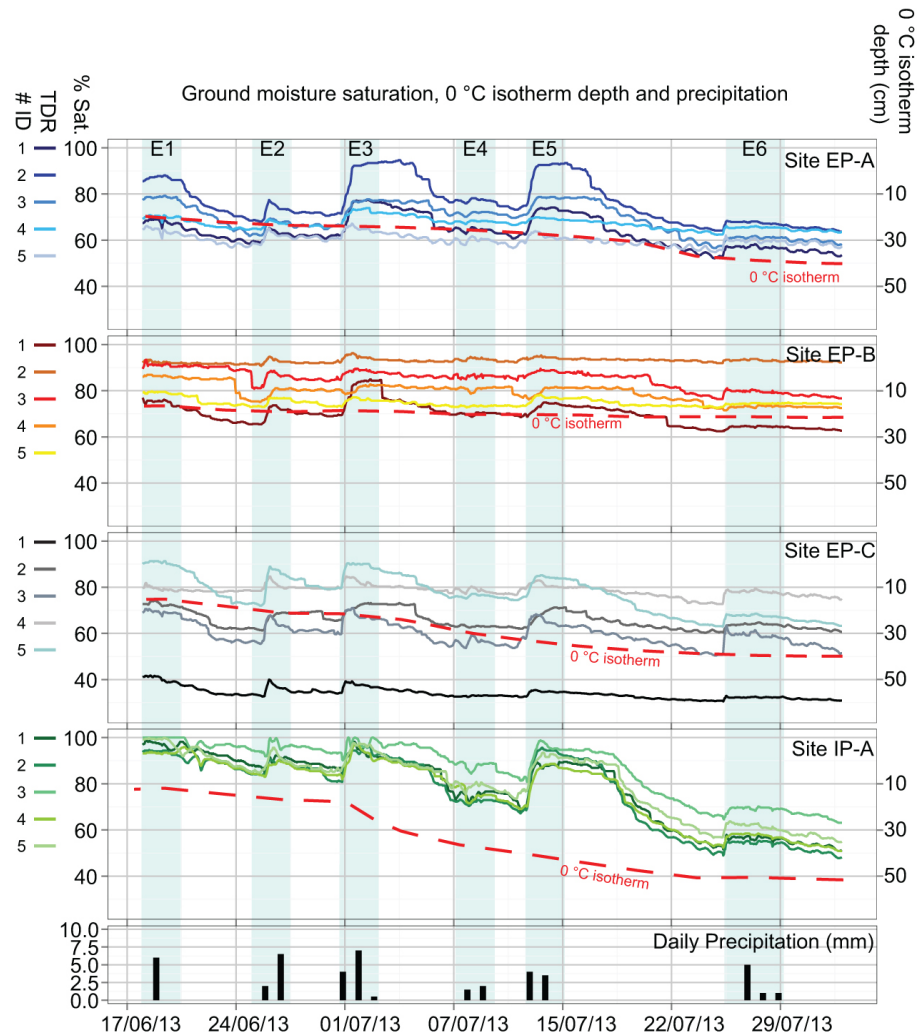


Figure 5.6 – Moisture readings for the near surface of sites EP-A, EP-B, EP-C and IP-A during the summer of 2013 (Fig. 5.5). Daily precipitation readings indicated six rain events through the summer, identified as E1–E6. Propagation of the thaw front in the active layer evolution is identified as the 0 °C isotherm for each site. Moisture levels in percent saturation decreased following active-layer depth for all sites except EP-B.

Table 5.II – Degree days of freezing ( $DDF_{air}$ ) as recorded by the on-site meteorological stations, between 2010 and 2014 (CEN 2014), and  $DDF_{soil}$  for EP-B and IP-A (the winter of 2012–2013 and 2013–2014). The length of the thawing season is indicated for each measured unit under its respective  $n$  day column.

<b>Winter</b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDF_{air}</math></b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDF_{soil}</math> IP-A</b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDF_{soil}</math> EP-B</b>
2010–2011	256	5331				
2011–2012	262	5343				
2012–2013	271	4922	260	4698	260	4846
2013–2014	272	5674	265	4834	256	5015

While the moisture inside IP-A was quasi-uniform between sensors at any given time, the difference in moisture decreased significantly between the initial saturated state and the drier, late summer state (Figs. 5.6 and 5.7). The last readings of the summer indicated saturation varying between 47,8 % à 63 % for a thaw depth of 0,5 m. Thus, moisture was consistent across time at the scale of this specific polygon center. Median saturation levels varied between 82,5 % à 94,4 % during the measurement period, at levels which are relatively close to the saturation levels (Fig. 5.7). Overall, moisture levels responded homogeneously to either input (rain) and output (evapotranspiration) at all monitored locations inside this polygon and it stayed moist during summer.

Near-surface ground moisture conditions evolved differently in eroded polygons EP-A, EP-B (Fig. 5.5a) and EP-C (Fig. 5.5b) compared to the intact polygon IP-A (Figs. 5.6 and 5.7), when considering whether the moisture balance of individual eroded polygons (intra-polygon) and between polygons (inter-polygons).

Eroded polygons EP-A, EP-B and EP-C (Fig. 5.6) were characterized simultaneously by (a) a strong variability in moisture saturation between sensors in their respective centers (intra-polygon); and (b) a variability in overall moisture saturation between each eroded polygon (inter-polygons). Among the 15 sensors deployed in the 3 eroded polygons, only 2 sensors (EP-A no. 2 and EP-C no. 5) recorded curves which were similar (but nevertheless drier) to the wet polygon IP-A. Those two emplacements inside the eroded polygons were near saturation ( $\sim 90\%$  saturation) at the beginning of the logging interval, had moisture peak recorded when precipitation events E1, E3 and E5 occurred, and experienced a progressive decrease in moisture levels in response to evapotranspira-

tion and thaw front deepening (EP-A no. 2 median= 74,4 %, min=63,7 %, max=94,5 % and EP-C no. 5 median= 76,7 %, min= 62,9 %, max= 91,3 %). On the other hand, EP-C no. 1 (located  $\sim$ 1 m from EP-C no. 2 mentioned above) had a median moisture saturation of 33,5 %, underlining significant differences in moisture inside the same polygon (Fig. 5.7). For each time step, EP-C moisture intra-polygon readings were the most variable: standard deviation for the duration of the record was at least 14,2 % and at most 18,1 % saturation.

More stable ground moisture levels were also observed in eroded polygons. These moisture readings were characterized by a weak response to (a) precipitation inputs and (b) evapotranspiration and thaw front deepening, when compared to the intact IP-A or single emplacement in eroded polygons (EP-A no. 2 and EP-C no. 5). Data recorded by all the sensors in EP-B underlined the low variability of the readings quite clearly, especially as displayed by nearly linear percent saturation moisture levels (Fig. 5.6, EP-B) and by whisker boxes for EP-B no. 2, EP-B no. 5 (Fig. 5.7). Thaw depth was very shallow ( $\sim$ 20 cm) in some parts of the polygon EP-B (Fig. 5.6, EP-B, red dashed line); mean thaw depth for EP-B on 1 July 2013 was 19 cm (SD = 4). Sensors located 1,5 m on each side of EP-B no. 2 (EP-B no. 1 and EP-B no. 3) provided non-overlapping ranges for moisture, underlining a great variability under short distance in this disturbed polygon. Other sensors reported similar low moisture variability in EP-A and EP-C. For instance, in EP-B no. 2, percent moisture median was 92.8, varying during the summer between 90,7 % à 96,3 %, thus there was a wet emplacement in this polygon, where an adjacent sensor (EP-B no. 1, located 1,5 m nearby) recorded drier conditions with a median of 69,9 %.

#### **5.2.4.2 Ground temperature and active layer thickness**

Ground thermal regime monitoring, obtained in an intact low-center polygon (BY-LOTPD) between the winter of 2010 and the summer of 2013, provided maximum active layer depth of 56 cm, 48,5 cm, 52 cm and 40 cm for 2010, 2011, 2012 and 2013, respectively (BYLOTPD, Figs. 5.8, 5.9). During these 4 years, the 0 °C isoline reached a depth of 10 cm between 22 and 30 June. Temperatures recorded at BYLOTPD sur-

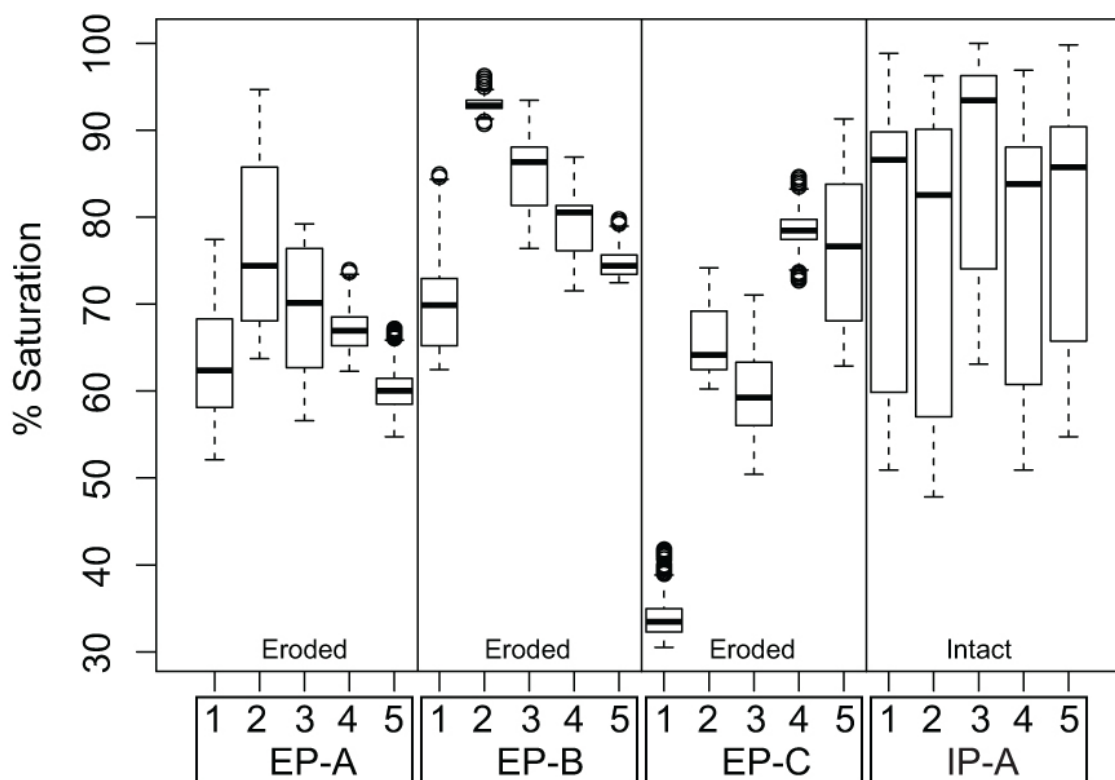


Figure 5.7 – Variability of moisture conditions during the summer of 2013 (percent saturation) per polygon, for each sensor. The line located in the center of each box indicates the median, lower box line indicates the first quartile and the higher line indicates the third quartile; points are outliers. Underlying data refer to the variability of Fig. 5.6.

face between 2002 and 2007 indicated an average delay of 8 days for the thaw front to lower from 0 to 10 cm. Between 2010 and 2013, the thaw front usually progressed rapidly down to 29 cm deep before slowing. Initial ground thaw progression rates varied from  $1.5 \text{ cm d}^{-1}$ – $8 \text{ cm d}^{-1}$  and then slowed to less than  $0.5 \text{ cm d}^{-1}$  until reaching the near-maximum thaw depth.

While the maximum attained thaw depth varied from year to year (BYLOTPD, Fig. 5.8), the maximum depth 2 cm persisted for 40 days. In 2012, the active layer re-froze, slowly at first and then very rapidly, when all the latent heat of water was extracted from the ground. Freezeback of the active layer was completed during the first week of October. During the winter of 2012–2013, the temperature at 66 cm depth remained below  $-16^\circ\text{C}$  for 121 consecutive days (violet, BYLOTPD, in Fig. 5.9). The  $0^\circ\text{C}$  isoline

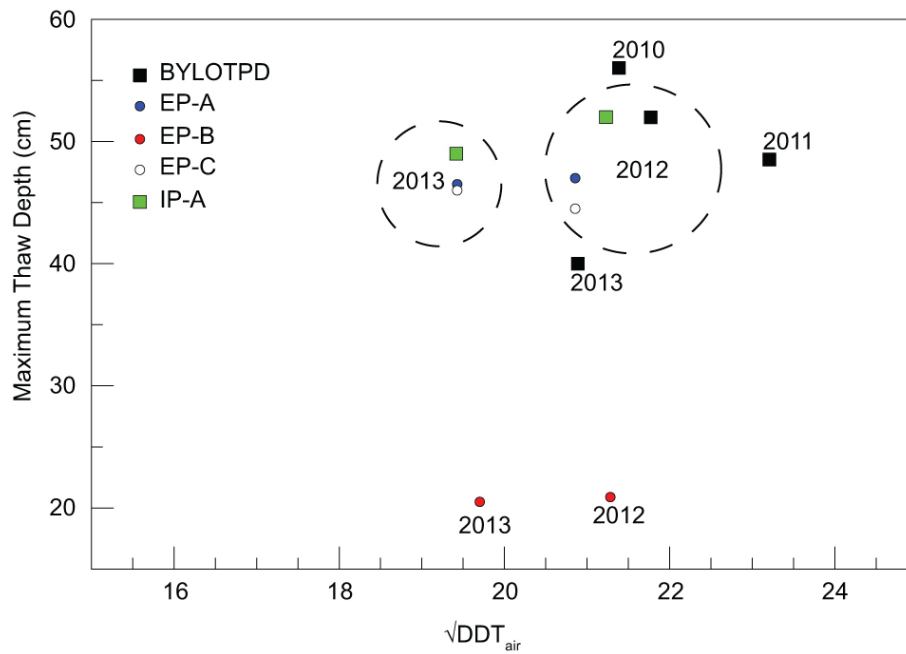


Figure 5.8 – Maximum thaw-depth (y-axis, cm) related to the square root sum of the degree-days of thawing (x-axis,  $\sqrt{DDT_{air}}$ ) for sites between 2010 and 2013. The relation between those two variables for the sites was similar for all locations except EP-B. Sites measured in 2012 were exposed to more DDT than in 2013, but this tendency was not reflected clearly in the maximum active-layer depth – possibly implying varying edaphic factors between both years. EP-B’s depth was virtually the same between 2012 and 2013.

Table 5.III – Degree days of thawing ( $DDT_{air}$ ) as recorded by the on-site meteorological stations, between 2010 and 2014 (CEN 2014), and  $DDT_{soil}$  for EP-B and IP-A (summer 2013). The length of the thawing season is indicated for each measured unit under their respective  $n$ -day column.

<b>Summer</b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDT_{air}</math></b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDT_{soil}</math> IP-A</b>	<b><math>n</math> day</b>	<b><math>DDT_{soil}</math> EP-B</b>
2010	114	526				
2011	97	556				
2012	96	495				
2013	98	450	92	459	93	476

contour was akin to an irregular-shaped curve, with a rapid thaw and freeze back at the beginning and the end of the summer, respectively, and a relatively stable, long-standing maximum thaw depth in between.

The intact polygon IP-A located near the gully shared some characteristics with BYLOTPD. In 2012, IP-A and BYLOTPD had a similar maximum thaw depth (52 cm) following a similar input of thawing degree days, 450 and 474 DDT, respectively (Fig. 5.8). While there was some interannual variability, dispersion was limited and similar to readings from other sites (particularly 2010–2012, IP-A, EP-A, EP-C). All sites responded similarly for each monitored year when considering the direction of change, implying that every site had a shallower maximum thaw depth in 2013 compared with 2012, resulting from a lower DDT that year.

At the beginning of the record (7 July) the thaw depth was at 42 cm and reached its maximum depth 52 days later (29 August) at 52 cm deep  $0,19 \text{ cm d}^{-1}$  during this interval). A complete thawing season was recorded in 2013, showing a rapid initial progression of the thaw front during the first 9 days  $1,67 \text{ cm d}^{-1}$  (beginning 10 June) and then a slower rate until the maximum thaw depth was attained at 50 cm. Once the deepest point was reached, it froze back in 33 days. Overall, the thaw season lasted 94 days for IP-A during 2013. Temperature at a depth of 63 cm was below  $-16^\circ\text{C}$  for 165 continuous days during the 2012-2013 winter, and 143 days during 2013-2014 (violet, IP-A, in Fig. 5.9). Short peaks of warm temperatures were observed in IP-A center, exceeding  $8^\circ\text{C}$ ; in comparison, warm peaks were not present on BYLOTPD since there were no sensors near the surface (shallowest at 10 cm). The shape of the  $0^\circ\text{C}$  isoline

contour of IP-A (Fig. 5.9) was parabola-like in 2012 and 2013.

When comparing ground thermal regime of intact polygons against sites adjacent to the gully, maximum active layer depths were within the same range for 2012 (EP-A = 47 cm, EP-C = 44,5 cm against IP-A = 52 cm and BYLOTPD = 52 cm) (Fig. 5.8). Active-layer depths were similar to those sites (except BYLOTPD) in 2013, with thaw initiation varying between 8 and 12 June. In 2013, BYLOTPD maximum thaw depth was shallower than the other sites, yet followed a similar trend than most of the other sites during this colder year. EP-A and EP-C had a parabola-shaped evolution of the 0°C isoline, with rapid thaw initiation and refreezing, similarly to IP-A. There was no temporal persistence of the thaw front for IP-A: once the maximum depth was reached, the active layer started thinning on the day following the maxima (for 2012 and 2013). EP-A and EP-C ground temperature at 63 cm was below -16°C continuously during 2012–2013 for 176 and 170 days, respectively; during the winter of 2013–2014 for 168 and 163 days, respectively (violet., EP-A and EP-C, in Fig. 5.9).

On the other hand, EP-B had a very shallow maximum active layer depth (ALD) with 21 cm à 20,5 cm recorded for 2012 and 2013, less than half of the other monitored polygons, either intact or eroded (Fig. 5.8). Thaw depth progressed at a rate of approximately 1 cm d<sup>-1</sup> for 9 days, followed by a clear slowdown toward stabilization of the thaw progression. Maximum thaw depth persisted for 59 days in 2012 and 51 days in 2013. The 0°C isoline dropped sharply following the initial thaw, followed by a long, stable maximum depth and rapid refreezing. Surface temperature peaked at 11,4°C during summer 2013. During 2012–2013 winter, EP-B ground temperature at 63 cm was below -16°C continuously during respectively 169 days, and 163 for 2013-2014 (violet, EP-B, in Fig. 5.9).

During the summer of 2013, the  $n$  factor  $n_t$  was closer to 1 for IP-A than EP-B (1.02 and 1.06, respectively). Thermal gradient was steeper during summer for EP-B than for IP-A (Table 5.IV).

The  $n$  factor  $n_f$  computed for the sites indicated values closer to 1 during winter for EP-B compared to IP-A. A  $n_f$  of 0.99 for EP-B during 2012–2013 (Table 5.II) clearly suggested a thin snow cover at this location. Thermal gradient for EP-B was very steep

at shallow depths with  $-26 \pm 9 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$  (Table 5.IV) during winter, reflecting the absence of a substantial snow cover and considerably larger than other intact sites, either at Bylot Island or at other undisturbed sites. Thermal gradient in the literature during winter in the active layer or the near surface was similar for all sites except EP-B (Table 5.IV).

Therefore, the proximity of the gully and the consequent shallow snow cover in polygons near the eroded channels could impact heat extraction during winter, compared with an intact polygon (BYLOTPD) where the microtopography of polygon ridges and absence of the gully enabled thicker cover. Near-surface averaged maximum temperatures were generally cooler in the intact polygon (BYLOTPD,  $3 \text{ }^\circ\text{C}$ ) in 2012, compared with the other polygons, as shown by the reddish colors delineating the  $2 \text{ }^\circ\text{C}$  isolines in Fig. 5.9 (EP-A, EP-B =  $8 \text{ }^\circ\text{C}$ , EP-C =  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ , IP-A =  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

The year 2012 had a warmer summer than 2013 and the winter of 2012–2013 was warmer than the winter of 2011–2012 (Table 5.III). The polygons located within a 1 km radius and those near the gully were exposed to similar  $\text{DDT}_{\text{air}}$ . Inter-polygonal differences in the active layer dynamics (e.g., moment of maximum ALD, maximum depth of the active layer, averaged values for near-surface temperature) were due to polygon-specific surface characteristics (absence of snow cover during winter and vegetation, moisture during summer) impacting ground thermal dynamics at each respective site.

#### 5.2.4.3 Vegetation in intact and eroded polygons

In 2010 and 2014, the center of the intact wet polygon (IP-A) was uniformly vegetated with typical wetland vegetation with low vascular plant diversity (see wetland vegetation in Perreault et al. 2015 in this issue). Perreault (2012) measured a strong cover of living mosses *Drepanocladus* sp. 53,3 % and *Polytrichum* sp. 1,3 %) and *Carex aquatilis* (27,5 %), a sparse cover of *Dupontia fisheri* (0,5 %) and traces of *Pedicularis sudetica*, *Arctagrostis latifolia* and *Salix arctica* (Supplement 1 in Annexe III).

The three other polygons had a higher vascular plant diversity and less uniform vegetation with a mixture of wetlands and mesic species typical of disturbed polygons (Perreault et al. 2015, this issue). Polygon EP-A had 20 vascular plant species with the higher covers for wet habitat species with dried *Drepanocladus* sp. mosses (77,5 %),



Table 5.IV – Thermal gradients reported from the literature (as reference) and from sites in this study (EP-B, IP-A). The gradient  $i$  °C m<sup>-1</sup>, the depth, the season, the location and the source are mentioned. Winter thermal gradients were common while spring/summer gradients were sparser.

$i$ , °C m <sup>-1</sup>	Depth (m)	Season	Location	Source
2.5 to 11	0–0.5	Spring	Bylot Isl., NU, CA	Fortier et Allard (2005)
–3.9 to –18.9 (mean –10.9)	0–0.4	Winter	Bylot Isl., NU, CA	Fortier et Allard (2005)
–15 to –10	0–0.45	Winter	Illisarvik LK, NWT, CA	Mackay (1986)
Less than –15	0–0.25	Winter	Svalbard, NO	Watanabe et al. (2013)
–15 to –7	0.25–0.75	Winter	Svalbard, NO	Watanabe et al. (2013)
0.5 to 5	0–0.4	Summer	Brooks Range, AK, USA	Hinzman et al. (1991)
–8 to –1	0–0.4	Winter	Brooks Range, AK, USA	Hinzman et al. (1991)
2 ± 1 (1σ)	0.1–0.2	Summer	Bylot Isl., NU, CA	BYLOTPD, Allard et al. (2014)
–13 ± 3 (1σ)	0.1–0.2	Winter	Bylot Isl., NU, CA	BYLOTPD, Allard et al. (2014)
–26 ± 9 (1σ)	0.05–0.2	Winter	Bylot Isl., NU, CA	EP-B (this study)
39 ± 10 (1σ)	0.05–0.2	Summer	Bylot Isl., NU, CA	EP-B (this study)
–8 ± 3 (1σ)	0.05–0.2	Winter	Bylot Isl., NU, CA	IP-A (this study)
19 ± 6 (1σ)	0.05–0.2	Summer	Bylot Isl., NU, CA	IP-A (this study)

*Carex aquatilis* (6%), *Dupontia fisheri* (3%) *Eriophorum angustifolium* (2,5%) and *Eriophorum scheuchzeri* (1,3%) and traces for a number of typical mesic habitat species such as *Arctagrostis latifolia*, *Cerastium alpinum*, *Luzula confusa*, *L. arctica* and *Stellaria longipes*). Polygon EP-B had a fraction of its surface with bare-ground (2,5%), a sign of disturbance, 42,7% of dried mosses of wet habitat *Drepanocladus* sp. and 16 vascular plant species. Wet habitat species and mesic species shared the dominance with 21% *Eriophorum angustifolium* and 10,8% of arctic willow (*Salix arctica*). Lastly, polygon EP-C with 11 vascular plant species was dominated by mesic habitat mosses *Aulacomnium* sp. (41,7%) and vascular plants *Salix arctica* (19,3%), *Arctagrostis latifolia* (3%) and *Salix reticulata* (2,5%). The typical wet species were not present in this polygon anymore (Perreault et al. 2015).

## 5.2.5 Discussion

### 5.2.5.1 Terrain heterogeneity

**5.2.5.1.1 Intact polygons** The comparison of shallow ground thermal regime between IP-A and BYLOTPD showed that similar terrain located only a few kilometers apart in a similar terrain can behave slightly differently in response to local conditions.

For those two intact sites, the active layer depth for most years (Fig. 5.8) was within similar ranges, but the shape of the 0 °C isoline and the timing of ground thaw initiation differed slightly (Fig. 5.9), implying site-distinct edaphic factors. Thermal gradient was greater for IP-A than for BYLOTPD (Table 5.IV). This is interpreted as the result of differential lateral subsurface water flow between these two sites. Indeed, the presence of a gully near IP-A favored drainage which reduced subsurface flow, whereas BYLOTPD had no such gully effect during the thaw season. Also, snow cover dynamics may differ in a similar manner between two such polygons, with an increased possibility of snow being blown from a polygon into the gully. This is reflected by colder temperatures at 60 cm depth during winter for BYLOTPD compared to the other sites (violet, in BYLOTPD Fig. 5.9). Polygon IP-A was self contained (intact rims) which enabled intrapolygonal moisture homogeneity in its center along the monitoring transect (Fig. 5.7). *Carex aquatilis*, the dominant species in this polygon ((Supplement 1 in Annexe III), was an efficient competitor in such stable and wet environments (Billings et Peterson 1980).

**5.2.5.1.2 Eroded polygons** Neighboring (IP-A, EP-A and EP-B) and nearby (EP-C) polygons had less environmental variability among each other because of their proximity. The eroded polygons were each located close to a gully, their topographic gradient was alike and their proximity to a topographic low (gully bottom) was similar. What varied was the length of their contour adjacent to the gully, the integrity of their ridge and their intrinsic potential to retain moisture in their center, including the capacity to retain snow during winter.

Prior to 1999 and prior to gully inception, these eroded polygons were low-center polygons (Godin et Fortier 2012a), with similar surface conditions. When erosion was initiated in 1999, not every site was affected in the same way: EP-A had a secondary ice wedge that melted in the center of EP-A, creating a linear trench and reducing ground moisture at all monitoring sites. However, it was observed that some parts of the center were able to maintain wet conditions even up to 14 years after degradation (EP-A nos. 1, 2 and 3) (Figs. 5.6 and 5.7). This result stresses the heterogeneous character of moisture

within eroded polygon centers. This situation translated into more microhabitats and higher plant diversity (20 vascular species, see Supplement Table S1) and the presence of plants typical of stable wet environments (*Carex aquatilis*) and a species efficient in colonizing wet environments (*Dupontia fisheri*) (Billings et Peterson 1980) or when water supply was uncertain (Bliss et Gold 1994).

P-C's moisture signature in this well-drained polygon shared characteristics with EP-A. Differential thaw subsidence in the center changed the polygon microtopography and gave rise to some wetter and drier areas, although to a lesser extent than EP-A (Fig. 5.7). One sensor in particular (EP-C no. 1) had a low moisture saturation through the recording interval; such an intra-polygon heterogeneity and consequent moisture conditions favored the growth of plants that were either rare or absent from IP-A (Supplement Table S1: *Salix arctica*, *S. reticulate* and *Arctagrostis latifolia*).

EP-B's thermal regime and the moisture signature were strikingly different from observations in the other polygons. The active layer was thin and with a persistent maximum thaw depth at the borehole emplacement during summer. A thin active layer resulted in extreme thermal gradients, very high during winter and summer (Table 5.IV). Two sides exposed to the gully contributed to a shallow snow cover during winter, enabling heat to be further extracted from its center. Thinning of the active layer resulted in the aggradation of ground ice as the permafrost table rose up. Therefore, thaw depth progression was closely connected with the sum of the  $DDT_{air}$  for intact polygons, which is uncertain with an eroded site. The thinning of the active layer further implied local ground ice, carbon and nutrient fixation due to freezing following upward permafrost aggradation, but on a local scale. Moisture conditions varied considerably over very short distances. Thinning of the active layer also contributed to reduce the potential volume to retain water and contributed to keep the water table close to the surface. Intra-polygonal heterogeneity in moisture conditions resulted in a plant distribution including wet and mesic species along with dead mosses and vascular plants, remnants of the previous wetter state of the polygon. These results indicate that degraded low-center polygons switch from relatively homogeneous wet conditions to heterogeneous conditions in moisture, thermal conditions and plant distribution.

When impacted with erosion, polygon centers' physical characteristics do not necessarily tend to all change toward the same trend. Three nearby eroded polygons in the same gully network, eroded at approximately the same time, shared a (more or less severe) diminution of the ground moisture, and not in a uniform way inside each respective polygon. Thermal dynamics during summer were more complex than those during winter; individual sites' albedo, nature of the cover, moisture and ground temperature need to be taken into consideration to precisely identify differences between sites.

**5.2.5.1.3 The question of scale: time and space** The polygon terraces characterizing the floor of the valley of glacier C-79 is the product of thousands of years of eolian sedimentation, organic and ground-ice sedimentation along with syngenetic growth and cracking of ice wedges under cold conditions. The development of ridges created low-center polygons and, under certain terrain conditions, groups of polygons evolved into high-center polygons as their ridges were gradually eroded.

In low-center polygon terraces, when the proper conditions are met, large gullies may form very rapidly (Fortier et al. 2007) with yearly rates of ice-wedge erosion greater than several tens of meters per year. The erosional processes will be very dynamic and occur rapidly, immediately following the triggering events as the components of the landscape in disequilibrium are in transition and unstable (Sidorchuk 1999). Gully channels ranged in dimensions as small as 1 m à 2 m wide and deep and smaller trenches were observed to further connect polygons to the gully (Fig. 5.5), to large channels measuring more than 10 m wide and 4 m deep, networked in kilometer-long channels (Godin et al. 2014), thus fragmenting the terrace. Once initiated, not only it could take years (and decades) for erosion to stabilize (Godin et Fortier 2012b) but the gully may capture and facilitate the water fluxes downstream, enabling enhanced drainage and soil displacement outside the watershed (Fortier et al. 2015, Godin et al. 2014). At medium spatial scale, more than a thousand polygons were directly eroded following gullying in this valley, with various levels of severity. As a result, some polygons were completely eroded (*baydzherakhi*), and others severely reduced in area as two sides or more were eroded. At the fine spatial scale, perturbed polygons such as EP-A and EP-B, which have a ridge or two eroded and

most of their internal area intact, experienced physical surface changes as well.

As the gully evolved over the years, the drainage network found alternative paths downstream. Water entry points were abandoned as the gully evolved upstream and retrogressive thaw slumps were stabilizing near an axis end when a stream was not accelerating the erosion process (Godin et Fortier 2012a). The capacity of eroded polygon to retain water and moisture remained diminished compared to intact polygons through time, even though they were in the course of stabilization toward their new equilibrium state. Polygons in the current study were in transition toward the new equilibrium – changes in surface conditions caused nonlinear fluctuations in the active layer depth, moisture content and plant species distribution and occurrence. In any case, the eroded polygons definitely will not return to their pre-erosion state. The gully network across the polygons constitutes a fragmentation of an otherwise flat terrain unit with an improved drainage network and drier polygons in a wider area than only the one directly linked to the gully, potentially diminishing the flux of the lateral flow. Instead of a flat, continuous terrace, gullies fragment the terrace and affect stream circulation and water recharge potential. The terrace should be a drier overall place than before gullies formed, with a more heterogeneous (and simultaneously wet) environment, as the new steady state.

Medium-scale studies monitoring gully channels and other erosion morphologies do not provide quantitative information on how polygons adjacent to the gully could be affected. Terrain heterogeneity following permafrost erosion and how the hydrologic system evolves thereafter is essential when modeling methane and carbon emissions: a model by Cresto Aleina et al. (2013) took into account the local heterogeneity of polygonal terrain and satisfactorily compared this against GHG emissions measured on the field. Eroded polygons by gullying, as presented in this paper, underlined how a study at fine scale could result in identifying different impacts of adjacent sites eroded in a similar manner. Fine-scale changes, such as variable moisture in a single polygon, changing ground thermal regime and consequent heterogeneity of plant cover in an eroded polygon, are major impacts as thousands of polygons are subject to erosion. When the gully and the eroded polygons stabilize and a new equilibrium state is attained, heterogeneous

conditions characterize those stabilized surfaces compared to the more uniform intact polygons.

**5.2.5.1.4 Limitations** Once triggered, as already demonstrated in previous papers (Fortier et al. 2007, Godin et Fortier 2012a), a gully can change quite fast by very rapid impact from nearby polygons. Yet, gully inception (triggering) observation in the field was exceptional: once in 1999 – others were observed but were not further studied. Historical air imagery was quite useful to assess the period of initiation and evolution of several large gullies (Godin et Fortier 2012b). However, precise or finer-scale observations of active layer depth, ground temperature and ground moisture were only obtained during the last few years.

## **5.2.6 Conclusion**

In the valley of the Glacier C-79 on Bylot Island, the rapid thermo-erosion of permafrost leading to gullies enabled the disturbance of ice-wedge polygons and consequently caused mass transfers such as water, sediment, peat transport, permafrost and massive ice thaw. The gully changed fluxes of heat and matter in the geosystem; once the gully stabilized it began to exist as a new steady state, permanently distinct from the initial conditions. Polygons adjacent to the gully can be partially impacted at various degrees of severity. Gully effects on polygons can be partial erosion and subsidence of the ground, inducing differential microtopography, ground moisture retention capacity (rain and snow), thermal conditions (via water and snow) and thus, active layer thickness. Such changes in a polygon have impacts on ground ice conditions, and the carbon and nutrient cycle. These differential conditions create heterogeneity at a fine scale in eroded polygons, where colder, warmer, wet and mesic conditions can coexist in the proximity of the same polygon center and adjacent polygons. These differential conditions affect plants' distribution, diversity and abundance. Vegetation will have an effect on physical and biogeochemical properties of the active layer dynamics in the long term, but more research and monitoring is needed to understand these trajectories.

### 5.2.7 Acknowledgements

Comments by the two anonymous referees were very enlightening and their suggestions useful; we are grateful for their input. We are very thankful to Gilles Gauthier and his team (Center for Northern Studies) for welcoming us to his research station and providing access to field logistics. Our project was made possible due to the financial/field support by the following organizations: Parks Canada Staff (Sirmilik), the Polar Continental Shelf Program, the Northern Scientific Training Program by the Canadian Polar Commission, ArcticNet, the ArcticWOLVES IPY program, NSERC, NSERC-ADAPT, NSERC-Discovery, FRQNT, the W. Garfield Weston Foundation and the Département de Géographie de l'Université de Montréal.

We are extremely grateful to Naïm Perreault, Stéphanie Coulombe, Laurent Lamarque, Michel Paquette, Audrey Veillette, Michel Allard, Sabine Veuille, Gabrielle Létourneau, Laurent Gosselin and Josée Turcotte for their help in the field, discussions on methods, concepts and preparation of the manuscript.

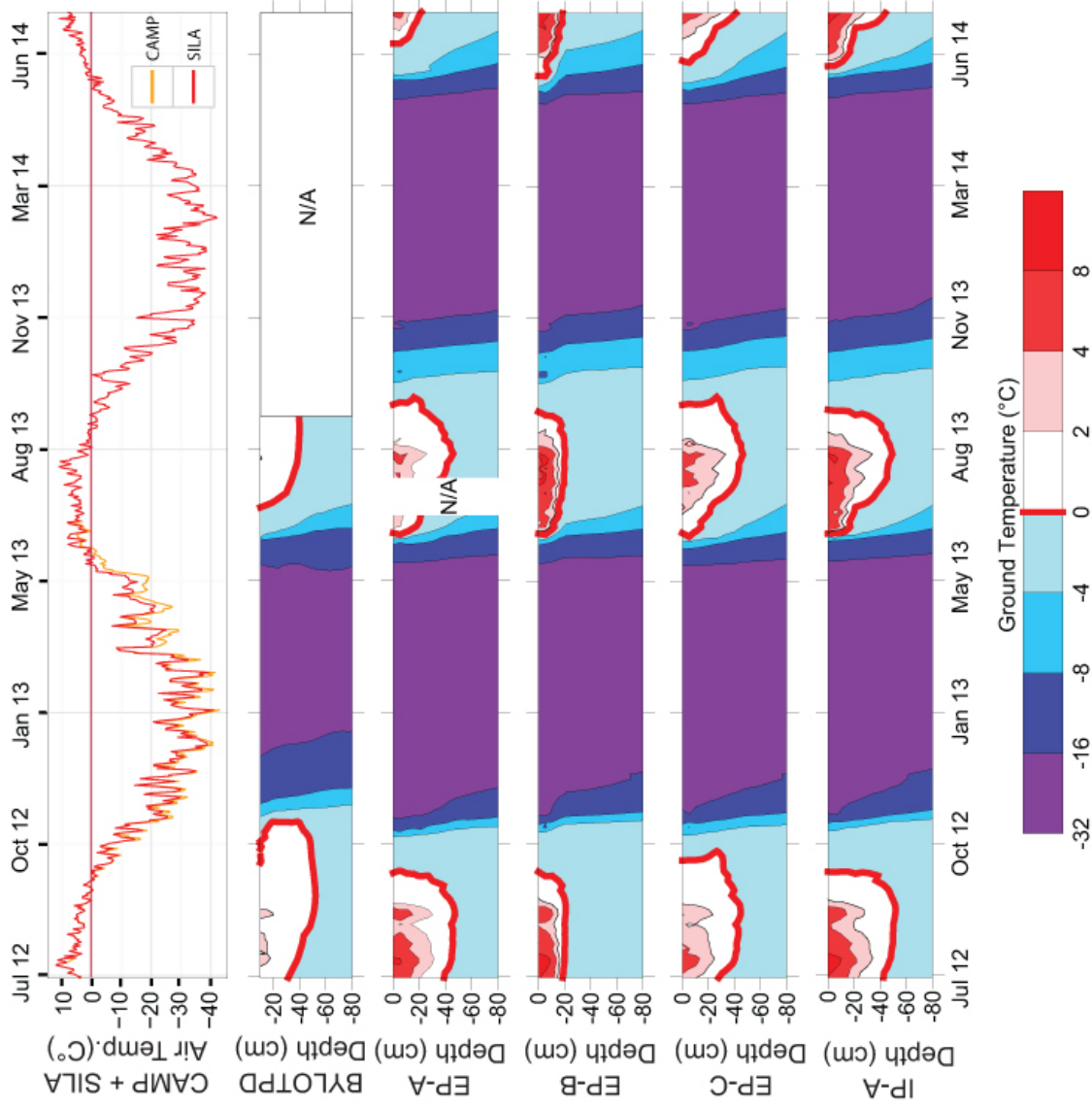


Figure 5.9 – Air Temp. (top) represents the mean daily air temperatures from BYLCAMP (yellow) and BYLOSIL (red) recorded between July 2012 to July 2014. The 0°C limit is highlighted in red as a reference for mean daily air temperature. BYLOTPD, EP-A, EP-B, EP-C and IP-A’s top 80 cm ground thermal regime is as follows: purple color indicating colder temperature and reddish color indicating warmer temperature. The 0°C isotherm of the ground temperature is indicated as a red line.



## CHAPITRE 6

### CONCLUSION GÉNÉRALE

La présente thèse amène la problématique du ravinement de thermo-érosion en présentant le ravin en tant qu'objet d'étude propre, qui possède un cycle d'évolution intrinsèque et qui engendre des impacts spécifiques. La littérature pertinente propre au ravinement, au pergélisol et à sa perturbation, à l'hydrologie des régions froides et à l'impact sur les biogéosystèmes a été présentée et permet de mettre en perspective ce processus à l'intersection des domaines sus-mentionnés. Les contributions à propos du ravinement de thermo-érosion dans la zone de pergélisol continu sont peu nombreuses dans la littérature, mais celui-ci est souvent abordé comme un élément parmi d'autres qui façonne le paysage (Jorgenson et Osterkamp 2005, Kokelj et Jorgenson 2013) et exceptionnellement comme une forme caractérisée, mesurée, définie. Ainsi il n'est généralement pas instrumenté, observé ou étudié pendant de longues périodes, et conséquemment des taux d'érosions ou les impacts (différences pré/post ravinement) sont rarement disponibles.

#### **6.1 La géomorphologie du ravinement (Chapitres 2 et 3)**

Dans cette thèse nous proposons de reprendre l'étude de la caractérisation du ravin à partir des travaux initiaux de Fortier et al. (2007) qui ont présenté le ravin et son évolution initiale (1999-2002) et d'examiner sur plus d'une décennie (1999-2014) comment cette forme a évolué. Le premier objectif de la thèse qui est de caractériser le ravin durant son évolution devenait ainsi possible en considérant l'intervalle de treize années de données disponibles lors de la préparation du premier article (Chapitre 2). Les positions des contours des formes de ravinement durant cet intervalle ont été cartographiées et numérisées, permettant d'établir un système d'information de l'évolution spatiale et temporelle du ravin. Des zones d'érosion actives, en transition et stables ont été définies. Les puits, entrées d'eau et les tunnels se trouvent typiquement dans la zone d'érosion active alors que les levées alluviales, les mares et les polygones très dégradés dans la section stable.

Des taux d'érosion ont été calculés, proposant des vitesses d'érosion propres à ce mode d'érosion et confirmant que des taux de plusieurs dizaines de mètres par année de perte de sol sont possibles. Les taux ne sont pas constants dans le temps : des vitesses importantes ont été mesurées durant les premières années et diminuent rapidement par la suite, vers la stabilisation. Néanmoins, il est possible qu'une zone stabilisée se réactive lorsque des conditions favorisant la thermo-érosion ou le débalancement du système se présente (par exemple un événement de pluie ou la fonte rapide du couvert de la neige). Les mécanismes de rétroaction ont un rôle déterminant dans la dynamique de ravinement. La rétroaction positive accélère l'érosion durant les premières années lorsqu'un seuil est franchi après l'événement déclencheur. Durant cette période, le drainage est habituellement mauvais : le système devient en déséquilibre, suite à l'ouverture d'un puits vertical, d'une cavité ou de l'effondrement d'un tunnel, ce qui draine les écoulements adjacents. Le drainage s'améliore avec le temps sous l'effet de la rétroaction négative, où les réseaux d'écoulement sont matures, les coins de glace enfouis, les pentes stabilisées, permettant un ralentissement de l'érosion du ravin vers un nouvel état d'équilibre.

Le modèle conceptuel établi à partir des observations dans le chapitre 2 fut appliqué aux autres ravins se trouvant dans la vallée afin de le valider. Dans le chapitre 3, la cartographie de six ravins fut intégrée dans le système d'information, les taux d'érosion de chaque ravin furent déterminés et l'inventaire des formes complété. Le cadre conceptuel établi put être appliqué à l'ensemble. Des photos aériennes historiques servirent de référence vu que le moment d'initiation de l'érosion des autres sites n'était pas connu. Les taux d'érosion des ravins actifs ont été calculés : les ravins les plus anciens et grands avaient des taux d'érosion plus faibles, car le seuil de déclenchement fut franchi depuis longtemps. Les plus petits ou récents avaient des taux d'érosion plus importants, car moins de temps s'est écoulé depuis le moment du déclenchement. Les zones actives de ces ravins étaient caractérisées par des tunnels, des écoulements durant la crue, des coins de glace exposés et des effondrements récents. Les zones stabilisées de ces ravins avaient des versants stables souvent couverts d'hummocks colonisés par une végétation adaptée aux milieux mésiques. Ces observations sont conformes aux conclusions du chapitre 2 et à la littérature se référant aux seuils.

## 6.2 L'hydrologie et le ravinement (Chapitre 4)

Le rôle de l'eau est central dans la dynamique de la thermo-érosion. Les écoulements répétés et concentrés contribuent au déclenchement du ravinement. Une fois celui-ci initialisé, l'hydrologie et l'hydrographie locale ont été modifiées en raison des changements dans la topographie. La détermination des changements rapides à l'hydrologie locale dus au ravinement dans un contexte topographique autrement stable forme l'objet du deuxième objectif de la thèse et est couvert dans le chapitre 4. Suite au déclenchement du ravinement (en comparant des photos aériennes historiques et les données des campagnes 2010-13), les chemins d'écoulements à la surface dans la terrasse de polygones se groupaient en écoulement canalisé vers, puis dans le ravin, permettant un transit rapide de l'eau vers l'extérieur du bassin versant (en particulier pour la crue printanière et le pic de fonte initial).

Un modèle de bilan hydrologique pour le petit bassin versant extrapolait les précipitations enregistrées au pluviomètre à la superficie mesurée du bassin. Cette quantité d'eau estimée qui entrait dans le système était du même ordre de grandeur que celle qui était mesurée à l'exutoire (flux sortant). Cette correspondance entre les entrants et sortants impliquait une bonne réponse hydrologique du site en raison de la connectivité que permet le ravin dans la terrasse de polygones. Cette connectivité améliorée indiquait un temps de résidence réduit de l'eau dans un bassin versant raviné, lorsque comparé à l'état pré-ravinement, celui-ci étant pratiquement absent d'écoulement canalisé.

Les ravins qui furent étudiés étaient significativement plus larges que les coins de glace, impliquant que la thermo-érosion affecte les coins de glace ainsi que les sols fins encaissants qui sont pris en charge et déplacés vers l'exutoire et au-delà.

Trente-cinq ravins ont été identifiés dans la vallée, leur taux d'érosion respectif depuis 1972 calculés et le nombre de polygones perturbé par l'érosion compté. Lorsque considérés à l'échelle de la vallée, l'addition des facteurs de perturbation (réorganisation de l'hydrologie, transport de sol, perturbation de zones humides) et le potentiel initial d'une progression rapide d'érosion affectent une aire qui dépasse largement le ravin lui-même. La terrasse tapissant la base de la vallée se trouve fragmentée ce qui facilite les

flux (hydrologiques, sols en transition, nutriments et carbone) depuis les parois de la vallée et de la terrasse vers l'extérieur de la vallée (Fortier et al. 2015).

### **6.3 Humidité, régime thermique et végétation en transition (Chapitre 5)**

Lorsque l'un des côtés d'un polygone humide se dégrade et s'érode suite au ravinement, sa capacité d'accumuler ou de retenir l'humidité est changée. Le polygone non perturbé était relativement homogène dans la distribution de l'humidité en son centre, sa couverture végétale, et l'évolution de l'épaisseur de la couche active durant la saison de dégel. Les polygones perturbés étaient hétérogènes pour ces mêmes facteurs, mais cette hétérogénéité était non linéaire, c'est-à-dire que l'ampleur de l'hétérogénéité variait d'un polygone à l'autre. Dans un polygone perturbé, soit à l'intérieur de quelques mètres de distance, la profondeur de la couche active était en cours d'amincissement à certains endroits et stable à d'autres. Les taux d'humidité du sol pouvaient être particulièrement variables d'un point à l'autre dans le même polygone. La réponse aux événements de pluie était variable. Ces conditions hétérogènes dans un polygone perturbé induisent une transition de la végétation (assèchement et succession de nouvelles espèces) vers un environnement mésique et pourtant certaines espèces dans des niches écologiques créées par la microtopographie bosselée résultant de la dégradation du pergélisol. Ce stade perturbé et hétérogène se stabilise éventuellement et devient le nouvel état d'équilibre post-ravinement.

La terrasse de polygones syngénétiques, se fracture, se fragmente et se diversifie par le ravinement. Le taux d'accumulation sédimentaire sur la terrasse ne peut compenser pour le volume érodé par ravinement en remplissant par exemple les dépressions et cavités. Les ravins de thermo-érosion qui se forment rapidement une fois le seuil d'instabilité initial franchi, continuent de faciliter le déplacement de l'eau des décennies après que les ravins se soient stabilisés. Ce nouvel état d'équilibre post-ravinement d'une terrasse fragmentée et bien drainé constitue le nouvel équilibre géomorphologique du paysage.

## 6.4 Contribution

La dégradation du pergélisol est une problématique de premier plan dans le contexte climatique actuel (Solomon et al. 2007, Stocker et al. 2014). Des changements rapides sont observés dans les régions froides ce qui est en premier lieu reflété par une hausse notable de la température du pergélisol à l'échelle hémisphérique (Romanovsky et al. 2010).

Les régions froides sont particulièrement sensibles aux changements climatiques, en raison de la chaleur latente de la glace, mais aussi parce que la vitesse des changements causés par les perturbations excède grandement la vitesse d'aggradation du pergélisol. Les conditions qui peuvent mener au ravinement de thermo-érosion ne sont pas universelles : mais tel que démontré le processus de ravinement est dynamique, l'érosion peut être rapide, les ravins sont nombreux et transforment les milieux humides en facilitant le transfert de l'eau par un drainage amélioré et une connectivité hydrologique augmentée. Les sols sont remobilisés, dégelés et transportés par l'eau. Ce facteur de perturbation est maintenant mieux connu, défini et compris.

Cette contribution dans son ensemble réside dans le domaine des sciences de la terre pour l'étude du rôle du ravin dans les géosystèmes. L'approche utilisée dans cette thèse sur l'étude des ravins, de leur évolution spatiale et temporelle est similaire à celle utilisée pour les ravins en milieux tempérés : cela permet d'intégrer l'idée du ravinement pour plusieurs types de milieux. L'étude des différentes échelles spatiales et temporelles considérées dans l'évolution s'insère dans la géographie physique et à la géomorphologie. L'étude des ravins de thermo-érosion dans un milieu de pergélisol continu terrestre est du domaine de la géomorphologie périglaciaire. Finalement, l'étude des impacts conséquents au ravinement sur l'hydrologie du bassin versant et les changements induits aux polygones adjacents propose des avancées en hydrologie des régions froides.

## BIBLIOGRAPHIE

- Allard, M. Geomorphological changes and permafrost dynamics : Key factors in changing arctic ecosystems. an example from Bylot Island, Nunavut, Canada. *Geoscience Canada*, 23(4):205–212, 1996. URL <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/viewArticle/3916>.
- Allard, M. et Kasper, J. N. Temperature conditions for ice wedge cracking : field measurements from Salluit, northern Québec. Dans Lewkowicz, A. et Allard, A., éditeurs, *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, Collection Nordicana, pages 5–12, Yellowknife, Northwest Territories, Canada, 23/06 - 27/06 1998. Center for Northern Studies, Université Laval, Québec.
- Allard, M., Sarrazin, D., et L'Hérault, E. Borehole monitoring temperatures in northeastern Canada. v. 1.2 (1988-2014), (1988-2014) 2014. doi:10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD.
- Andersland, O. B., Ladanyi, B., et American Society of Civil Engineers. *Frozen ground engineering*. Wiley, Hoboken, N.J., 2e édition, 2004. ISBN 0471615498. xii, 363 p.
- Anderson, P. M., Lozhkin, A. V., et Brubaker, L. B. A lacustrine pollen record from North Priokhot'ya : New information about late Quaternary vegetational variations in western Beringia. *Arctic and Alpine Research*, 28(1):93–98, 1996. doi:10.2307/1552090.
- Anisimov, O. A. et Nelson, F. E. Permafrost distribution in the northern hemisphere under scenarios of climatic change. *Global and Planetary Change*, 14(1-2):59–72, 1996. doi:10.1016/0921-8181(96)00002-1.
- Anisimov, O. A., Shiklomanov, N. I., et Nelson, F. E. Global warming and active-layer thickness : results from transient general circulation models. *Global and Planetary Change*, 15(3-4):61–77, 1997. doi:10.1016/S0921-8181(97)00009-X.

- Are, F. E. Thermal abrasion of coasts. Dans Miller, R., éditeur, *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*, volume 2, pages 24–28, Fairbanks, Alaska, USA, 17/07 - 22/07 1983. University of Alaska and National Academy of Science, National Academy Press, Washington D.C., USA.
- Ballantyne, C. K. *Encyclopedia of Quaternary Science*, book section Periglacial Landforms : Patterned Ground, pages 2182–2191. Elsevier, Oxford, 2007. ISBN 978-0-444-52747-9. doi:10.1016/B0-44-452747-8/00107-1.
- Barsch, D. Periglacial geomorphology in the 21st century. *Geomorphology*, 7:141 – 163, 1993. doi:10.1016/0169-555X(93)90015-T.
- Benda, L. et Dunne, T. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research*, 33(12):2865–2880, 1997. doi:10.1029/97wr02387.
- Betts, H. D., Trustrum, N. A., et De Rose, R. C. Geomorphic changes in a complex gully system measured from sequential digital elevation models, and implications for management. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(10):1043–1058, 2003. doi:10.1002/esp.500.
- Beven, K. et Germann, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5):1311–1325, 1982. doi:10.1029/WR018i005p01311.
- Billings, W. D. et Peterson, K. M. Vegetational change and ice-wedge polygons through the thaw-lake cycle in Arctic Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 12(4):413–432, 1980. doi:10.2307/1550492.
- Biskaborn, B., Lanckman, J.-P., Lantuit, H., Elger, K., Streletskiy, D., Cable, W., et Romanovsky, V. The Global Terrestrial Network for Permafrost Database : metadata statistics and prospective analysis on future permafrost temperature and active layer depth monitoring site distribution. *Earth System Science Data Discussions*, 8(1):279–315, 2015. doi:10.5194/essdd-8-279-2015.
- Black, R. F. Periglacial features indicative of permafrost : Ice and soil wedges. *Quaternary Research*, 6(1):3–26, 1976. doi:10.1016/0033-5894(76)90037-5.

- Bledsoe, B. P., Watson, C. C., et Biedenharn, D. S. Quantification of incised channel evolution and equilibrium. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 38(3):861–870, 2002. doi:10.1111/j.1752-1688.2002.tb01002.x.
- Bliss, L. C. et Gold, W. G. The patterning of plant communities and edaphic factors along a high arctic coastline : implications for succession. *Canadian Journal of Botany*, 72(8):1095–1107, 1994. doi:10.1139/b94-134.
- Bonnaventure, P. P. et Lamoureux, S. F. The active layer : A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 37(3):352–376, 2013. doi:10.1177/0309133313478314.
- Bouchard, F., Laurion, I., Preskienis, V., Fortier, D., Xu, X., et Whiticar, M. J. Modern to millennium-old greenhouse gases emitted from ponds and lakes of the eastern canadian arctic (bylot island, nunavut). *Biogeosciences*, 12(23):7279–7298, 2015. doi:10.5194/bg-12-7279-2015. URL <http://www.biogeosciences.net/12/7279/2015/>.
- Boucher, S. C. et Powell, J. M. Gullying and tunnel erosion in victoria. *Australian Geographical Studies*, 32(1):17–26, 1994. doi:10.1111/j.1467-8470.1994.tb00657.x.
- Boudreau, L. D. et Rouse, W. R. The role of individual terrain units in the water balance of wetland tundra. *Climate Research*, 5(1):31–47, 1995. doi:10.3354/cr005031.
- Bowden, W. B., Gooseff, M. N., Balsler, A., Green, A., Peterson, B. J., et Bradford, J. Sediment and nutrient delivery from thermokarst features in the foothills of the North Slope, Alaska : Potential impacts on headwater stream ecosystems. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 113(G2):G02026, 2008. doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2007JG000470>.
- Bowling, L. C., Kane, D. L., Gieck, R. E., Hinzman, L. D., et Lettenmaier, D. P. The role of surface storage in a low-gradient arctic watershed. *Water Resources Research*, 39(4):1087, 2003. doi:10.1029/2002wr001466.



- Bray, M. T., French, H. M., et Shur, Y. Further cryostratigraphic observations in the creel permafrost tunnel, fox, alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3):233–243, 2006. doi:10.1002/ppp.558. URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.558>.
- British Columbia, Ministry of Forests. *Gully assessment procedure guidebook*. Ministry of Forests, Victoria, 4e édition, 2001. vi, 60 p.
- Britton, M. E. Vegetation of the Arctic tundra. Dans Hansen, H. P., éditeur, *Arctic biology - Biology Colloquium*, pages 26–61, Corvallis, Oregon, USA, 19/04 - 20/04 1957. Oregon State College.
- Brown, J., Hinkel, K. M., et Nelson, F. E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program : Research designs and initial results 1. *Polar Geography*, 24(3): 166–258, 2000. doi:10.1080/10889370009377698.
- Brown, R., Derksen, C., et Wang, L. A multi-data set analysis of variability and change in arctic spring snow cover extent, 1967-2008. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D16):D16111, 2010. doi:10.1029/2010JD013975.
- Bryan, R. B. et Jones, J. A. A. The significance of soil piping processes : inventory and prospect. *Geomorphology*, 20(3-4):209–218, 1997. doi:10.1016/s0169-555x(97)00024-x.
- Burkard, M. B. et Kostaschuk, R. A. Patterns and controls of gully growth along the shoreline of Lake Huron. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(10):901–911, 1997.
- Burn, C. R. Thermokarst lakes. *Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, 36(1): 81–85, 1992. doi:10.1111/j.1541-0064.1992.tb01121.x.
- Burn, C. R. et Smith, M. W. Development of thermokarst lakes during the Holocene at sites near Mayo, Yukon territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1(2):161–175, 1990. doi:10.1002/ppp.3430010207.

- Callaghan, T., Johansson, M., Brown, R., Groisman, P., Labba, N., Radionov, V., Barry, R., Bulygina, O., Essery, R., Frolov, D., Golubev, V., Grenfell, T., Petrushina, M., Razuvaev, V., Robinson, D., Romanov, P., Shindell, D., Shmakin, A., Sokratov, S., Warren, S., et Yang, D. The changing face of Arctic snow cover : A synthesis of observed and projected changes. *AMBIO*, 40(1):17–31, 2011. doi:10.1007/s13280-011-0212-y.
- Carey, S. K. et Woo, M. K. The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, subarctic Yukon, Canada. *Journal of Hydrology*, 233(1-4):206–222, 2000. doi:10.1016/S0022-1694(00)00234-1.
- Carey, S. et Woo, M. K. Hydrogeomorphic relations among soil pipes, flow pathways, and soil detachments within a permafrost hillslope. *Physical Geography*, 23(2):95–114, 2002. doi:10.2747/0272-3646.23.2.95.
- CEN. Environmental data from Bylot Island in Nunavut, Canada v. 1.3 (1992-2013)., 2013. doi:10.5885/45039SL-EE76C1BDAADC4890.
- CEN. Environmental data from Bylot Island in Nunavut, Canada, v. 1.4 (1992-2014)., 2014. doi:10.5885/45039SL-EE76C1BDAADC4890.
- Chen, Y., Yu, J., et Khan, S. Spatial sensitivity analysis of multi-criteria weights in gis-based land suitability evaluation. *Environmental Modelling & Software*, pages 1582–1591, 2010. doi:DOI 10.1016/j.envsoft.2010.06.001.
- CNRC Permafrost Subcommittee. Glossary of permafrost and related ground-ice terms. Rapport technique Technical Memorandum No. 142, National Research Council of Canada, National Research Council of Canada Ottawa, Ontario, Canada KIA OR6, 1988.
- Costard, F., Dupeyrat, L., Gautier, E., et Carey-Gailhardis, E. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : Application to the Lena River (central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(12):1349–1359, 2003. doi:10.1002/esp.592.

- Cresto Aleina, F., Brovkin, V., Muster, S., Boike, J., Kutzbach, L., Sachs, T., et Zuyev, S. A stochastic model for the polygonal tundra based on poisson–voronoi diagrams. *Earth System Dynamics*, 4(2):187–198, 2013. doi:10.5194/esd-4-187-2013. URL <http://www.earth-syst-dynam.net/4/187/2013/>.
- Csank, A. Z., Fortier, D., et Leavitt, S. W. Annually resolved temperature reconstructions from a late pliocene-early pleistocene polar forest on bylot island, canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369:313 – 322, 2013. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.10.040>.
- Czarnomski, N. M., Moore, G. W., Pypker, T. G., Licata, J., et Bond, B. J. Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. *Canadian Journal of Forest Research*, 35(8): 1867–1876, 2005. doi:10.1139/x05-121.
- Czudek, T. et Demek, J. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research*, 1(1):103–120, 1970. doi:10.1016/0033-5894(70)90013-x.
- Daba, S., Rieger, W., et Strauss, P. Assessment of gully erosion in eastern Ethiopia using photogrammetric techniques. *CATENA*, 50(2-4):273–291, 2003. doi:Pii s0341-8162(02)00135-2 10.1016/s0341-8162(02)00135-2.
- Dallimore, S. R., Wolfe, S. A., et Solomon, S. M. Influence of ground ice and permafrost on coastal evolution, Richards Island, Beaufort Sea coast, NWT. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(5):664–675, 1996. doi:10.1139/e96-050.
- Daubenmire, R. A canopy-coverage method of vegetational analysis. *Northwest Science*, 33(1):43–64, 1959.
- de Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., et Verstraeten, G. The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*, 31(2):155–178, 2007. doi:10.1177/0309133307076485.

- Dingman, S. L. *Physical hydrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 2e édition, 2002. ISBN 0130996955. x. 646 p.
- Dobinski, W. Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3-4):158–169, 2011. doi:10.1016/j.earscirev.2011.06.007.
- Doran, P. T., McKay, C. P., Clow, G. D., Dana, G. L., Fountain, A. G., Nylen, T., et Lyons, W. B. Valley floor climate observations from the McMurdo Dry Valleys, Antarctica, 1986-2000. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D24):4772, 2002. doi:10.1029/2001jd002045.
- Dostovalov, B. N. et Popov, A. I. Polygonal systems of ice-wedges and conditions of their development. Dans *Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 102–105, Purdue University, Lafayette, Indiana, USA, 11/11 - 15/11 1963. Building Research Advisory Board, National Academy of Sciences and National Research Council, Washington, D.C., USA. Publication No. 1287.
- Douglas, T. A., Fortier, D., Shur, Y. L., Kanevskiy, M. Z., Guo, L., Cai, Y., et Bray, M. T. Biogeochemical and geocryological characteristics of wedge and thermokarst-cave ice in the CRREL permafrost tunnel, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2):120–128, 2011. doi:10.1002/ppp.709.
- Dowdeswell, E. K., Dowdeswell, J. A., et Cawkwell, F. On the glaciers of Bylot Island, Nunavut, Arctic Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(3):402–411, 2007. doi:10.1657/1523-0430(05-123)[DOWDESWELL]2.0.CO ;2.
- Dupeyrat, L., Costard, F., Randriamazaoro, R., Gailhardis, E., Gautier, E., et Fedorov, A. Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost : Implications for coastal and fluvial erosion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2):179–187, 2011. doi:10.1002/ppp.722.
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., et Mearns, L. O. Climate extremes : Observations, modeling, and impacts. *Science*, 289(5487): 2068–2074, 2000. doi:10.1126/science.289.5487.2068.

- Environment Canada. Canadian climate normals, 1971 - 2000. Pond Inlet, 2002. URL [http://climat.meteo.gc.ca/climate\\_normals/](http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/).
- Environment Canada. Canadian climate normals, 1981 - 2010. Pond Inlet, 2014. URL [http://climate.weather.gc.ca/climate\\_normals/](http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/).
- Faure, G. *Introduction to planetary science : the geological perspective*. Springer, Dordrecht London, 2007. ISBN 9781402055447. 526 p.
- Fedorova, E. N. Development of settlement network of Yakutia in the XVIIIth century. *Journal of Geography and Geology*, 6(2), 2013. doi:10.5539/jgg.v6n2p155.
- Fortier, D. et Allard, M. Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41 (8):997–1012, 2004. doi:10.1139/e04-031.
- Fortier, D. et Allard, M. Frost-cracking conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(2):145–161, 2005. doi:10.1002/ppp.504.
- Fortier, D., Allard, M., et Pivot, F. A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic. *Holocene*, 16(5):635–646, 2006. doi:10.1191/0959683606hl960rp.
- Fortier, D., Allard, M., et Shur, Y. 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, 2007. doi:10.1002/ppp.595.
- Fortier, D. *Evolution geomorphologique Holocene des polygones a coins de glace de la vallee du glacier C-79, Ile Bylot, archipel Arctique Canadien*. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, Québec, Canada, 2006.
- Fortier, D., Godin, E., Lévesque, E., Veillette, A., et Lamarque, L. Thermal erosion of ice-wedge polygon terrains changes fluxes of energy and matter of permafrost geosys-

- tems. pages GC22C-04. 14 - 18 Dec 2015, AGU Fall meeting, San Francisco, USA, 2015.
- French, H. The development of periglacial geomorphology : 1-up to 1965. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(1):29–60, 2003. doi:10.1002/ppp.438.
- French, H. M. Does Lozinski's periglacial realm exist today ? a discussion relevant to modern usage of the term 'periglacial'. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(1):35–42, 2000. doi:10.1002/(sici)1099-1530(200001/03)11 :1<35 : :aid-ppp334>3.0.co ;2-6.
- French, H. et Shur, Y. The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 101 (3-4):190–206, 2010. doi:10.1016/j.earscirev.2010.04.002.
- French, H. M. *The periglacial environment*. John Wiley and Sons, Chichester, England ; Hoboken, NJ, 3e édition, 2007. ISBN 9780470865897. xviii, 458 p.
- Gangodagamage, C., Rowland, J. C., Hubbard, S. S., Brumby, S. P., Liljedahl, A. K., Wainwright, H., Wilson, C. J., Altmann, G. L., Dafflon, B., Peterson, J., Ulrich, C., Tweedie, C. E., et Wulschleger, S. D. Extrapolating active layer thickness measurements across Arctic polygonal terrain using LiDAR and NDVI data sets. *Water Resources Research*, 50(8):6339–6357, 2014. doi:10.1002/2013WR014283.
- Garcia-Ruiz, J., Lasanta, T., et Alberto, F. Soil erosion by piping in irrigated fields. *Geomorphology*, 20(3-4):269–278, 1997. doi:10.1016/S0169-555X(97)00028-7.
- Gauthier, G., Rochefort, L., et Reed, A. The exploitation of wetland ecosystems by herbivores on Bylot Island. *Geoscience Canada*, 23(4):253–259, 1996. URL <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/viewArticle/3923>.
- Gauthier, G., Berteaux, D., Bety, J., Tarroux, A., Therrien, J. F., McKinnon, L., Legagneux, P., et Cadieux, M. C. The tundra food web of Bylot Island in a changing climate and the role of exchanges between ecosystems. *Ecoscience*, 18(3):223–235, 2011. doi:10.2980/18-3-3453.

- Gauthier, G., Giroux, J.-F., Reed, A., Béchet, A., et Bélanger, L. Interactions between land use, habitat use, and population increase in greater snow geese : what are the consequences for natural wetlands ? *Global Change Biology*, 11(6):856–868, 2005. doi:10.1111/j.1365-2486.2005.00944.x.
- Gauthier, G., Béty, J., Cadieux, M.-C., Legagneux, P., Doiron, M., Chevallier, C., Lai, S., Tarroux, A., et Berteaux, D. Long-term monitoring at multiple trophic levels suggests heterogeneity in responses to climate change in the Canadian Arctic tundra. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 368(1624): 20120482, 2013. doi:10.1098/rstb.2012.0482.
- Gilichinsky, D., Rivkina, E., Shcherbakova, V., Laurinavichuis, K., et Tiedje, J. Supercooled water brines within permafrost-an unknown ecological niche for microorganisms : a model for astrobiology. *Astrobiology*, 3(2):331–341, 2003. doi:10.1089/153110703769016424.
- Godin, E. et Fortier, D. Geomorphology of thermo-erosion gullies - case study from Bylot Island, Nunavut, Canada. Dans *Proceedings of the Sixty-Third Canadian Geotechnical Conference & Sixth Canadian Permafrost Conference*, volume 1, pages 1540–1547, Calgary, Canada, 12/09 - 16/09 2010. URL <http://pubs.aina.ucalgary.ca/cpc/CPC6-1540.pdf>.
- Godin, E. et Fortier, D. Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8):979–986, 2012a. doi:10.1139/e2012-015.
- Godin, E., Fortier, D., et Coulombe, S. Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss. *Environmental Research Letters*, 9(10): 105010, 2014. doi:10.1088/1748-9326/9/10/105010.
- Godin, E. et Fortier, D. Fine-scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-erosion gully development on Bylot Island, eastern Canadian archipelago. Dans

- Hinkel, K. M., éditeur, *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 125–130, Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous District, Russia, 25/06 - 29/06 2012b. The Northern Publisher Salekhard. URL <http://ipa.arcticportal.org/meetings/international-conferences>.
- Gong, J. X. Clarifying the standard deviational ellipse. *Geographical Analysis*, 34(2): 155–167, 2002. doi:10.1111/j.1538-4632.2002.tb01082.x.
- Gooseff, M. N., Barrett, J. E., et Levy, J. S. Shallow groundwater systems in a polar desert, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Hydrogeology Journal*, 21(1):171–183, 2013. doi:10.1007/s10040-012-0926-3.
- Gosselin, P. Érosion thermique du pergélisol en milieu fluvial Arctique. Rivière Duval, Pangnirtung, Nunavut. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, Québec, Canada, 2013.
- Grosse, G. Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. *EOS Transactions*, 92(9):73–74, 2011. doi:10.1029/2011EO090001.
- Grosse, G., Harden, J., Turetsky, M., McGuire, A. D., Camill, P., Tarnocai, C., Frohling, S., Schuur, E. A. G., Jorgenson, T., Marchenko, S., Romanovsky, V., Wickland, K. P., French, N., Waldrop, M., Bourgeau-Chavez, L., et Striegl, R. G. Vulnerability of high-latitude soil organic carbon in North America to disturbance. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 116(G4):G00K06, 2011. doi:10.1029/2010JG001507.
- Guertin-Pasquier, A. Reconstitution paléo-écologique et contexte magnétostratigraphique de la forêt fossile de l'île Bylot (Nunavut). Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, Canada, 2012.
- Gutiérrez, A. G., Schnabel, S., et Contador, F. L. Gully erosion, land use and topographical thresholds during the last 60 years in a small rangeland catchment in SW Spain. *Land Degradation & Development*, 20(5):535–550, 2009. doi:10.1002/ldr.931.



- Hamilton, T. D., Ager, T. A., et Robinson, S. W. Late Holocene ice wedges near Fairbanks, Alaska, U.S.A. : Environmental setting and history of growth. *Arctic and Alpine Research*, 15(2):157–168, 1983. doi:10.2307/1550918.
- Harms, T., Abbott, B., et Jones, J. Thermo-erosion gullies increase nitrogen available for hydrologic export. *Biogeochemistry*, 117(2-3):299–311, 2013. doi:10.1007/s10533-013-9862-0.
- Heginbottom, J. *The National Atlas of Canada*, chapitre Canada, Permafrost. Canada Map Office, Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 5e édition, 1995. 1 :7500000.
- Helbig, M., Boike, J., Langer, M., Schreiber, P., Runkle, B. K., et Kutzbach, L. Spatial and seasonal variability of polygonal tundra water balance : Lena River Delta, northern Siberia (Russia). *Hydrogeology Journal*, 21(1):133–147, 2013. doi:10.1007/s10040-012-0933-4.
- Higgins, C. G. et Schoner, C. Sinkholes formed by piping into buried channels. *Geomorphology*, 20(3-4):307–312, 1997. doi:10.1016/S0169-555X(97)00031-7.
- Hinkel, K. M., Paetzold, F., Nelson, F. E., et Bockheim, J. G. Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska : 1993–1999. *Global and Planetary Change*, 29(3-4):293–309, 2001. doi:10.1016/S0921-8181(01)00096-0.
- Hinkel, K. M., Lenters, J. D., Sheng, Y., Lyons, E. A., Beck, R. A., Eisner, W. R., Maurer, E. F., Wang, J., et Potter, B. L. Thermokarst lakes on the Arctic coastal plain of Alaska : Spatial and temporal variability in summer water temperature. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(3):207–217, 2012. doi:10.1002/ppp.1743.
- Hinzman, L. D., Kane, D. L., Gieck, R. E., et Everett, K. R. Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic. *Cold Regions Science and Technology*, 19(2):95–110, 1991. doi:10.1016/0165-232X(91)90001-W.

- Hinzman, L. D., Bettez, N. D., Bolton, W. R., Chapin, F. S., Dyrugerov, M. B., Fastie, C. L., Griffith, B., Hollister, R. D., Hope, A., Huntington, H. P., Jensen, A. M., Jia, G. J., Jorgenson, T., Kane, D. L., Klein, D. R., Kofinas, G., Lynch, A. H., Lloyd, A. H., McGuire, A. D., Nelson, F. E., Oechel, W. C., Osterkamp, T. E., Racine, C. H., Romanovsky, V. E., Stone, R. S., Stow, D. A., Sturm, M., Tweedie, C. E., Vourlitis, G. L., Walker, M. D., Walker, D. A., Webber, P. J., Welker, J. M., Winker, K. S., et Yoshikawa, K. Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, 72(3):251–298, 2005. doi:10.1007/s10584-005-5352-2.
- Hoque, M. A. et Pollard, W. H. Arctic coastal dynamics - report of the 5th international workshop. Dans Rachold, V., Lantuit, H., Couture, N., et Pollard, W., éditeurs, *Proceedings of the Fifth International Workshop on Arctic Coastal Dynamics*, volume 1, pages 60–64, McGill University, Montreal, Canada, 2004.
- Hoque, M. A. et Pollard, W. H. Arctic coastal retreat through block failure. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(10):1103–1115, 2009. doi:10.1139/t09-058.
- Horton, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3):275–370, 1945. doi:10.1130/0016-7606(1945)56[275 :edosat]2.0.co ;2.
- Hyatt, J. A. Cavity development in ice-rich permafrost, Pangnirtung, Baffin Island, Northwest Territories. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(4):293–313, 1992. doi:10.1002/ppp.3430030404.
- Ikard, S. J., Gooseff, M. N., Barrett, J. E., et Takacs-Vesbach, C. Thermal characterisation of active layer across a soil moisture gradient in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(1):27–39, 2009. doi:10.1002/ppp.634.
- Incropera, F. P. *Fundamentals of heat and mass transfer*. John Wiley, Hoboken, NJ, 6e édition, 2007. ISBN 9780471457282. xxv, 997 p.

- Inland Water Branch. *Bylot Island Glacier Inventory : Area 46201*, page 76. Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 1969.
- Ishikawa, M. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52(1-2):105–120, 2003. doi:10.1016/s0169-555x(02)00251-9.
- Jia, G. J., Epstein, H. E., et Walker, D. A. Greening of arctic Alaska, 1981-2001. *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2003. doi:10.1029/2003GL018268. 2067.
- Jones, B. M., Grosse, G., Arp, C. D., Jones, M. C., Walter Anthony, K. M., et Romanovsky, V. E. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 116(G2):G00M03, 2011. doi:10.1029/2011JG001666.
- Jones, B. M. et Arp, C. D. Observing a catastrophic thermokarst lake drainage in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015. doi:10.1002/ppp.1842.
- Jones, J. A. A. The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(3):229–248, 1987. doi:10.1002/esp.3290120303.
- Jorgenson, M. T. et Osterkamp, T. E. Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 35(9):2100–2111, 2005. doi:10.1139/x05-153.
- Jorgenson, M. T. et Shur, Y. Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. *Geophysical Research Letters*, 112(F2):F02S17, 2007. doi:10.1029/2006jf000531.
- Jorgenson, M. T., Shur, Y. L., et Pullman, E. R. Abrupt increase in permafrost degradation in arctic alaska. *Geophysical Research Letters*, 33(2):L02503, 2006. doi:10.1029/2005GL024960. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024960>.

- Jumikis, A. R. *Thermal geotechnics*. Rutgers University Press, New Brunswick, N.J., 1977. 357 p.
- Kanevskiy, M., Fortier, D., Shur, Y., Bray, M. T., et Jorgenson, M. T. Detailed cryostratigraphic studies of syngenetic permafrost in the winze of the creel permafrost tunnel, fox, alaska. Dans Kane, D. et Hinkel, K. M., éditeurs, *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 889–894, Fairbanks, Alaska, USA, 29/06 - 03/07 2008. Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA, University of Alaska Fairbanks.
- Klassen, R. A. *Quaternary geology and glacial history of Bylot Island, Northwest Territories*, volume 429. Geological Survey of Canada, 1993a. ISBN 0660149893. 93 p.
- Klassen, R. A. Map 1686a, 1 :250000, Surficial geology, Bylot Island and adjacent areas, District of Franklin, Northwest Territories., 1993b. doi:10.4095/183997.
- Klene, A. E., Nelson, F. E., Shiklomanov, N. I., et Hinkel, K. M. The n-factor in natural landscaper : Variability of air and soil-surface temperatures, Kuparuk River basin, Alaska, USA. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 33(2):140–148, 2001. doi:10.2307/1552214.
- Kokelj, S. V. et Jorgenson, M. T. Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2):108–119, 2013. doi:10.1002/ppp.1779.
- Lacelle, D., Lauriol, B., Zazula, G., Ghaleb, B., Utting, N., et Clark, I. D. Timing of advance and basal condition of the Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum in the Richardson Mountains, NWT. *Quaternary Research*, 80(2):274–283, 2013. doi:10.1016/j.yqres.2013.06.001.
- Lachenbruch, A. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geological Society of America Special Papers 70, 1962. 66 p.

- Lakeman, T. R. et England, J. H. Late Wisconsinan glaciation and postglacial relative sea-level change on western Banks Island, Canadian Arctic Archipelago. *Quaternary Research*, 80(1):99–112, 2013. doi:10.1016/j.yqres.2013.02.001.
- Lamoureux, S. F. et Lafreniere, M. J. Fluvial impact of extensive active layer detachments, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 41(1):59–68, 2009. doi:http://dx.doi.org/10.1657/1938-4246(08-030)[lamoureux]2.0.co;2.
- Lantuit, H., Overduin, P., Couture, N., Wetterich, S., Aré, F., Atkinson, D., Brown, J., Cherkashov, G., Drozdov, D., Forbes, D., Graves-Gaylord, A., Grigoriev, M., Hubberten, H.-W., Jordan, J., Jorgenson, T., Ødegård, R., Ogorodov, S., Pollard, W., Rachold, V., Sedenko, S., Solomon, S., Steenhuisen, F., Streletskaya, I., et Vasiliev, A. The Arctic coastal dynamics database : A new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines. *Estuaries and Coasts*, 35(2):383–400, 2012. doi:10.1007/s12237-010-9362-6.
- Lefever, D. W. Measuring geographic concentration by means of the standard deviational ellipse. *The American Journal of Sociology*, 32(1):88–94, 1926. URL <http://www.jstor.org/stable/2765249>.
- Leffingwell, E. The Canning River region, northern Alaska. Rapport technique, Department of the Interior and the United States Geological Survey, 1919. 251 p.
- Legget, R. F. Permafrost in North America. Dans *Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 2–7, Purdue University, Lafayette, Indiana, USA, 11/11 - 15/11 1963. Building Research Advisory Board, National Academy of Sciences and National Research Council, Washington, D.C., USA. Publication No. 1287.
- Levy, J. S., Head, J. W., et Marchant, D. R. The role of thermal contraction crack polygons in cold-desert fluvial systems. *Antarctic Science*, 20(6):565–579, 2008. doi:10.1017/s0954102008001375.

- Levy, J. A hydrological continuum in permafrost environments : The morphological signatures of melt-driven hydrology on Earth and Mars. *Geomorphology*, 240(0):70 – 82, 2015. doi:10.1016/j.geomorph.2014.02.033.
- Liljedahl, A. K., Hinzman, L. D., Harazono, Y., Zona, D., Tweedie, C. E., Hollister, R. D., Engstrom, R., et Oechel, W. C. Nonlinear controls on evapotranspiration in arctic coastal wetlands. *Biogeosciences*, 8(11):3375–3389, 2011. doi:10.5194/bg-8-3375-2011. URL <http://www.biogeosciences.net/8/3375/2011/>.
- Liljedahl, A. K., Hinzman, L., et J., S. Ice-wedge polygon type controls low-gradient watershed-scale hydrology. Dans Hinkel, K. M., éditeur, *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 231–236, Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous District, Russia, 25/06 - 29/06 2012. The Northern Publisher Salekhard.
- Liston, G. E. et Hiemstra, C. A. The changing cryosphere : Pan-Arctic snow trends (1979-2009). *Journal of Climate*, 24(21):5691–5712, 2011. doi:10.1175/JCLI-D-11-00081.1.
- Lunardini, V. J. Theory of n-factors and correlation of data. Dans *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 40–46, Edmonton, Alberta, Canada, 10/07 - 13/07 1978. National Research Council of Canada.
- Mackay, J. R. A full-scale field experiment (1978-1995) on the growth of permafrost by means of lake drainage, western Arctic coast : A discussion of the method and some results. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(1):17–33, 1997. doi:10.1139/e17-002.
- Mackay, J. R. The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(11): 1782–1795, 1986. doi:10.1139/e86-164.
- Mackay, J. R. Ice-wedge cracks, western Arctic coast. *Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, 33(4):365–368, 1989. doi:10.1111/j.1541-0064.1989.tb00923.x.

- Mackay, J. R. The frequency of ice-wedge cracking (1967-1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(2):236–248, 1992. doi:10.1139/e92-022. URL <http://dx.doi.org/10.1139/e92-022>.
- Mackay, J. R. Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8):1720–1729, 1993. doi:10.1139/e93-151.
- Mackay, J. et MacKay, D. Snow cover and ground temperatures, Garry Island, N.W.T. *Arctic*, 27(4):287–296, 1974. doi:10.14430/arctic2885.
- Markov, K. Sur les phénomènes périglaciaires du Pléistocène dans le territoire de l'URSS. *Biuletyn Peryglacjalny*, 10:75–85, 1961.
- Massé, H., Rochefort, L., et Gauthier, G. Carrying capacity of wetland habitats used by breeding greater snow geese. *The Journal of Wildlife Management*, 65(2):271–281, 2001. doi:10.2307/3802906.
- McLennan, D. S., Bell, T., Berteaux, D., Chen, W., Copland, L., Fraser, R., Galant, D., Gauthier, G., Hik, D., Krebs, C. J., Myers-Smith, I. H., Olthof, I., Reid, D., Sladen, W., Tarnocai, C., Vincent, W. F., et Zhang, Y. Recent climate-related terrestrial biodiversity research in Canada's Arctic national parks : review, summary, and management implications. *Biodiversity*, 13(3-4):157–173, 2012. doi:10.1080/14888386.2012.720818.
- McNamara, J. P., Kane, D. L., et Hinzman, L. D. An analysis of an arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*, 29(3-4):339–353, 1999. doi:10.1016/s0169-555x(99)00017-3.
- Minke, M., Donner, N., Karpov, N., de Klerk, P., et Joosten, H. Patterns in vegetation composition, surface height and thaw depth in polygon mires in the Yakutian Arctic (NE Siberia) : a microtopographical characterisation of the active layer. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4):357–368, 2009. doi:10.1002/ppp.663.

- Morgenstern, A. *GIS-basierte Analyse der Morphometrie und räumlichen Verteilung von Seen im Lena-Delta, NO-Sibirien*. Thèse de doctorat, Universität Potsdam, Postdam, Germany, 2005.
- Morgenstern, A., Ulrich, M., Gänther, F., Roessler, S., Fedorova, I. V., Rudaya, N. A., Wetterich, S., Boike, J., et Schirrmeister, L. Evolution of thermokarst in east siberian ice-rich permafrost : A case study. *Geomorphology*, 201(0):363–379, 2013. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.011>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X13003607>.
- Muller, W., Siemon. *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*. United States Engineers Office, Strategic Engineering Study, special report no. 62. Second edition édition, 1947.
- Murton, J. B. *Global Warming and Thermokarst*, volume 16 de *Soil Biology*, pages 185–203. Springer Berlin Heidelberg, 2009. ISBN 978-3-540-69371-0. doi:10.1007/978-3-540-69371-0\_13.
- Murton, J. B., Peterson, R., et Ozouf, J.-C. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science*, 314(5802):1127–1129, 2006. doi:10.1126/science.1132127.
- Myers-Smith, I. H., Forbes, B. C., Wilkming, M., Hallinger, M., Lantz, T., Blok, D., Tape, K. D., Macias-Fauria, M., Sass-Klaassen, U., Lévesque, E., Boudreau, S., Ropars, P., Hermanutz, L., Trant, A., Collier, L. S., Weijers, S., Rozema, J., Rayback, S. A., Schmidt, N. M., Schaepman-Strub, G., Wipf, S., Rixen, C., Ménard, C. B., Venn, S., Goetz, S., Andreu-Hayles, L., Elmendorf, S., Ravolainen, V., Welker, J., Grogan, P., Epstein, H. E., et Hik, D. S. Shrub expansion in tundra ecosystems : dynamics, impacts and research priorities. *Environmental Research Letters*, 6(4):045509, 2011. doi:10.1088/1748-9326/6/4/045509.
- NRCan, Canada Centre for Remote Sensing. A complete orthorectified Landsat-7 mosaic of the Canadian Arctic archipelago, August 2010. URL [http://geogratis.ca/download/landsat\\_7/Arctic\\_Islands\\_Mosaics/](http://geogratis.ca/download/landsat_7/Arctic_Islands_Mosaics/).



- NRCan, Earth Sciences Sector ; Canada Centre for Mapping and Earth Observation. Canada Digital Elevation Data, 2004.
- NRCan, Earth Sciences Sector ; Canada Centre for Mapping and Earth Observation. Canada Digital Elevation Model, sheet 038C02, 2010.
- NRCan, Earth Sciences Sector ; Canada Centre for Mapping and Earth Observation. Atlas of Canada, northern geodatabase (MCR36), 2012. URL [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/atlas/N\\_Canada/Northern\\_Canada\\_2011.shp.zip](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/atlas/N_Canada/Northern_Canada_2011.shp.zip).
- Okulitch, A., Orzeck, S., et Wozniak, P. Map 1715a, 1 :2000000, Geology of the Canadian Arctic archipelago, Northwest Territories and North Greenland, 1992.
- Osterkamp, T. E., Jorgenson, M. T., Schuur, E. A. G., Shur, Y. L., Kanevskiy, M. Z., Vogel, J. G., et Tumskey, V. E. Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in Interior Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(3):235–256, 2009. doi:10.1002/ppp.656.
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D., et Lamarque, L. J. Thermo-erosion gullies boost the transition from wet to mesic vegetation. *Biogeosciences Discussions*, 12(15):12191–12228, 2015. doi:10.5194/bg-12-12191-2015.
- Perreault, N. Impact of permafrost gullying on wetland habitat, Bylot Island, Nunavut, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Trois-Rivières, Trois-Rivières, Québec, Canada, 2012.
- Peterson, K. M. et Billings, W. D. Tundra vegetational patterns and succession in relation to microtopography near Atkasook, Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 12(4):473–482, 1980. doi:10.2307/1550495.
- Piroux, O. Contexte paléogéographique de la forêt fossile de l'Île Bylot, Arctique canadien. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec, Québec, Canada, 2004.

- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., et Valentin, C. Gully erosion and environmental change : importance and research needs. *CATENA*, 50(2-4):91–133, 2003. doi:10.1016/s0341-8162(02)00143-1.
- Popov, A. Cartes des formations périglaciaires actuelles et Pléistocènes en territoire de l'URSS. *Biuletyn Peryglacjalny*, 10:87–96, 1961.
- Pringle, C. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important ? *Hydrological Processes*, 17(13):2685–2689, 2003. doi:10.1002/hyp.5145.
- Prowse, T. D., Furgal, C., Chouinard, R., Melling, H., Milburn, D., et Smith, S. L. Implications of climate change for economic development in Northern Canada : Energy, resource, and transportation sectors. *AMBIO : A Journal of the Human Environment*, 38(5):272–281, 2009. doi:10.1579/0044-7447-38.5.272.
- Péwé, T. L. Ice-wedges in Alaska. Classification, distribution and climatic significance. Dans *Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 76–81, Purdue University, Lafayette, Indiana, USA, 11/11 - 15/11 1963. Building Research Advisory Board, National Academy of Sciences and National Research Council, Washington, D.C., USA. Publication No. 1287.
- Quinton, W. L. et Marsh, P. A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrological Processes*, 13(16):2563–2581, 1999. doi:10.1002/(sici)1099-1085(199911)13:16<2563::aid-hyp942>3.0.co;2-d.
- R Core Team. *R : A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2014. URL <http://www.R-project.org/>.
- Randriamazaoro, R., Dupeyrat, L., Costard, F., et Gailhardis, E. C. Fluvial thermal erosion : heat balance integral method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(12): 1828–1840, 2007. doi:10.1002/esp.1489.

- Ries, J. B. et Marzolff, I. Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp. *CATENA*, 50(2-4): 309–328, 2003. doi:10.1016/s0341-8162(02)00133-9.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., et Christiansen, H. H. Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009 : a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2):106–116, 2010. doi:10.1002/ppp.689.
- Rowland, J. C., Jones, C. E., Altmann, G., Bryan, R., Crosby, B. T., Hinzman, L. D., Kane, D. L., Lawrence, D. M., Mancino, A., Marsh, P., McNamara, J. P., Romanvosky, V. E., Toniolo, H., Travis, B. J., Trochim, E., Wilson, C. J., et Geernaert, G. L. Arctic landscapes in transition : Responses to thawing permafrost. *Eos Trans. AGU*, 91(26), 2010. doi:10.1029/2010eo260001.
- Schuur, E. A. G. et Abbott, B. Climate change : High risk of permafrost thaw. *Nature*, 480(7375):32–33, 2011. doi:10.1038/480032a.
- Seppälä, M. Piping causing thermokarst in permafrost, Ungava Peninsula, Quebec, Canada. *Geomorphology*, 20(3-4):313–319, 1997. doi:10.1016/s0169-555x(97)00032-9.
- Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin, F. S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W. C., Morison, J., Zhang, T., et Barry, R. G. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46(1-2): 159–207, 2000. doi:10.1023/a :1005504031923.
- Shiklomanov, N. I. From exploration to systematic investigation : Development of geocryology in 19th- and early 20th-century Russia. *Physical Geography*, 26(4):249–263, 2005. doi:10.2747/0272-3646.26.4.249.
- Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., Nelson, F. E., Hollister, R. D., Romanovsky, V. E., Tweedie, C. E., Bockheim, J. G., et Brown, J. Decadal variations of active-layer thickness in moisture-controlled landscapes, Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 115(G4):G00I04, 2010. doi:10.1029/2009JG001248.

- Shur, Y., French, H. M., Bray, M. T., et Anderson, D. A. Syngenetic permafrost growth : Cryostratigraphic observations from the crrel tunnel near fairbanks, alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4):339–347, 2004. doi:10.1002/ppp.486. URL <GotoISI> : //WOS : 000225893900004. Times Cited : 6.
- Sidorchuk, A. Dynamic and static models of gully erosion. *CATENA*, 37(3-4):401–414, 1999. doi:10.1016/s0341-8162(99)00029-6.
- Smith, M. W. et Burn, C. R. Outward flux of vapour from frozen soils at Mayo, Yukon, Canada : Results and interpretation. *Cold Regions Science and Technology*, 13(2): 143–152, 1987. doi:10.1016/0165-232X(87)90052-8.
- Smith, S. et Burgess, M. Ground temperature database for northern Canada. Report, Natural Resources, 2000.
- Solomon, S., Intergovernmental Panel on Climate Change, et on Climate Change. Working Group I., I. P. Climate change 2007 : the physical science basis : contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Report, Cambridge University Press, 2007. URL <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>.
- Stephani, E., Fortier, D., et Shur, Y. A cryofacies approach to describe permafrost ground ice for engineering applications - Case study of a road test site along the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada). Dans *Proceedings of the Sixty-Third Canadian Geotechnical Conference & Sixth Canadian Permafrost Conference*, volume 1, pages 476–483, Calgary, Canada, 12/09 - 16/09 2010.
- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, B., et Midgley, B. *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2014.
- Swanson, M. L., Kondolf, G. M., et Boison, P. J. An example of rapid gully initiation

- and extension by subsurface erosion : Coastal San Mateo County, California. *Geomorphology*, 2(4):393–403, 1989. doi:10.1016/0169-555x(89)90023-8.
- Thomas, D. S. G. et Goudie, A. *The dictionary of physical geography*. Blackwell Publishers, Malden, MA, 3e édition, 2000. ISBN 0631204733. 610 p.
- Thorn, C. *Periglacial Geomorphology*, chapitre Periglacial geomorphology : What ? Where ? When ?, pages 1–30. Wiley, Chichester, 1992.
- Tranvik, L. J., Downing, J. A., Cotner, J. B., Loiselle, S. A., Striegl, R. G., Ballatore, T. J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L. B., Kortelainen, P. L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D. M., McCallister, S. L., McKnight, D. M., Melack, J. M., Overholt, E., Porter, J. A., Prairie, Y., Renwick, W. H., Roland, F., Sherman, B. S., Schindler, D. W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M. J., Verschoor, A. M., von Wachenfeldt, E., et Weyhenmeyer, G. A. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 54(6.2):2298–2314, 2009. doi:10.4319/lo.2009.54.6\_part\_2.2298.
- Tricart, J. Periglacial landscapes. Dans *Geomorphology*, Encyclopedia of Earth Science, pages 829–833. Springer Berlin Heidelberg, 1968. ISBN 978-0-442-00939-7. doi:10.1007/3-540-31060-6\_279.
- Tsyrovich, N. A. Permafrost problems. Dans *Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1, page 7, Purdue University, Lafayette, Indiana, USA, 11/11 - 15/11 1963. Building Research Advisory Board, National Academy of Sciences and National Research Council, Washington, D.C., USA. Publication No. 1287.
- Valentin, C., Poesen, J., et Li, Y. Gully erosion : Impacts, factors and control. *CATENA*, 63(2-3):132–153, 2005. doi:10.1016/j.catena.2005.06.001.
- van Everdingen, R. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms., 1998. URL <http://nsidc.org/fgdc/glossary/>.

- Veillette, A., Fortier, D., et Godin, E. 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. Dans *Proceedings of the Sixty-Eighth Canadian Geotechnical Conference & Seventh Canadian Permafrost Conference*, Quebec, Quebec, Canada, 20/09 - 23/09 2015. num : PAP765.
- Veuille, S., Fortier, D., Verpaelst, M., et Grandmont, K. Heat advection in the active layer of permafrost : Physical modelling to quantify the impact of subsurface flow on soil thawing. Dans *Proceedings of the Sixty-Eighth Canadian Geotechnical Conference & Seventh Canadian Permafrost Conference*, Quebec, Quebec, Canada, 20/09 - 23/09 2015. num : PAP722.
- Vonk, J. E., Mann, P. J., Davydov, S., Davydova, A., Spencer, R. G. M., Schade, J., Sobczak, W. V., Zimov, N., Zimov, S., Bulygina, E., Eglinton, T. I., et Holmes, R. M. High biolability of ancient permafrost carbon upon thaw. *Geophysical Research Letters*, 40 (11):2689–2693, 2013. doi:10.1002/grl.50348.
- Walker, D. A., Epstein, H. E., Gould, W. A., Kelley, A. M., Kade, A. N., Knudson, J. A., Krantz, W. B., Michaelson, G., Peterson, R. A., Ping, C.-L., Raynolds, M. K., Romanovsky, V. E., et Shur, Y. Frost-boil ecosystems : complex interactions between landforms, soils, vegetation and climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(2): 171–188, 2004. doi:10.1002/ppp.487. URL <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.487>.
- Walker, H. et Amborg, L. Permafrost and ice-wedge effect on riverbank erosion. Dans *Proceedings of the First International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 164–171, Purdue University, Lafayette, Indiana, USA, 11/11 - 15/11 1963. Building Research Advisory Board, National Academy of Sciences and National Research Council, Washington, D.C., USA. Publication No. 1287.
- Walling, D. E. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65(1-3):209–237, 1983. doi:10.1016/0022-1694(83)90217-2.

- Washburn, A. L. *Geocryology : a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, 2e édition, 1980. ISBN 0470265825. 408 p.
- Watanabe, T., Matsuoka, N., et Christiansen, H. H. Ice- and soil-wedge dynamics in the Kapp Linné Area, Svalbard, investigated by two- and three-dimensional gpr and ground thermal and acceleration regimes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1):39–55, 2013. doi:10.1002/ppp.1767.
- Williams, P. J. et Smith, M. W. *The frozen earth : fundamentals of geocryology*. Studies in polar research. Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA, 1989. ISBN 0521365341. 306 p.
- Woo, M. K. *Permafrost hydrology*. Springer, New York, USA, 2012. ISBN 9783642234613 (hard cover alk. paper). doi:10.1007/978-3-642-23462-0. 563 p.
- Woo, M. K. et Young, K. L. High Arctic wetlands : Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology*, 320(3-4):432–450, 2006. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.025.
- Woo, M. K. et Young, K. *Wetlands of the Canadian Arctic*, pages 902–914. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, 2012. ISBN 978-1-4020-5616-1. doi:10.1007/978-1-4020-4410-6\_229.
- Woo, M. K., Mollinga, M., et Smith, S. L. Climate warming and active layer thaw in the boreal and tundra environments of the Mackenzie Valley. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(6):733–743, 2007. doi:10.1139/e06-121.
- Woo, M. K., Kane, D. L., Carey, S. K., et Yang, D. Q. Progress in permafrost hydrology in the new millennium. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2):237–254, 2008. doi:10.1002/ppp.613.
- Wu, Y. et Cheng, H. Monitoring of gully erosion on the Loess Plateau of China using a global positioning system. *CATENA*, 63(2-3):154–166, 2005. doi:10.1016/j.catena.2005.06.002.

- Young, S. et Judge, A. Canadian permafrost distribution and thickness data collection : a discussion. Dans *Proceedings on National Student Conference on Northern Studies*, edited by : Adams, WP and Johnson, PG, pages 223–228, 1986.
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A., et Brown, J. Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23(2):132–154, 1999. doi:10.1080/10889379909377670.
- Zhang, T., Barry, R., Knowles, K., Ling, F., et Armstrong, R. Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the northern hemisphere. Dans Haeberli, W. et Brandová, D., éditeurs, *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, volume 2, pages 1289–1294, Zurich, Switzerland, 20/07 - 25/07 2003. Glaciology and Geomorphodynamics Group, Geography Department, University of Zurich, Switzerland.
- Zimov, S. A., Schuur, E. A. G., et Chapin, F. S. Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 312(5780):1612–1613, 2006. doi:10.1126/science.1128908.
- Zoltai, S. C. et Tarnocai, C. Perennially frozen peatlands in the Western Arctic and Subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12(1):28–43, 1975. doi:10.1139/e75-004.



## **Annexe I**

### **Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada**

#### **I.1 Geomorphology of thermo-erosion gullies – case study from Bylot Island, Nunavut, Canada**

**Authors:** Etienne Godin, Daniel Fortier

**Publication:** Paper presented in the conference proceedings of the Sixty-Third Canadian Geotechnical Conference & Sixth Canadian Permafrost Conference, Calgary, AB, Canada (12 - 16 September 2010).

##### **I.1.1 Abstract**

In the valley of glacier C-79, snowmelt water runoff is creating thermo-erosion of permafrost wetlands. This process contributes to the rapid formation of gullies in ice-wedge polygons. One gully has been observed during the last ten years. Three types of erosion zones characterize the geomorphology of this gully: an active thermo-erosion zone near the gully head, a poorly-active zone near the outlet and a moderately active erosion zone in-between. Feedback mechanisms contribute to the erosion processes governing the development of the gully, accelerating erosion at its head and stabilizing erosion at its outlet. Thermo-erosion processes can remain active and impact ecosystems for decades.

##### **I.1.2 Introduction**

In 1999, thermo-erosion processes triggered the development of a sub-kilometric sized gully network in ice-wedges polygons located in the valley of glacier C-79 (Bylot Island, NU, Canada). Development of this gully has been closely monitored since its inception (Fortier et al. 2007). Several forms of erosion and permafrost degradation were observed in the gully system. It was observed that these forms evolved with time,

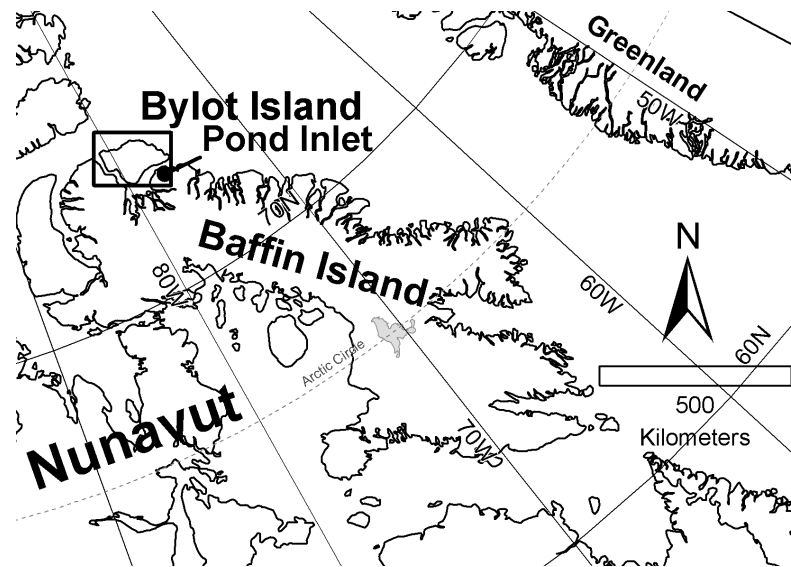


Figure I.1 – Bylot Island is located in the Eastern Canadian Arctic Archipelago (Nunavut). Pond Inlet is located 85 km south-east from the study site.

some remained active for a number of years, other were deactivated very rapidly after a few years. For over ten years, the gully head section has migrated upstream while the gully outlet has remained stable. The geomorphology of the central section between the gully inlet and outlet has also evolved over the years. The objectives of this paper are to characterize the geomorphology of three sections of a thermo-erosion gully with different ages: 1) the head of the gully characterized by very active thermo-erosion processes 2) the central part of the gully characterized by low to moderate thermo-erosion activity and gullying 3) the outlet of the gully characterized by very low thermo-erosion activity, gullying and permafrost degradation.

### I.1.3 Study Site

The study site is located on the south-western plain of Bylot Island ( $73^{\circ}09'N$   $79^{\circ}57'W$ ) at about 85 km north-west of the village of Mittimatalik (Pond Inlet) (Figure I.1).

Climate normal from Pond Inlet ( $72^{\circ}40'N$   $77^{\circ}58'W$ ) for the period 1971-2000 indicate a mean annual air temperature of  $-15,1^{\circ}C$ , with 190 mm of annual precipitation, 145 mm of which falls as snow (Environment Canada 2002). The active layer depth in

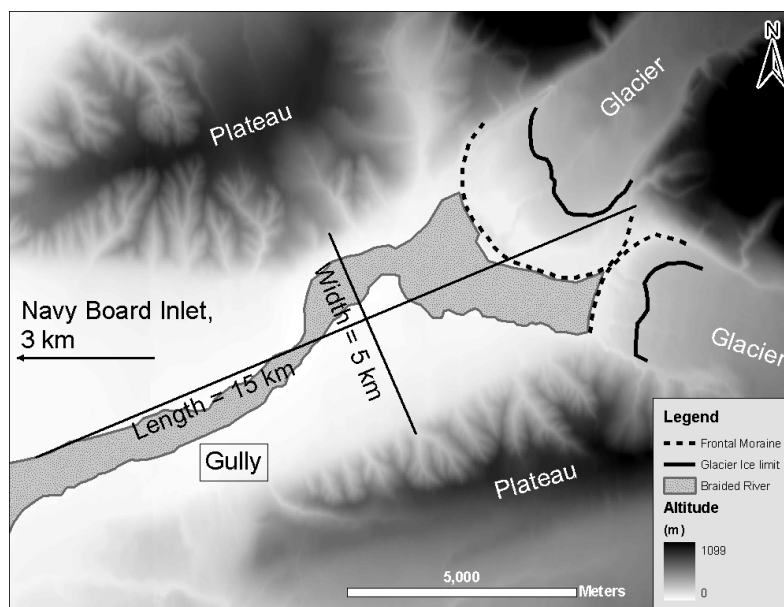


Figure I.2 – A digital elevation model centered on the C-79 Glacier valley. The gully case-study is located at less than 1 km south of the braided river. The proglacial river is flowing towards the Navy Board Inlet.

peaty-silt is about 40 cm–50 cm and is a few decimeters deeper in coarse grained materials (Fortier et al. 2006). The permafrost thickness in the area is estimated to be over 400 m Smith et Burgess (2000), Young et Judge (1986). The study site is located in the valley of Glacier C-79. The valley is about 15 km and 5 km wide and oriented ENE – WSW.

Plateaus up to 500 m high form the valley walls. Two glaciers give rise to a braided river flowing down the valley (Figure I.2). This river is the highest stream order in this hydrographic system and forms a delta as it ends in the Navy Board Inlet (Horton 1945).

Ice-wedge polygons terraces aggraded on each side of the outwash plain during the Late-Holocene (Fortier et al, 2004). The slopes are deeply incised and alluvial fans are formed at the bottom of the valley walls on the terraces. Previous cryostratigraphic studies showed that the central portion of the terraces comprises 2 m–4 m of ice-rich, fine to coarse aeolian sediments mixed with poorly decomposed peat Fortier et al. (2006). Periglacial features are abundant on the terrace with well-developed ice-wedges polygons, thermokarstic ponds and lakes and about half a dozen pingos (Figure I.3).

The studied gully is oriented sub-perpendicular to the proglacial river conformably to the gentle slope of the terrace. Water flow in the gully resumes with snowmelt water run-off and continues throughout the summer due to drainage of the surrounding wetlands. The gully outlet connects to a lake-discharge stream which is flowing toward the proglacial river 1 km downstream.

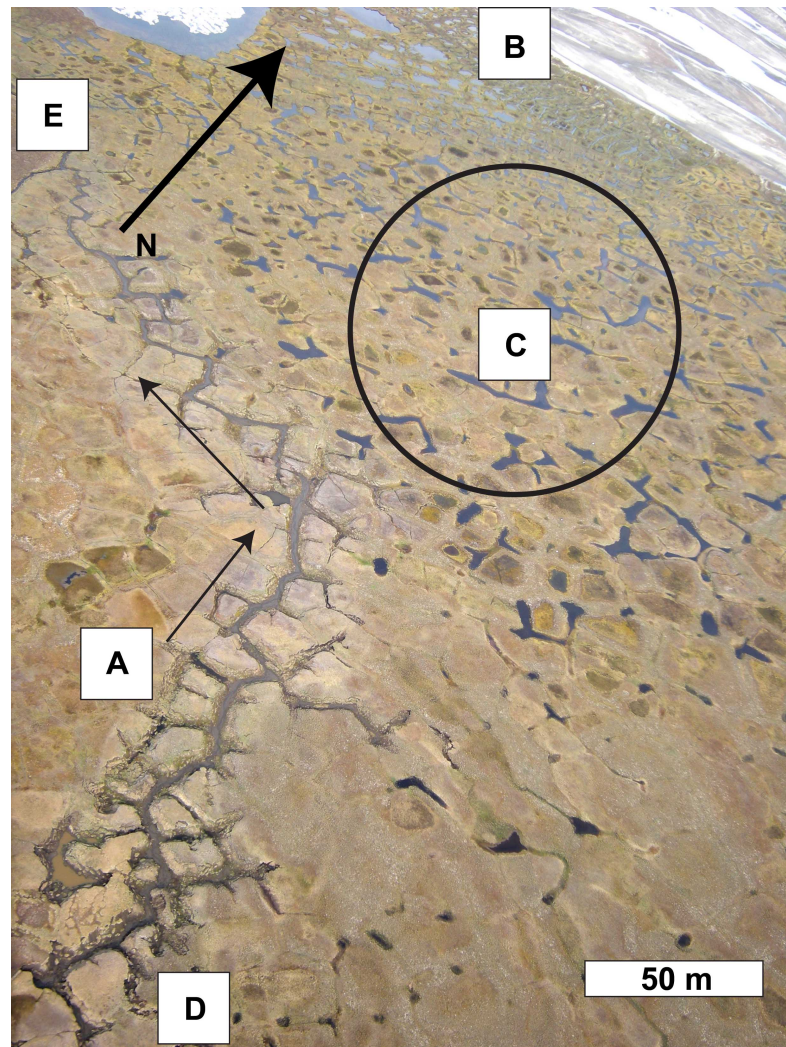


Figure I.3 – Oblique Aerial view of the study site (2009). (A) Thermo-erosion gully. Flow direction in the gully is indicated by arrows. (B) The proglacial river is flowing from the glacier to the sea (arrow); (C) ice wedges polygons and ponds are widespread on the terrace. (D) Gully head (inlet); (E) gully outlet.

#### **I.1.4 Methods**

During the 2009 fieldwork, a detailed survey of the gully geometry was done using a differential GPS. The unit used to characterize the gully was a Trimble DGPS (model Pathfinder Pro XRS with a TSC1 data collector). Differential correction was applied to the DGPS data using GPS Pathfinder Office v3.10 and the Thule (Greenland) base station (located 496 km from Glacier C-79 valley) as a reference. Differential correction report indicates that 99.9% of positions (x,y,z) have an effective accuracy between 0,5 m and 1 m. Gully contour, erosion landforms and active geomorphological processes were georeferenced in the DGPS database during 2009 survey. The gully was visited almost yearly between 1999 and 2009. Markers were installed along the boundaries of active thermo-erosion and gullying zones. The positions of the markers were georeferenced and integrated into a GIS (ESRI's ArcGIS v9.3.1). Gully metrics (e.g. area, length) were calculated directly in ArcGIS using the "Calculate Geometry" tool. The geometry of a dozen cross-sectional transects were measured along the length of the gully. A Trimble DGPS was used to make precise positional lectures of gully transect from one side to the other side of the gully channel. The distribution of transects covers the length of the gully.

#### **I.1.5 Results**

##### **I.1.5.1 Distribution of erosion processes and landforms in the gully.**

In 2009, in the vicinity of the gully head we observed the presence of sinkholes feeding water to tunnels formed in the permafrost. Later in the summer, some tunnels collapsed and created very steep new gully walls. Several streams were flowing into the gully in this area. Active layer slumping and exposures of ground ice were widespread in these newly formed gully branches. Thermo-erosion, the process of rapid heat transfer that occurs between flowing water and frozen ground or ice, was the main process of permafrost degradation. A few thermokarstic ponds were localized on the polygonal terrace close to the margin of the gully. The gully area formed during the previous summers and located downstream of the gully-head zone was exempt of sinkholes and tunnels

except at the location of a few intermittent streams flowing on the ice-wedge polygon terrace and captured after retrogressive erosion of the gully walls. Thermo-erosion in this section of the gully has a much more limited impact than in the gully head section. In this section of the gully, exposures of ground ice were rare. The gully walls were not as steep as in the gully head section and the slopes were evolving towards stabilization. Plant and mosses had colonized some of these slopes. Ground ice exposed along the gully walls the previous year commonly evolved into retrogressive thaw slumps. Thawing of ice-rich permafrost soils and melting of ground ice promoted thaw settlement, ground subsidence and eventually collapses. Sediment transport in the gully channel was significant due to high sediment input in the gully head zone. The downstream area near the outlet is the oldest part of the gully system and was formed eight to ten years ago. It is characterized by stable and low angle vegetated slopes (gully walls), drained polygon centers along the gully margin, stabilized to very weakly active retrogressive thaw slump, and very to totally (flat) degraded baydjarakhs. In enlarged sections of the gully channel, alluvial levees were formed over the years. The levees often contained small pools.

#### **I.1.5.2 Gully geometry**

The main axis of the gully is 748 m long; the cumulative length of the gully network, considering all branches and relict channels, is 2572 km. The area that was directly affected by thermo-erosion over the ten year period is 25 000 m<sup>2</sup>. Figure I.4 shows a schematic of the gully contours and the localization of the pools within in the gully channel. The general direction of water flowing in the gully is from the head toward the outlet (NW) following a gentle slope of approximately 3 meters over 748 m (Figure I.5). Water flows out of the gully in a small stream draining the terrace and ending in the proglacial river about 1 km downstream. The angular layout of the gully system is essentially due to the degradation of the ice wedges forming the polygons. The localization of three typical cross-sections of the gully is shown on Figure I.4. TR1, TR2, and TR3 represent cross-sections of the gully head, central and outlet sections respectively (Figure I.5). Error bars represented on each point illustrate the 1 meter ellipsoid maximum

spatial error from the DGPS recording unit. Transects width is increasing from 5,2 m near the head (TR1) to 9,9 m at gully outlet (TR3). Gully depth is decreasing from 4,4 m at (TR1) to 1 m at (TR3). The intermediate transect (TR2) is having in-between values both for width and depth.

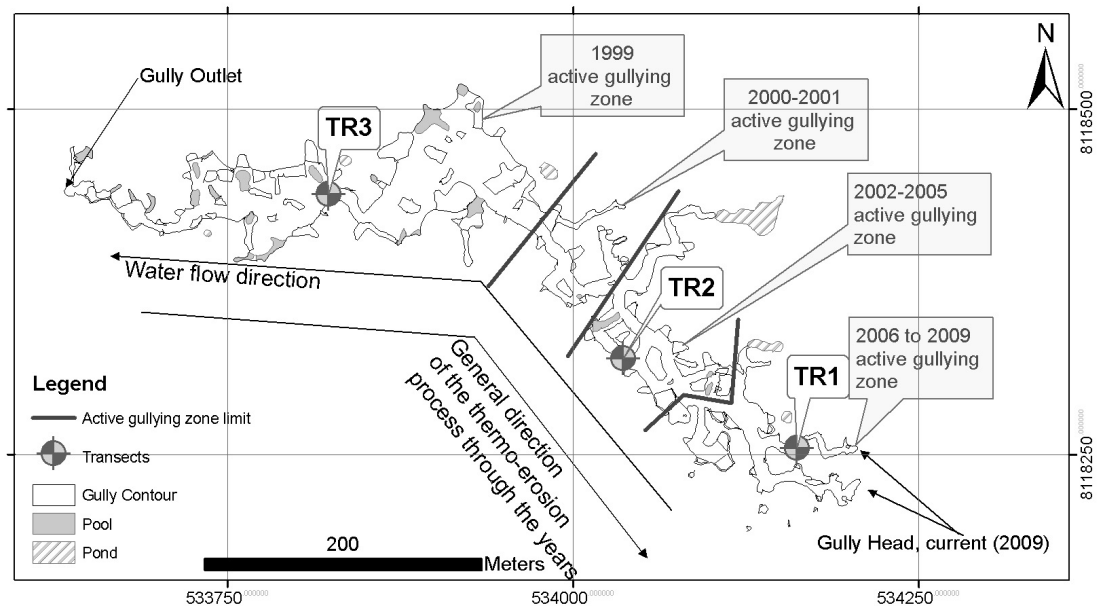


Figure I.4 – DGPS-based map of the gully. The gully area is 25 000 m<sup>2</sup>. The main axis of the gully is 748 m long and its cumulative length including all the branches is 2572 km. TR1, TR2 and TR3 are typical cross-sections of the gully head, central section and outlet zones respectively. Active erosion zones for four time frames are represented for 1999, 2000-2001, 2002-2005 and 2006-2009 periods.

### I.1.5.3 Gully evolution from 1999 to 2009

The location of the gully head for four periods (1999, 2000-2001, 2002-2005 and 2006-2009) is shown on figure I.4. The development of the gully was extremely rapid during the first year (390 m) and about 50 m y<sup>-1</sup> (102 m total) the second and third year (2000, 2001). The progression continued to slow down considerably during the 2002-2005 ( $\approx 32$  m y<sup>-1</sup>) and the 2006-2009 ( $\approx 38$  m y<sup>-1</sup>) periods.

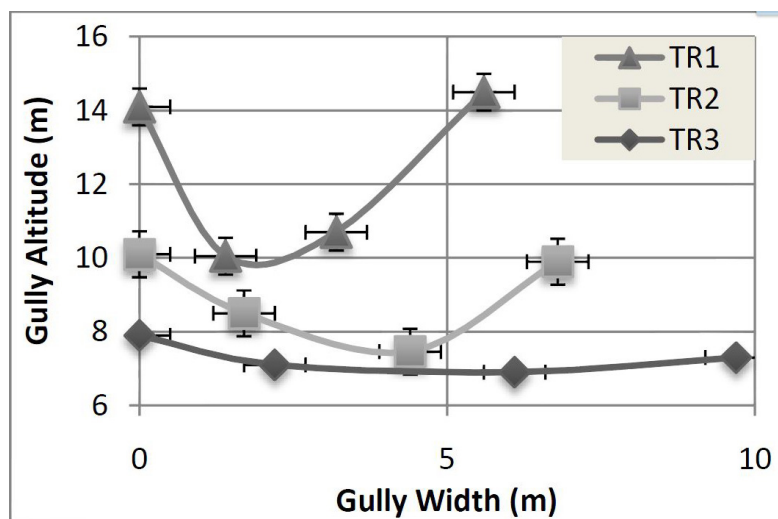


Figure I.5 – Typical cross-sections of the gully head (TR1), central section (TR2), and outlet (TR3) zones (see figure 4 for localization of the cross-sections).

#### I.1.5.4 Gully geomorphological forms and processes

Several forms of erosion can be associated with the development and evolution of the gully over the period of observations. Some of these forms were the direct result of the thermo-erosion process (sinkholes, tunnels, gully head and surface lowering), some were triggered by permafrost degradation processes that followed thermo-erosion (retrogressive thaw-slump, tunnel collapse and active layer slumping) and others were related to fluvial processes in the gully channel (levees and pools) (Table I.I).

**I.1.5.4.1 Sinkholes** Sinkholes were found exclusively at gully head where the thermo-erosion processes were active. Sinkholes promoted the infiltration of streams running on the surface of the polygons into the permafrost (Figure I.6). Sinkholes were connected to the gully by a tunnel network subdued to the geometry of the ice wedges.

**I.1.5.4.2 Gully head** Gully head were points of active thermo-erosion where water penetrated in the gully network by way of waterfalls (Figure I.8). Gully heads were essentially present in the high-erosion activity zone and to a lesser extent in the intermediate-erosion activity zone. They were absent from the low-activity zone down-



Table I.I – Geomorphological forms and processes found in the gully.

Name	n	m <sup>2</sup>	Figure
Sinkhole	9	50	6
Tunnel	3	N/A	7
Gully Head	15	N/A	8
Pool	25	2350	9
RTS	135	4153	10
Collapses	11	1030	11
Surface Lowering	26	917	N/A
Baydjarakhs	5	44	12
Ponds	6	991	13



Figure I.6 – Sinkhole in ice wedge polygon. The ladder to the left indicates the scale. The arrow in the stream indicates water direction toward the sinkhole.

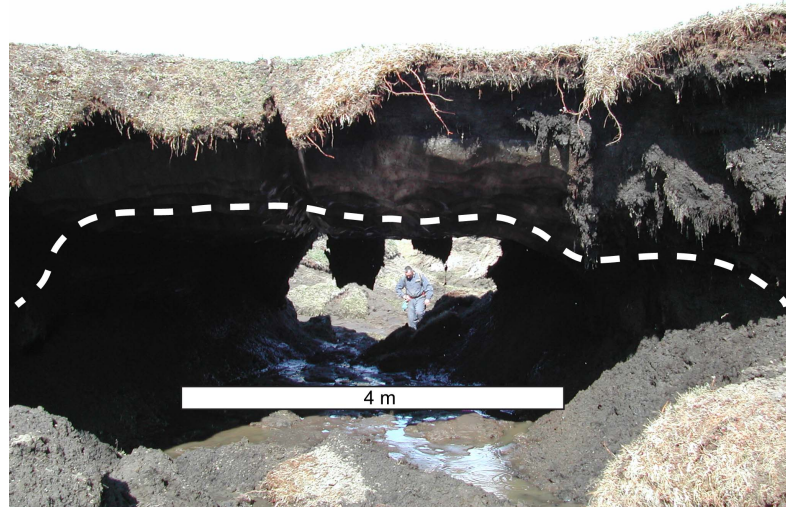


Figure I.7 – Exposed tunnel in permafrost. The broken line indicates the ceiling of the tunnel. (Source: Daniel Fortier)

stream. Gully heads were deactivated during the summer when runoff became insignificant.



Figure I.8 – Gully head in ice wedge polygons forming falls, (person for scale).

**I.1.5.4.3 Pools** Pools were observed in the gully channel downstream of active RTS zones (Figure I.9). These pools were formed and contained by the development of alluvial levees following high snowmelt water discharge in the gully.

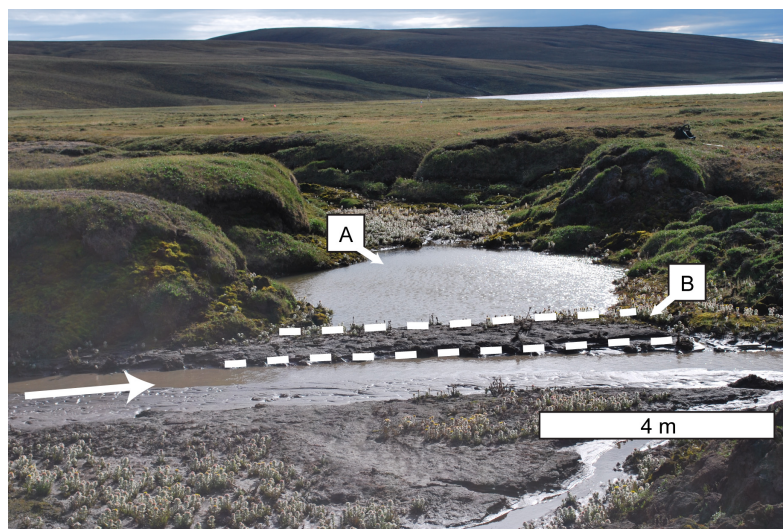


Figure I.9 – The arrow in the lower left corner indicates the water flow direction in the gully. (A) Pool in enlarged portion of the gully channel. (B) An alluvial levee containing the pool.

**I.1.5.4.4 Retrogressive thaw slump (RTS)** Retrogressive thaw slumps (RTS) were observed from the gully head to the gully outlet but were more common in the intermediate zone. RTS walls were steep and arcuate (Figure I.10). The ground affected by active RTS zone was chaotic and poorly drained. A general gradient of activity was observed with the more active RTS located close to the gully-head area and RTS evolving towards stabilization downstream. Stabilized RTS did not have ground ice exposure, the slopes of the valley wall had reach or were close to equilibrium, were colonized by plants and the ground was better drained than in upstream RTS zones.

**I.1.5.4.5 Surface lowering** Surface lowering consists of local terrain subsidence adjacent to the gully margins. This phenomenon was mainly due to the joint action of both conductive and convective heat transfer following water flow over the peaty surface of the polygons. Zones subject to surface lowering were lower than the surrounding ground



Figure I.10 – Active retrogressive thaw slump due to the degradation of an exposed ice wedge.

not submitted to surface run-off and with gentle slopes conformable to the direction of the water flow. Surface lowering was not as common near the gully head in the high-erosion activity zone and the intermediate-erosion activity zone, but more frequent in the low-erosion activity zone. Drainage of low-center polygons following gully formation was very often associated with this phenomenon.

**I.1.5.4.6 Collapse** Tunnel collapse and associated active layer slumps were observed essentially in the intermediate-erosion activity zone and to a lesser extent in the low-erosion activity zone (Figure I.11). Collapses create baydjarakhs which became better developed with time in the low thermo-erosion activity zone.

**I.1.5.4.7 Baydjarakh** The baydjarakh, known as thermokarst mound (van Everdingen 1998) is the result, at the study site, of thermo-erosion of the ice wedges forming the boundaries of ice wedge polygons. The polygon center, in this case composed of ice-rich material, is then exposed on all sides. The formation process of this form in the context of the current study begins when active thermo-erosion degrades one or more sides of an ice-wedge polygon under the effects of convective heat transfer. Once the polygon



Figure I.11 – A fresh collapse following thermo-erosion of ice wedge polygons.

boundary (ice wedges) are thermo-eroded, thermo-erosion action on the baydjarakh is negligible. Baydjarakhs located in the intermediate-erosion activity zone degrade slowly by conductive heat transfer from the slopes and the top of the polygon center. Degradation of ground ice of the polygon center promotes surface subsidence. The final stage of degradation is achieved by fluvial erosion in the gully channel. There are very few baydjarakhs in the gully; those observed were in the low-activity erosion zone where water flow was negligible (Figure I.12).

**I.1.5.4.8 Thermokarstic pond** Low-center polygons with ponds were observed on the terrace along some sections of the gully channel (Figure I.13). Thermo-erosion and retrogressive sub-aerial erosion can lead to drainage of these ponds in the gully. This process locally and momentarily enhances gullying of the surrounding permafrost until the pond is completely drained.

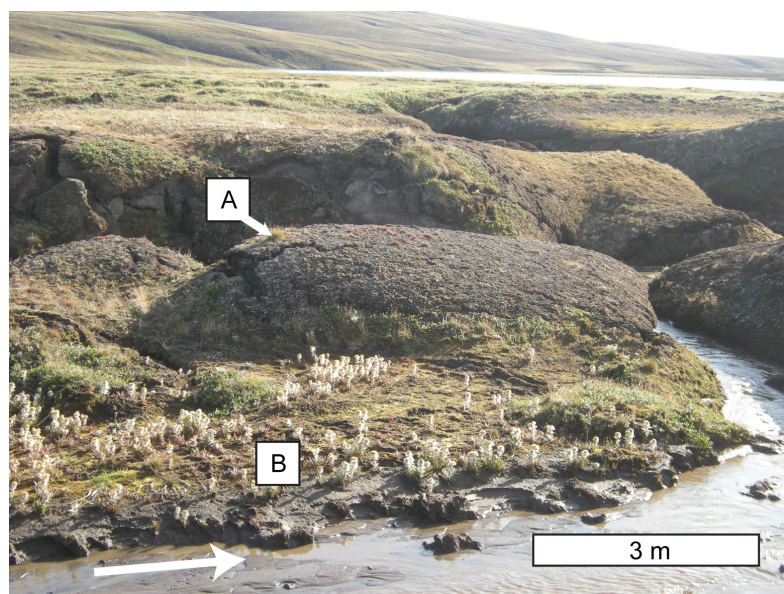


Figure I.12 – Degraded baydjarkh (A). Xeric plant species such as *Cassiope tetragona* colonized the baydjarkh (B) Zone evolving towards stabilization with *Senecio congestus* plants.

## I.1.6 Discussion

### I.1.6.1 The function of time on zonal categorization

The zones of erosion and permafrost degradation in the gully were defined by the active processes at work for a given year. As time passes, the speed and amplitude at which the processes have acted on gully features have changed. The spatial delineation of each zone is therefore dynamic and is dependent on the speed and importance of the thermo-erosion and other processes of permafrost degradation on the gully geomorphology.

The delineation is function of when the survey is accomplished, which is a snapshot of the gully system for a given moment. To illustrate this concept, we may consider that during the first year after gully initiation, the whole gully was heavily under the effect of thermo-erosion, and sinkholes and gully head were very active. On the contrary, not enough time has passed for ice-wedge polygon boundary and the polygon center to develop baydjarakhs. In the current case, ten year after gully formation, the localization of

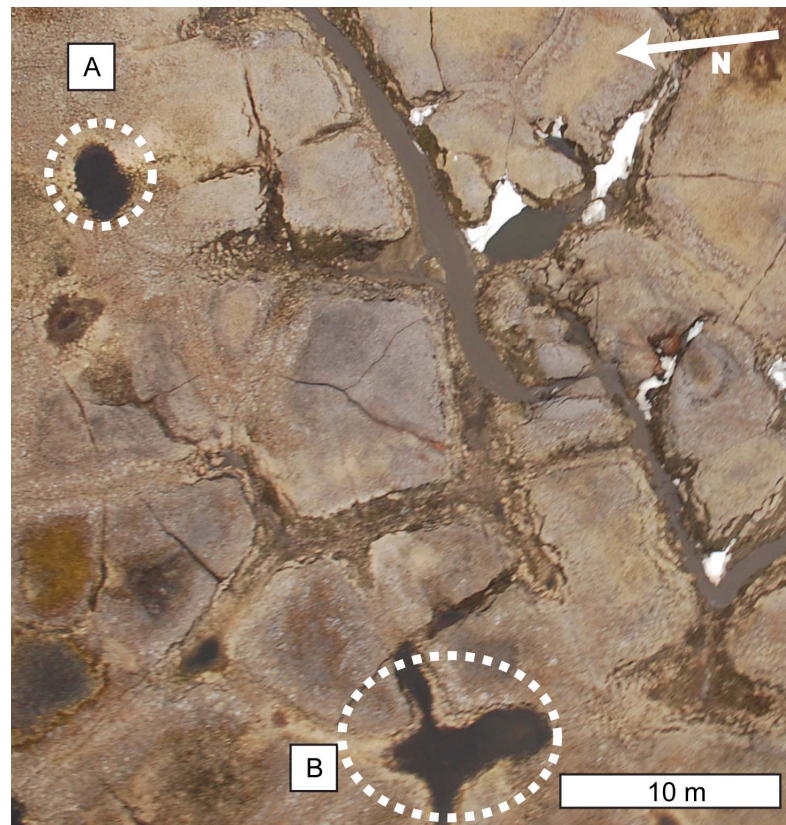


Figure I.13 – The broken line at (A) and (B) indicate thermokarstic ponds near the gully network. The pond at (B) was formed at an ice wedge intersection. The arrow in the upper-right corner indicates the geographic north.

baydjarakhs is in the oldest part of the gully: the high thermo-erosion zone is progressively evolving into a low to null thermo-erosion zone, while passing by the intermediate stage.

### **I.1.6.2 Effects of positive and negative feedback processes on gully development**

**I.1.6.2.1 Observed positive feedback mechanisms** Feedback mechanisms are an important factor in gully formation. Positive feedback mechanisms are contributing to accelerate gullying under the action of thermo-erosion, particularly in the high thermo-erosion zone and near the upstream boundary of the intermediate zone. Water infiltration in sinkholes initiates the melting of an ice-wedge polygon boundary toward the gully main axis. This new path for water in a gently sloped polygon terrace will capture water

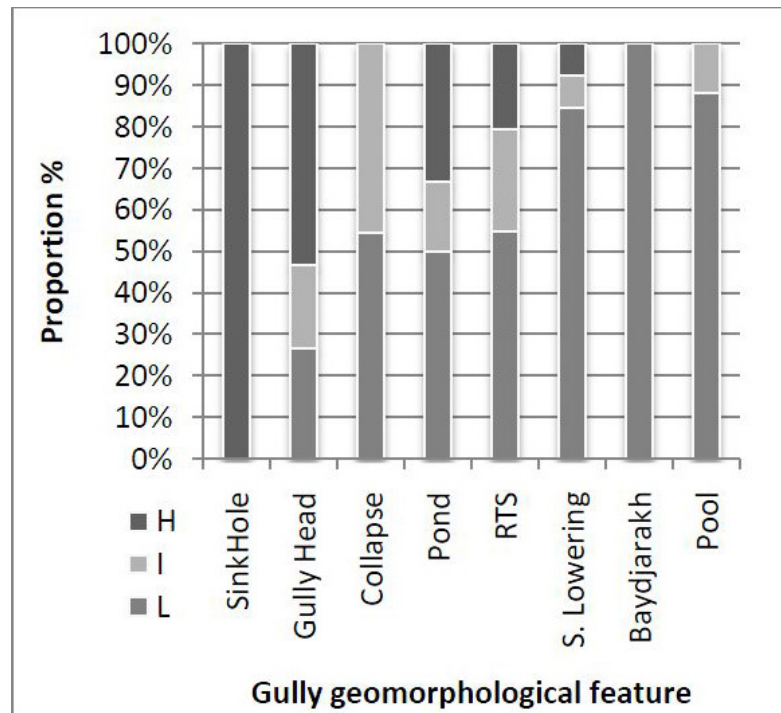


Figure I.14 – Proportion of each landform in relation to zones of erosion. The erosion activity level zone in the gully is indicated by H = High, I = Intermediate, L = Low erosion activity.

and maintain or enhance the thermo-erosion process in its immediate area. A stabilized section of the gully can experience the reactivation of the thermo-erosion processes under the effects of thermal and mechanical action of pond drainage and cause new retrogressive thaw slumps and ice-wedges exposition. A winter season where a thick snow blanket accumulates or if a rapid snowmelt happens during late spring create positive feedbacks effects due to the warmer ground temperature related to the insulating effect of snow and especially due to the above average and rapid input of water in the gully system.

**I.1.6.2.2 Observed negative feedback mechanisms** At the opposite, negative feedback mechanisms are affecting the area of low thermo-erosion action near the gully outlet and the lower boundary of the intermediate zone. Retrogressive thaw slump or collapse material transported by water can be deposited near the gully outlet and can contribute



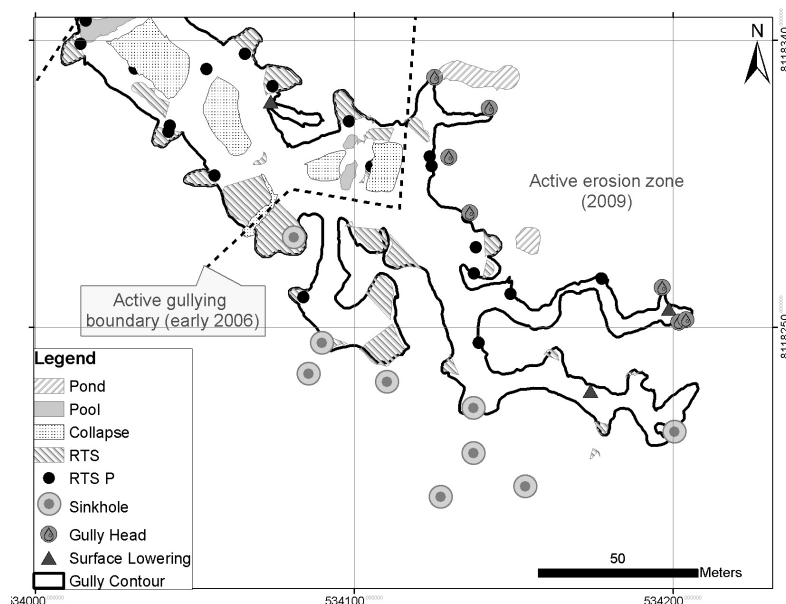


Figure I.15 – Zone of high thermo-erosion where entry points to the gully for stream running on the polygon terrace are numerous: this area is characterized by sinkholes and gully heads.

to the formation of alluvial levees and meanders. Alluvial levees retain water in pools and prevent its free flowing to the active part of the gully channel. Water circulating in the meanders is at a distance to ice-rich polygons which prevent further from thermo-erosion action. Enlargement of gully walls channels by retrogressive thaw slumps decrease the possibilities of rapid thermo-erosion of walls downstream. Sediments that are not removed by water in large channels near the gully outlet contribute to deactivation of old thaw slumps and to slope stabilization. Drainage of stabilized thaw-slump and slope colonization by plants then contribute to the development of an insulation layer and eventually to permafrost recovery and final stabilization of old sections of the gully.

### I.1.7 Conclusions

Our long term observations of the gully case-study on Bylot Island revealed that geomorphic features in the gully are function of the level of thermo-erosion currently active near these features. The quantification and localization of each geomorphic feature makes possible to characterize the gully in function of its thermo-erosion level of activity.

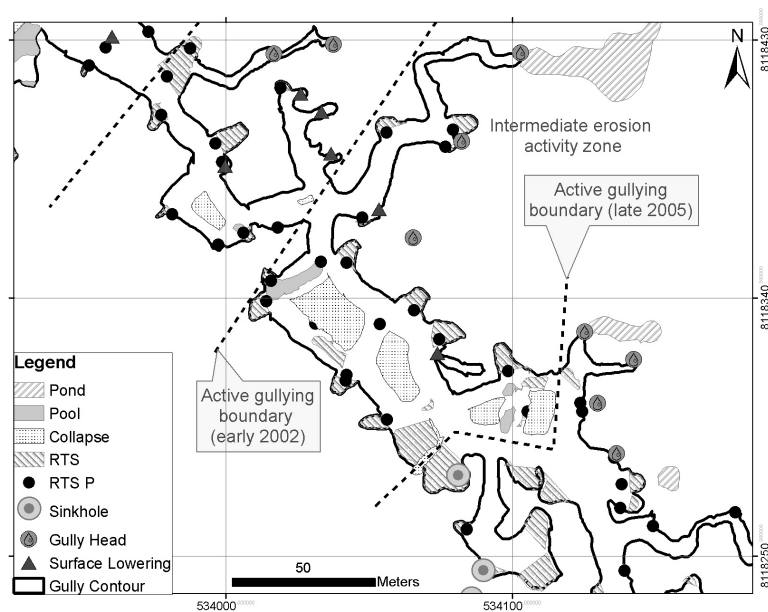


Figure I.16 – The zone of intermediate thermo-erosion is dominated by tunnel collapses and retrogressive thaw slumps. Permafrost degradation in this area will eventually initiate the development of baydjarahk.

The gully walls are steeper in active thermo-erosion zone and very gently sloped in older stabilized part. Gully evolution in the past 10 years shows that the speed of gully development is not linear and that the last few years of progression were much slower than the first year. This indicates that the threshold reached to trigger underground thermo-erosion processes during the first year can have impacts on the ecosystem for decades. Negative feedback mechanisms contribute to stabilization of old gully section whereas positive feedback mechanisms ensure reactivation of gully processes over the years.

### I.1.8 Acknowledgements

We would like to warmly thank the following individuals and organisation for the help, contributions and support to our project: PCSP, Parks Canada – Sirmilik National Parks, NSTP, NSERC Fortier, NSERC-USRA Godin, NSERC (M. Sc.) Godin, Gilles Gauthier (Laval University), Northern Studies Center, ESRI, Alexandre Guertin-Pasquier, Rachel Thériault, Naïm Perrault, Esther Lévesque, Josée Turcotte.

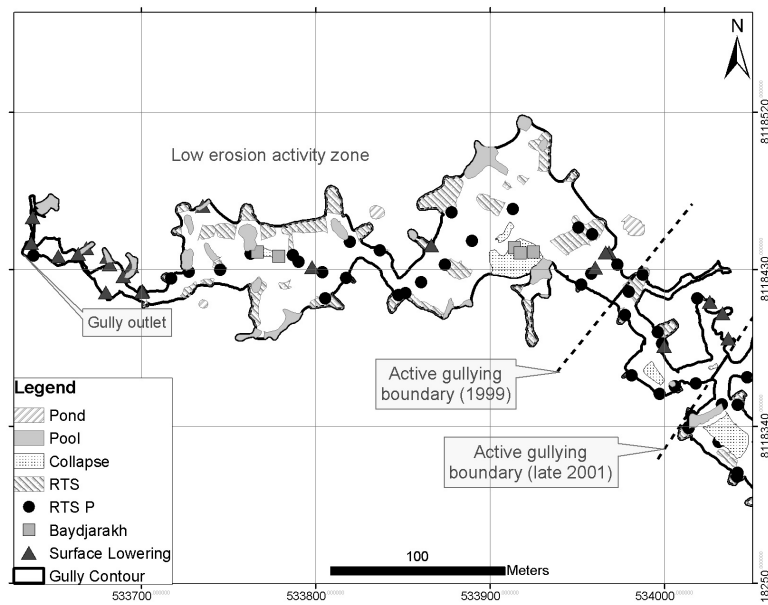


Figure I.17 – The zone of low/null thermo-erosion process is the largest zone of this gully and is characterized by the presence of baydjarakhs, pools, alluvial levees, surface lowering and channel enlargement.

## Annexe II

### Supplemental data complementing Chapter 4 : results on Hydrology (1972 - 2010-13)

#### II.1 Supplement 1 to Chapter 4

Table II.I – This table describes watershed area (km<sup>2</sup>) for the gully R08p—and is divided into subsections 1 and 2 (figures 4.1 and 4.5). Flow path length, drainage density, water track length, stream length, channelized flow length were calculated for the whole watershed, subsection 1 and subsection 2, for 1972 and 2013.

Contributing area	<b>R08p</b>	<b>1972</b>	<b>2013</b>
Subsection 1 (km <sup>2</sup> )	0.329		
Subsection 2 (km <sup>2</sup> )	1.412		
Total flow path length (km)		8.807	9.167
Total drainage density (km km <sup>-2</sup> )	5.506	5.26	
Flow path length in subsection 1 (km)		4.476	4.347
Flow path length in subsection 2 (km)		4.331	4.82
Drainage density in subsection 1 (km km <sup>-2</sup> )		13.6	13.21
Drainage density in subsection 2 (km km <sup>-2</sup> )		3.06	3.41
Water track length overall (km)		4.683	3.378
Stream length overall (km)		4.124	4.26
Channelized flow length overall (km)		0	1.53
Water track length in in subsection 1 (km)		4.415	2.168
Stream length in in subsection 1 (km)		0.061	0.199
Channelized flow in in subsection 1 (km)		0	1.53

## II.2 Supplement 2 to Chapter 4

Table II.II – This table displays the frame of data underlying figures 4.6 and 4.7 and is organized by rain event (E1–E6). Precipitation (mm), event duration (h), measured water volume at the outlet ( $\text{m}^3$ ) and volume per hour at gully outlet ( $\text{m}^3 \text{h}^{-1}$ ) were calculated. Rain input was modelled by multiplying the watershed area per the precipitation amount.

<b>Event</b>	<b>Year</b>	<b>Precipitation</b>	<b>Duration</b>	<b>Output</b>	<b>Input</b>	<b>Delta</b>
E1	2013	5.5	72	19102	9515	-9587
E2	2013	8.5	48	13579	14705	1126
E3	2013	11.5	72	15993	19895	3902
E4	2013	3.5	48	1404	6055	4651
E5	2013	7.5	72	9018	12975	3957
E6	2013	7	72	565	12110	11545

## Annexe III

### Supplemental data complementing Chapter 5 : vegetation distribution

#### III.1 Supplement 1 to Chapter 5

Table III.I – Vascular plant cover (%), per species, per polygon. Symbol tr indicate the presence of a species without a measurable cover. Total different species and total cover (%) per polygon is indicated in the two line labeled 'total' at the end of the table.

Species	EP-A	EP-B	EP-C	IP-A
<i>Cardamine nymanii</i>	0.2	0	0	0
<i>Draba sp.</i>	0	0.2	0	0
<i>Draba lacteal</i>	tr	tr	tr	0
<i>Eutrema edwardsii</i>	tr	0	tr	0
<i>Cerastium alpinum</i>	tr	tr	0	0
<i>Silene uralensis</i>	tr	0	0	0
<i>Stellaria longipes</i>	tr	tr	0.2	0
<i>Carex aquatilis</i>	6	1.3	0	27.5
<i>Eriophorum angustifolium</i>	2.5	21	0	tr
<i>Eriophorum scheuchzeri</i>	1.3	0	0	0
<i>Luzula confuse</i>	tr	1	1	0
<i>Luzula arctica</i>	tr	1	0.2	0
<i>Alopecurus borealis</i>	0	0	tr	0
<i>Arctagrostis latifolia</i>	tr	0	3	tr
<i>Dupontia fisheri</i>	3	0	0	0.5
<i>Festuca brachyphylla</i>	0	tr	0	0
<i>Anthoxanthum arcticum</i>	tr	0	0	0
<i>Phippsia algida</i>	0	0.2	0	0
<i>Poa arctica</i>	tr	0.2	tr	0
<i>Salix arctica</i>	0	10.8	19.3	tr
<i>Salix reticulate</i>	0	tr	2.5	0
<i>Chrysosplenium tetrandrum</i>	tr	0	0	0
<i>Saxifraga cernua</i>	tr	0	0	0
<i>Micranthes foliolosa</i>	tr	tr	0	0
<i>Saxifraga hirculus</i>	tr	0.5	tr	0
<i>Saxifraga oppositifolia</i>	0	tr	0	0
<i>Pedicularis sudetica</i>	0.3	tr	0	tr
<b>TOTAL species</b>	20	17	11	5
<b>TOTAL cover</b>	13.5	36.2	26.2	28