

Université de Montréal

**Impacts de la dégradation du pergélisol par thermo-érosion
sur les processus hydrologiques et les flux de matières**

Par

Karine Rioux

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade de

M.Sc. en géographie

Décembre 2020

© Karine Rioux, 2020

Université de Montréal

Département de géographie – Faculté des arts et des sciences

Ce mémoire intitulé

**Impacts de la dégradation du pergélisol par thermo-érosion
sur les processus hydrologiques et les flux de matières**

présenté par

Karine Rioux

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes

Julie Talbot

Président-rapporteur

Daniel Fortier

Directeur de recherche

Melissa Lafrenière

Co-directrice

Peter Douglas

Membre du jury

Résumé

Les ravins de thermo-érosion constituent l'une des formes de dégradation du pergélisol les plus fréquemment observées dans l'Arctique canadien. Bien que leurs processus de formation aient fait l'objet de plusieurs études, aucune ne s'est attardée spécifiquement à dresser un portrait continu des flux de matières qu'ils génèrent au cours d'une saison d'écoulement. Ce mémoire représente une analyse à fine échelle des transferts de masse induits par ce type de perturbation. Il vise à déterminer les impacts d'une dégradation abrupte du pergélisol par thermo-érosion sur les processus hydrologiques en place et les flux de matières. Après 20 ans de développement, le ravin R-08, situé sur une terrasse de polygones à coins de glace sur l'île Bylot, au Nunavut, forme un réseau d'écoulement de 33 458 m², auparavant inexistant. Présentant un taux de recul rapide de 390 m par année lors de son initiation, ce ravin subit aujourd'hui un recul de 5 m par année sur son axe principal, générant le transport en aval d'une quantité considérable de matière. Les analyses de l'eau qui y circule révèlent quatre signatures biogéochimiques distinctes au cours d'une saison d'écoulement, associées respectivement à la fonte printanière de la neige, à la période de récession hydrologique subséquente, aux événements de pluie, ainsi qu'aux périodes de récession hydrologique entre ces événements. Même si la fonte printanière nivale représente un moment crucial pour les exportations de matière, les flux de carbone organique dissous (DOC), d'azote total (TN), de calcium (Ca²⁺), de sodium (Na⁺) et de magnésium (Mg²⁺) les plus élevés ont été enregistrés lors des événements de pluie. La température, et le dégel du sol qu'elle induit, représente également un vecteur d'érosion et mobilisation des sédiments vers l'aval. Les travaux démontrent que la présence d'un ravin de thermo-érosion a des impacts marqués sur la biogéochimie de l'eau qui y circule et que ces impacts sont particulièrement significatifs après la fonte printanière, alors qu'il y a propagation du front de dégel en profondeur dans le sol.

Mots-clés : Pergélisol, thermo-érosion, ravinement, hydrologie, biogéochimie, flux de matière, carbone, nutriments

Abstract

Thermal erosion gullies are one of the most frequently observed forms of permafrost degradation in the Canadian Arctic. Although their formation processes have been the subject of several studies, none has specifically focused on providing a continuous picture of the fluxes of matter they generate over the course of a flow season. This thesis represents a fine-scale analysis of the mass transfers induced by this type of disturbance. It aims to determine the impacts of abrupt permafrost degradation by thermal erosion on existing hydrological processes and matter fluxes. After 20 years of development, R-08 gully, located on a terrace of ice-wedge polygons on Bylot Island, Nunavut, forms a 33,458 m² drainage network, previously non-existent. With a rapid rate of extension of 390 m per year at its initiation, this gully is now experiencing an extension rate of 5 m per year on its main axis, generating downstream transport of a considerable amount of matter. Analyses of the water flowing through the gully reveal four distinct biogeochemical signatures over the course of a flow season, associated with spring melt, the subsequent hydrological recession period, rainfall events, and recession periods between these events respectively. Although spring melt represents a critical time for material exports, the highest dissolved organic carbon (DOC), total nitrogen (TN), calcium (Ca²⁺), sodium (Na⁺) and magnesium (Mg²⁺) fluxes were recorded during rain events. The temperature, and the thaw it induces, also represents a vector for erosion and downstream mobilization of sediments. Our work shows that the presence of a thermo-erosion gully has strong impacts on the biogeochemistry of the water flowing through it and that these impacts are particularly significant after the spring thaw, when the thaw front propagates through the active layer

Keywords: Permafrost, thermal-erosion, gully, hydrology, biogeochemistry, mass transfers, carbon, nutrients

Table des matières

Résumé	v
Abstract	vi
Table des matières	vii
Liste des tableaux	ix
Liste des figures	x
Liste des sigles et abréviations	xi
Remerciements	xiv
Introduction générale.....	1
Chapitre 1. Contexte de recherche	3
1.1 Pergélisol.....	3
1.1.1 Définition et dynamiques	3
1.1.2 Principes d'hydrologie périglaciaire	6
1.1.3 État actuel et perspectives futures	9
1.2 Ravins de thermo-érosion.....	10
1.2.1 Perturbations du pergélisol.....	10
1.2.2 Érosion thermique	11
1.2.3 Contexte et processus de formation des ravins de thermo-érosion	12
1.3 Perturbations des processus hydrologiques.....	16
1.3.1 Réseau de drainage.....	16
1.3.2 Transport et exportations de matière	18
1.4 Rôle des précipitations	24
1.5 Objectifs de recherche.....	26
Chapitre 2. Abrupt permafrost collapse by thermal erosion enhances carbon and solute exports.....	27

2.1 Abstract	27
2.2 Introduction	28
2.3 Methods.....	31
2.3.1 Site description.....	31
2.3.2 Environmental measurements	33
2.3.3 Hydrological measurements and hydrochemistry	34
2.3.4 Mass flux calculation	36
2.3.5 Statistical analysis	36
2.4 Results	38
2.4.1 Global concentrations and exports	38
2.4.2 Temporal patterns of water chemistry in 2018.....	42
2.4.3 Spatial variability of water chemistry	46
2.5. Discussion	49
2.5.1 Geomorphological evolution.....	49
2.5.2 Spatio-temporal variability of water chemistry.....	49
2.5.3 Crucial role of rain events	52
2.5.4 Temperature as a driver of TSS exports.....	55
2.6 Conclusions	58
Chapitre 3. Discussion générale	60
3.1 Perturbations géomorphologiques.....	60
3.2 Dynamiques spatio-temporelles des flux de matières.....	61
Conclusion générale	65
Références bibliographiques	67

Liste des tableaux

Table 1. Total exports for 2017 (June 12 to July 29) and 2018 (June 12 to August 17) field seasons ...	42
Table 2. Mean concentrations of all chemical properties of four distinct periods throughout the 2018 flow season.....	44
Table 3. Total exports for four distinct periods throughout the 2018 flow season	46
Table 4. Mean concentrations of all chemical properties by site location for two distinct periods highlighted by the PRC analysis	48

Liste des figures

Figure 1. Profil thermique du pergélisol	5
Figure 2. Dynamique de la couche active.	5
Figure 3. Développement des coins de glace	13
Figure 4. Terrasse de polygones à coins de glace, Vallée Qarlikturvik, île Bylot, Nunavut	13
Figure 5. Formation des tunnels dans un réseau de polygones à coins de glace.....	14
Figure 6. Tête du ravin R-08, Vallée Qarlikturvik, île Bylot	15
Figure 7. (a) Location of Qarlikturvik Valley (73°09'N 79°57'W), Bylot Island (NU, Canada), (b) Location of the proglacial river, the R-08 thermo-erosion gully and the CEN research station situated of the north side of Goosecamp lake,(c) Location of sites along the R-08 thermo-erosion gully.	32
Figure 8. (a) Sampling site In 1a, located upstream of the R-08 network and not subject to thermo-erosion processes, July 9, 2018 (73°09'05.85"N 79°56'35.21"W), (b) R-08 active gully head, August 7, 2018 (73°09'20.18"N 79°56'47.70"W), (c) sampling site Trans 1, located in the main gully channel, downstream of the gully head, August 4, 2018 (73°09'30.19"N 79°57'07.23"W) and (d) gully R-08 outlet, June 22, 2017 (73°09'30.17"N 79°57'35.41"W).....	34
Figure 9. Daily environmental conditions and water chemical properties at gully R-08 outlet, Bylot Island, Nunavut (73°09'N 79°57'W).	39
Figure 10. DOC and POC concentrations at the R-08 gully outlet (73°09'N 79°57'W) throughout 2018 sampling season.....	41
Figure 11. a) Principal Component Analysis and b) 2018 sampling season hydrograph	43
Figure 12. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diagram of gully outlet streamflow, snow and rain samples from 2018 sampling season.....	45
Figure 13. Principal Response Curve (PRC) exposing variations of hydrochemistry between sites situated upstream (In 1 and In 1a) and downstream (Trans 2, Trans 1 and Out) of the main gully head	47
Figure 14. (a) R-08 gully head (73°09'20.18"N 79°56'47.70"W), on June 27, 2017.....	57

Liste des sigles et abréviations

ANOVA	Analyse de variance
BP	Avant le présent (de l'anglais <i>before present</i>)
C	Carbone
Ca ²⁺	Calcium
CEN	Centre d'études nordiques
CH ₄	Méthane
CO ₂	Dioxyde de carbone
DEM	Modèle d'élévation numérique (de l'anglais <i>digital elevation model</i>)
DIN	Azote inorganique dissous (de l'anglais <i>dissolved inorganic nitrogen</i>)
DON	Azote organique dissous (de l'anglais <i>dissolved organic nitrogen</i>)
DOC	Carbone organique dissous (de l'anglais <i>dissolved organic carbon</i>)
EC	Conductivité électrique (de l'anglais <i>electrical conductivity</i>)
e.g.	Par exemple
FaBRECC	Facility for biogeochemical research on environmental change and cryosphere
g C m ⁻²	Gramme de carbone par mètre carré
g L ⁻¹	Gramme par litre
GMWL	Global Meteoric Water Line
HDPE	Polyéthylène haute densité (de l'anglais <i>high-density polyethylene</i>)
K ⁺	Potassium
kg d ⁻¹	Kilogramme par jour (de l'anglais <i>kilogram per day</i>)
kg m ²	Kilogramme par mètre carré
kg m ³	Kilogramme par mètre cube

$m\ d^{-1}$	Mètre par jour (de l'anglais <i>meter per day</i>)
$m\ s^{-1}$	Mètre par seconde
$m\ y^{-1}$	Mètre par année (de l'anglais <i>meter per year</i>)
$m^2\ y^{-1}$	Mètre carré par année (de l'anglais <i>meter squared per year</i>)
$m^3\ s^{-1}$	Mètre cube par seconde
Mg^{2+}	Magnésium
$mg\ L^{-1}$	Milligramme par litre
n	Taille de l'échantillon
N	Azote
Na^+	Sodium
NH_4^+	Ammonium
NO_3^-	Nitrate
PCA	Analyse en Composantes Principales (de l'anglais <i>Principal Component Analysis</i>)
Pg	Pétagramme
POC	Carbone organique particulaire (de l'anglais <i>particulated organic carbon</i>)
PRC	Principal Response Curve
PVDF	Polyfluorure de vinylidène (de l'anglais <i>polyvinylidene fluoride</i>)
SD	Écart type (de l'anglais <i>standard deviation</i>)
TN	Azote total (de l'anglais <i>total nitrogen</i>)
TSS	Sédiments en suspension total (de l'anglais <i>total suspended sediment</i>)
μm	Micromètre
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
v.w.	Contribution de la variable (de l'anglais <i>variable weight</i>)

*« Le vent qui vous siffle aux oreilles
au point où c'est le silence qui finit par en devenir sonore »*

- Jean-Pascal Bilodeau, *Les Îles, de loin*

Remerciements

Je tiens d'abord et avant tout à remercier mon directeur, Daniel Fortier. Daniel, merci de m'avoir accordé ta confiance et de m'avoir donné la chance de vivre cette expérience inoubliable. Merci pour ton soutien, pour ton écoute, tes conseils et nos nombreuses discussions philosophiques. Tu m'as sans aucun doute transmis ta passion pour le Nord.

Sincères remerciements à ma co-directrice, Melissa Lafrenière. Merci pour tes conseils et ton support. Tu m'as plus d'une fois éclairée et orientée tout au long de ce parcours. Ta passion, ta curiosité et ta rigueur étaient contagieuses et m'ont grandement motivée.

Je désire remercier toute l'équipe du Géocryolab. Gautier, Elisabeth, merci pour votre écoute inébranlable et vos encouragements constants. Merci également à Michel pour ses conseils judicieux et à Simon pour son aide précieuse sur le terrain.

Des remerciements sincères vont à toutes les amitiés bylotiennes créées au cours de mes deux campagnes de terrain. Aurélie, Mathilde, Marianne, Éliane, Audrey, Fred, Yannick, Jacob, Matthieu, Lucas, Vincent, Tom, votre présence a été plus qu'importante pour moi. Merci pour les « pingo-jams », les « bingos parasites », les vagabondages de toundra et toutes les autres surprenantes activités du quotidien. Vous avez égayé mes interminables soirées de filtration et rendu mes passages sur l'île inoubliables. Mille mercis!

Je tiens à remercier Stephen Koziar, Joanne Heslop, Jacqueline Hung, Valerie Freemantle et tous les membres de l'équipe du FaBRECC pour leur hospitalité et leur soutien technique lors de mes visites au laboratoire de l'université Queen's. Merci également aux membres du labo de biogéographie de l'Université de Montréal pour leur aide et leur support.

Je remercie Gilles Gauthier, Marie-Hélène Cadieux et Denis Sarrazin (U. Laval), ainsi que le personnel du parc national Sirmilik pour leur soutien logistique lors des campagnes de terrain. Ce projet n'aurait également pas été possible sans le soutien financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG), du Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies (FRQNT), du Programme du plateau continental polaire (PCSP) et du Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) de la Commission canadienne des affaires polaires.

Finalement, un profond merci à mes précieux amis géographes. Eli, Gautier, Philou, Juju, Marie, Andy, Nico, Kim, il y a beaucoup de vous dans ce mémoire. Merci.

Introduction générale

Près de 1/5 (22%) de la surface du globe est caractérisé par la présence de pergélisol (Brown et al., 1998). Dans l'hémisphère Nord, le pergélisol couvrirait près de 23 millions km² correspondant à 24% de la superficie totale de l'hémisphère (Dobinski, 2011). Emmagasinant depuis des millénaires une quantité considérable de carbone et de nutriments, il joue un rôle majeur dans la régulation globale des cycles biogéochimiques. Dépendant des conditions de surface, son équilibre est toutefois fragile. Les changements climatiques actuels et les pressions qu'ils induisent sur les écosystèmes arctiques entraînent une perturbation thermique et physique du pergélisol et représentent un obstacle au maintien de son équilibre.

Les ravins de thermo-érosion constituent l'une des diverses formes de dégradation du pergélisol aujourd'hui observées en Arctique. Perturbant abruptement la morphologie du paysage en créant des incisions profondes et permanentes dans le pergélisol, l'apparition des ravins de thermo-érosion altère les processus hydrologiques qui régissent les bassins versants arctiques. Leur présence provoque la réorganisation des réseaux de drainage en place et entraîne des flux de matières auparavant inexistantes vers les écosystèmes environnants. Alors qu'ils se développent et progressent dans le paysage, les ravins mobilisent et remettent en circulation une quantité considérable de matière. Carbone, nutriments et ions libérés du pergélisol transitent alors sous forme particulaire ou dissoute dans les ravins et viennent modifier la biochimie des cours d'eau arctiques (Abbott et al., 2015; Tank et al., 2020).

Bien que les ravins de thermo-érosion soient observés couramment en Arctique (Abbott et al., 2015; Kokejl & Jorgenson, 2013), les études portant sur les impacts hydrologiques qu'ils

entraînent sont peu nombreuses. Aucune d'entre elles ne s'est attardé spécifiquement à dresser un portrait continu des exportations de matières qu'ils entraînent.

Mes travaux de recherche visent à dresser le portrait des flux de matières générés par les ravins de thermo-érosion afin de déterminer l'impact de ces derniers sur les débits et la biogéochimie de l'eau. Le premier chapitre de ce mémoire aborde le contexte dans lequel s'insère la présente recherche et présente l'avancement des connaissances sur ce type de dégradation abrupte du pergélisol. Le second chapitre, présenté sous forme d'article scientifique, se concentre sur la dynamique hydrologique et l'analyse des variations spatio-temporelles des flux de matières produits par un ravin de thermo-érosion situé sur l'île Bylot, au Nunavut. Il représente le fruit de deux campagnes de terrain réalisées en Arctique, au cours des étés 2017 et 2018. Le troisième et dernier chapitre consiste en une discussion sur les implications de cette démarche d'analyse et sur la portée des résultats obtenus.

Chapitre 1. Contexte de recherche

1.1 Pergélisol

1.1.1 Définition et dynamiques

Le pergélisol se définit comme un sol dont la température demeure égale ou inférieure à 0°C pendant au moins deux années consécutives (Dobinski, 2011; French, 2017; Van Everdingen, 2005). Cette définition fait uniquement référence à l'état thermique de la matière qui le compose (sol, roche, matière organique ou autre), la présence de glace n'y est donc pas essentielle, bien qu'elle soit habituellement présente. Il est constitué d'une zone gelée en permanence, le pergélisol, sur laquelle repose une zone composée de matériel qui gèle et dégèle de manière saisonnière et nommée couche active (Dobinski, 2011; French, 2017; Van Everdingen, 2005). Cette définition est aujourd'hui bonifiée et inclut la présence d'une troisième zone, soit une zone de transition riche en glace, située entre la couche active et le pergélisol. Potentiellement composée de deux couches distinctes, les couches transitoire et intermédiaire, cette zone subit également l'influence des cycles de gel et dégel, mais à une fréquence moindre que la couche active (French & Shur, 2010; Shur et al., 2005).

Le pergélisol se retrouve principalement dans les zones de hautes latitudes et de hautes altitudes et peut se classer en quatre catégories distinctes selon le pourcentage du territoire qu'il recouvre. Il peut ainsi être continu (90 à 100%), discontinu (50%-90%), sporadique (10%-50%) ou isolé (moins de 10%) (French, 2017). Il est considéré comme épigénétique lorsqu'il prend forme dans un matériel préexistant ou syngénétique lorsqu'il se forme simultanément à l'aggradation des sédiments (Dobinski, 2011; French, 2017; French & Shur, 2010).

La formation du pergélisol est rendue possible lorsque le bilan énergétique annuel du sol est négatif, c'est-à-dire que la durée et l'intensité de la période de gel surpassent celles de la période de dégel (Dobinski, 2011; French, 2017). Son épaisseur est régie à la fois par les échanges énergétiques en surface et par les flux géothermiques. L'épaisseur actuelle du pergélisol est souvent un héritage des climats passés plus froids. L'épaisseur cherche à atteindre l'équilibre thermique avec le climat contemporain. L'atteinte de cet ajustement requière plusieurs milliers d'années. Les températures de l'air en surface représentent une composante majeure du bilan énergétique et influencent fortement les températures du sol. L'intensité et le sens des transferts de chaleur entre l'atmosphère et le sol, ainsi qu'au sein du substrat, reposent sur l'amplitude du gradient thermique. En plus de dépendre des propriétés physiques (densité, porosité, contenu en eau) et thermiques (conductivité thermique, capacité calorifique et chaleur latente de fusion) du sol (French, 2017), les échanges énergétiques sont aussi modulés par la topographie locale, la présence d'un couvert neigeux et le type de végétation qui recouvre la surface (Dobinski, 2011; French & Shur, 2010; Tarnocai, 2009). L'influence des températures de l'air et des conditions de surface sur la température du sol diminue cependant avec la profondeur (Van Everdingen, 2005), jusqu'à avoir une influence négligeable au point d'amplitude annuelle nulle (Figure 1), c'est-à-dire au point en profondeur où la température annuelle demeure stable (Conseil national de recherches Canada, 1988).

Le cycle de gel et dégel de la couche active est un élément clé dans la compréhension des dynamiques hydrologiques et des écosystèmes arctiques (Figure 2). Gelée pendant la période hivernale, la couche active commence à dégeler avec la hausse des températures au printemps. Une propagation du front de dégel dans le sol s'effectue pendant la saison chaude, jusqu'à l'atteinte des profondeurs maximales annuelles de dégel, correspondant au plafond du pergélisol, en automne. En arctique, lorsque les températures froides reviennent et que la surface du sol

entame son regel, la zone non gelée s'amincit et se détache du plafond du pergélisol. Elle se retrouve alors temporairement isolée en profondeur, jusqu'à son regel complet (Tananaev et al., 2020).

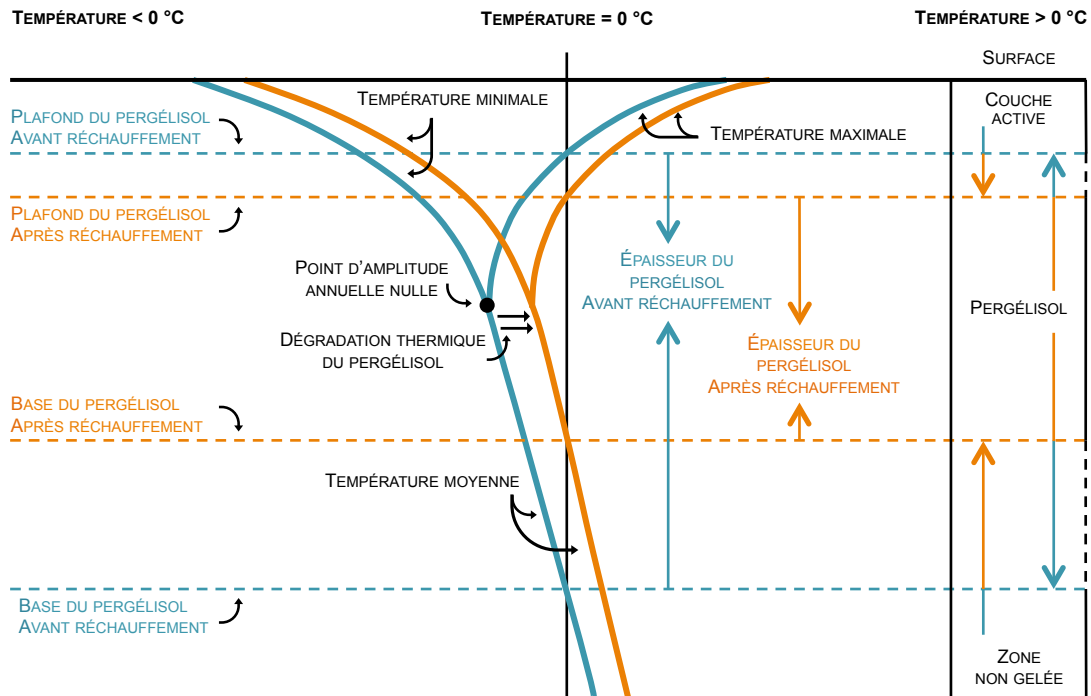


Figure 1. Profil thermique du pergélisol. Adapté de Dobinski 2011 (p. 160, fig. 1 et p.161, fig. 2). Profil thermique d'un pergélisol à l'équilibre (bleu) et profil thermique d'un pergélisol après un réchauffement (orange).

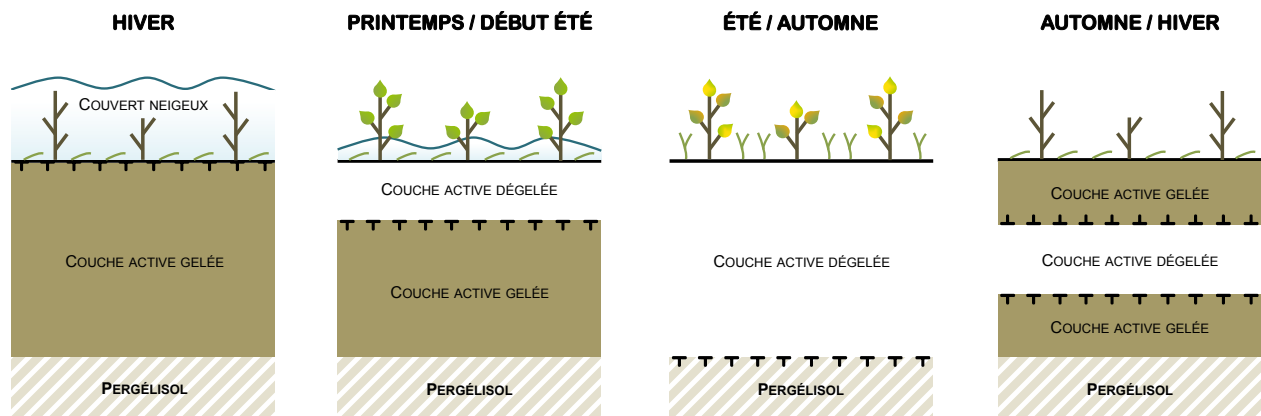


Figure 2. Dynamique de la couche active. Adapté de Tananaev et al. 2020 (p. 6, fig. 1).

1.1.2 Principes d'hydrologie périglaciaire

Bien que la présence de l'eau soit non essentielle selon la définition thermique du pergélisol (Van Everdingen, 2005), elle demeure une composante cruciale des dynamiques qui régissent l'équilibre des environnements périglaciaires. Les processus hydrologiques qui ont cours dans ce type d'environnement se distinguent de ceux des milieux exempts de pergélisol puisqu'ils dépendent de caractéristiques propres aux sols gelés (Woo, 2012). L'activité hydrologique en milieu de pergélisol repose en effet grandement sur la dynamique de la couche active (Figure 2), la migration subséquente de l'eau à travers le substrat et le potentiel de la couche active et de la topographie de surface à agir en temps que réservoirs (Tananaev et al., 2020). Le plafond du pergélisol peut être considéré comme une couche imperméable puisque l'eau ne peut percoler dans les pores du substrat encore comblés par la glace. L'activité hydrologique est donc restreinte en surface ou dans les zones dégélées et non gelées du sol, soit dans la couche active et les zones de talik (Bring et al., 2016; Walvoord & Kurylyk, 2016; Woo, 2012). Lors de la fonte printanière, la couche active dégélée, alors très mince, se retrouve rapidement saturée en eau, ce qui favorise un ruissellement de surface. Au fur et la mesure que la couche active dégèle, l'eau peut percoler plus en profondeur (Woo, 2012). Cette zone dégélée agit à titre de réservoir ou de zone tampon, influençant le temps de résidence de l'eau dans le substrat et modulant la vitesse de la réponse hydrologique des cours d'eau tout au long de la période de fonte des neiges et suite aux évènements de précipitation (Tananaev et al., 2020; Walvoord et al., 2012; Woo, 2012). Lors du retour des températures froides, un regel du sol en surface s'effectue. Sous cette surface, au sein de la portion non gelée de la couche active, un écoulement peut toutefois continuer. Cet écoulement cesse lorsque la couche active est entièrement gelée. Le regel de l'eau située à la base de la couche active contribuera au développement d'une zone riche en glace (Shur et al., 2005; Tananaev et al., 2020). La variabilité

interannuelle de la profondeur de la couche active peut entraîner une portion de la base de la couche active riche en glace à être incorporée à la couche transitoire.

L'eau circule dans le bassin versant en empruntant des chemins d'écoulement préférentiels, c'est-à-dire des voies où l'eau est acheminée de manière plus concentrée vers le bas des pentes ou vers les dépressions présentes dans le paysage. Les chemins d'écoulement préférentiels peuvent prendre des formes diverses en milieu de pergélisol. La topographie locale, telle que l'existence d'un réseau de polygones à coins de glace (Hodgson & Young, 2001) ou la présence de buttes minérales cryogéniques sur une pente (Quinton & Marsh, 1998), peut orienter le passage de l'eau en surface. L'eau peut atteindre le bas des pentes en empruntant des « water tracks » ou des « soil pipes », c'est-à-dire de petites dépressions parallèles formées suite à l'érosion et au transport en aval des particules fines sous l'action de l'eau (Carey & Woo, 2000, 2002; Paquette et al., 2017, 2018, 2020; Quinton & Marsh, 1999; Woo, 2012). Les fentes de gel ou de contraction thermique forment également une microtopographie idéale pour l'écoulement préférentiel de l'eau en surface (Carey & Woo, 2002; Hodgson & Young, 2001). Le mouvement concentré de l'eau le long des fentes de gel, lorsque celles-ci sont associées à un réseau de coins de glace, est susceptible d'engendrer la formation d'un ravin de thermo-érosion (Fortier, 2005).

Les régions nordiques expérimentent un climat froid et sec où les précipitations annuelles sont généralement peu abondantes. Ces environnements possèdent un régime hydrique nival se distinguant par une courte saison d'écoulement qui survient plus tardivement que celle des régions situées à des latitudes plus basses. Sous l'influence des températures froides, l'écoulement demeure restreint ou absent lors de la période hivernale. Au printemps, la faible capacité de stockage de la couche active et le volume d'eau important généré par la fonte de la neige entraînent l'émergence d'un bref et fort pic hydrologique, suivi d'une récession rapide du débit. Supporté par l'écoulement dans la couche active, le niveau de base de ce type

d'environnement est habituellement faible. Il peut être interrompu au cours de la saison estivale lorsque l'apport en eau est restreint et peut être réactivé lors d'évènements de pluie. La fonte printanière de la neige, ainsi que les précipitations qui affectent le bassin versant, représentent les deux sources qui permettent d'alimenter l'écoulement. Plus tard en saison, alors que les températures du sol augmentent, la fonte de la glace présente dans le sol peut représenter une source supplémentaire et participer au maintien du niveau de base des cours d'eau. La topographie et l'orientation affectent le moment et la durée de la fonte dans un bassin versant. Les zones de basse élévation ou davantage exposées aux radiations solaires vont dégeler plus rapidement que les zones en altitude ou ayant un ensoleillement limité. Ces variations géographiques moduleront l'apport en eau au cours de la saison (Woo, 2012).

Concept important en contexte périglaciaire, la connectivité hydrologique a été définie et utilisée par plusieurs autres domaines des sciences environnementales au cours des dernières années. Ali & Roy, (2009) ont rassemblé et analysé les diverses définitions existantes afin de proposer la définition unifiée suivante :

Hydrologic connectivity is a continuum of hydrological states characterized by an increased contribution from lateral subsurface water flow that sporadically activates the topographic linkages between riparian and upland areas and thus gives rise to highly correlated spatial patterns of hydrologic state variables (e.g. soil moisture) at the hillslope and the catchment scales.

Dans le cadre de ce mémoire, nous nous inspirerons de cette définition et ferons référence au concept de connectivité hydrologique comme étant la capacité à lier les différentes unités morphologiques du bassin versant via un écoulement de surface ou souterrain, et la possibilité de soutenir les flux de matières entre chacune de ces unités. En milieux périglaciaires, la connectivité hydrologique varie considérablement au cours de la saison d'écoulement, influencée notamment par la fonte progressive du couvert neigeux et la dynamique de la couche active (Woo, 2012).

1.1.3 État actuel et perspectives futures

Les récentes observations de l'état du pergélisol dans la région circumpolaire septentrionale témoignent d'une augmentation globale des températures du sol depuis les trente dernières années (Biskaborn et al., 2019; Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Romanovsky, Smith, et al., 2017; Vaughan et al., 2013). Une augmentation située entre 0,4°C à 1°C par décennie a été enregistrée pour les régions de l'Arctique et du Haut Arctique (Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Smith et al., 2005). Le réchauffement ne s'effectue cependant pas de manière homogène sur le territoire. Les variations constatées sont en partie dues aux écarts de température de l'air entre les différentes régions (Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Vaughan et al., 2013). Les régions situées en zone de pergélisol continu présentent un réchauffement plus marqué que celui des régions dont le pergélisol est réparti de façon discontinue. Cette augmentation de la température du sol a eu comme impact direct un approfondissement de la couche active et s'est traduit par une réduction importante de la superficie occupée par le pergélisol à l'échelle circumpolaire. Cette perte de superficie est cependant quantifiée de manière très variable selon les modèles utilisés, et se situe entre 200 et 58 800 km² par décennie (McGuire et al., 2016). La dégradation du pergélisol, qu'elle se traduise par une diminution de son épaisseur ou de son étendue, concorde avec l'augmentation globale des températures de l'air en surface observée au cours des dernières années (McGuire et al., 2016; Slater & Lawrence, 2013).

Les prochaines décennies devraient également être marquées par une dégradation substantielle du pergélisol arctique (Koven et al., 2013; Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Slater & Lawrence, 2013; Vaughan et al., 2013). L'importance de cette dégradation varie entre les modèles utilisés par les experts et selon les scénarios d'émissions de gaz à effet de serre à partir desquels les projections ont été établies, ciblant des pertes situées entre 2,1 millions de km² (RCP2.6) et 10 millions de km² (RCP8.5) (Slater & Lawrence, 2013), ou entre 0,8 et 2,3 millions

de km² par augmentation d'un degré °C d'ici 2100 (Vaughan et al., 2013). Bien que des progrès majeurs aient été accomplis dans le domaine de la modélisation, ces prévisions demeurent approximatives, puisque la dynamique particulière et complexe du pergélisol, ainsi que les rétroactions potentielles qu'une dégradation peut engendrer sur le climat, ne sont pas encore entièrement comprises et intégrées aux diverses simulations. En plus de se dégrader en réponse au réchauffement atmosphérique, le pergélisol est perturbé par des bouleversements géomorphologiques. Les projections ne prennent pas en compte ces perturbations, la simulation des flux latéraux de matière et chaleur n'étant pas encore intégrée aux modèles globaux actuels.

1.2 Ravins de thermo-érosion

1.2.1 Perturbations du pergélisol

Les perturbations du pergélisol, lorsqu'elles tiennent compte des impacts sur l'hydrologie, peuvent former deux groupes distincts, soit les perturbations d'ordre thermique et les perturbations d'ordre physique (Lafrenière & Lamoureux, 2019). Une perturbation thermique du pergélisol implique une augmentation des températures du sol et un approfondissement subséquent de la couche active, sans nécessairement engendrer une altération physique de la surface (Lafrenière & Lamoureux, 2019). En induisant une augmentation de l'épaisseur de la couche active, les perturbations thermiques ont le potentiel d'influencer, au fil de la saison, la capacité de stockage des sols, de modifier les patrons d'écoulement souterrain et de fournir, via la fonte de la glace de sol, de nouvelles sources d'eau (Lafrenière & Lamoureux, 2019; Woo, 2012). Une perturbation physique, quant à elle, implique une mobilisation du matériel en place et suppose une altération de la géomorphologie du paysage (Lafrenière & Lamoureux, 2019). Une des conséquences marquées des perturbations physiques du pergélisol est la réorganisation des

réseaux de drainage et de stockage de l'eau. Elles peuvent également, lorsque de la glace massive est soudainement exposée, générer la création de nouvelles sources d'eau (Lafrenière & Lamoureux, 2019). Modifiant abruptement le paysage et les patrons d'écoulement de l'eau, les ravins de thermo-érosion se retrouvent dans cette dernière catégorie.

1.2.2 Érosion thermique

L'érosion thermique ou thermo-érosion consiste en un processus de dégradation rapide du pergélisol découlant à la fois de l'action thermique et mécanique de l'eau (Costard et al., 2003; Van Everdingen, 2005). Les modes de transfert de chaleur par convection, c'est-à-dire un transfert initié par le mouvement d'un fluide tel que l'air ou l'eau à la surface d'un corps (Bergman et al., 2011) et par conduction, c'est-à-dire basé sur le transfert de l'énergie cinétique des particules à travers un solide (Bergman et al., 2011), sont tous deux impliqués dans les processus de thermo-érosion du pergélisol. Lorsque l'eau, ayant une température plus élevée que celle du sol gelé, entre contact avec ce dernier, elle lui transfère son énergie et provoque son réchauffement. Le dégel du sol fragilise sa cohésion et favorise son érosion mécanique par le passage de l'eau. La fonte de la glace présente sous la surface est donc induite par l'action thermique de l'eau, tandis que la mobilisation des sédiments en place et leur transport en aval s'effectuent sous son action mécanique.

En milieu arctique, la thermo-érosion peut affecter plusieurs types d'environnement. En zone côtière, l'action thermique et mécanique des vagues compte parmi les facteurs qui contribuent à l'érosion des berges (Aré, 1988; Hoque & Pollard, 2016). Elle peut également affecter les environnements fluviaux en participant à l'érosion saisonnière du lit et des berges des rivières et cours d'eau arctiques (Costard et al., 2003; Dupeyrat et al., 2011). Lorsqu'elle a cours dans un environnement terrestre caractérisé par la présence de réseaux de polygones à coins de glace, la thermo-érosion peut, entre autre, mener à la formation de ravins de thermo-érosion

(Fortier et al., 2007; Godin & Fortier, 2012a), l'un des processus de dégradation du pergélisol les plus rapides.

1.2.3 Contexte et processus de formation des ravins de thermo-érosion

Les variations de température à la surface du pergélisol activent les processus de contraction et d'expansion thermique du substrat. Sous l'influence des températures hivernales, le matériel se contracte et se fissure en formant des fentes de gel qui pénètrent le pergélisol (Lachenbruch, 1962). Ces fissures se produisent généralement lorsque les températures du sol sont inférieures à -15°C et que le substrat subit un taux de refroidissement soutenu ($0.1-1.7^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ en surface et $0.1-0.6^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ à la limite supérieure du pergélisol) pendant plusieurs jours consécutifs (Allard & Kasper, 1998; Fortier & Allard, 2005; Mackay, 1984, 1993a, 1993b). L'eau s'infiltrant dans ces fissures lors de la fonte printanière et engendre la formation de veines de glace lors de la période de regel. La glace, ayant un coefficient de contraction thermique plus élevé que le sol, se fissure à nouveau lors des hivers subséquents (Dostovalov & Popov, 1963). Au fil des années, ce cycle de dégel et regel entraîne la formation de coins de glace (Lachenbruch, 1962; Mackay, 1989) (Figure 3). Les coins de glace peuvent être considérés comme épigénétiques lorsqu'ils prennent naissance dans un pergélisol préexistant, ou syngénétiques lorsqu'ils se forment au fil de l'aggradation et la sédimentation de matériel en surface (Mackay, 1990). L'aggradation de cette glace massive dans le substrat génère le développement de réseaux de polygones (Figure 4) qui peuvent atteindre jusqu'à 50 mètres de diamètre (Harris et al., 2018).

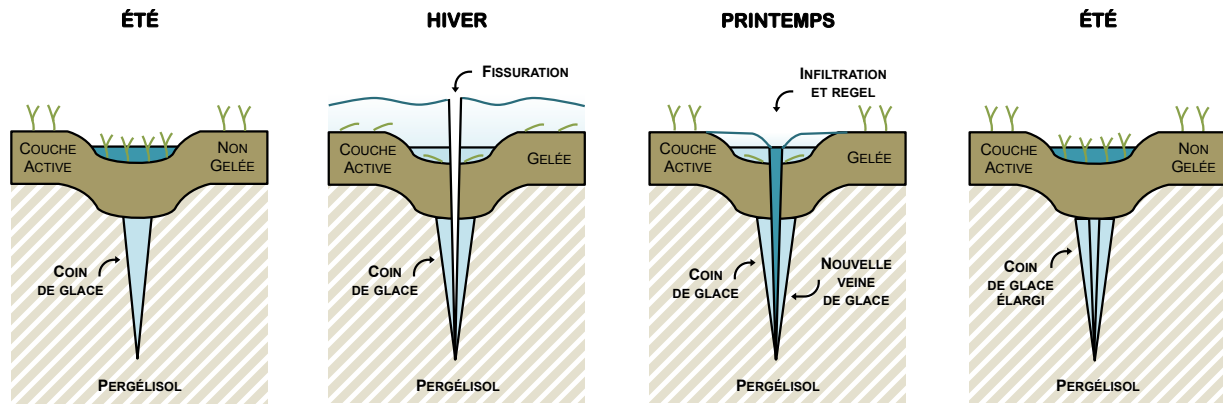


Figure 3. Développement des coins de glace. Adapté de Mackay 1989 (p. 367, fig. 3)

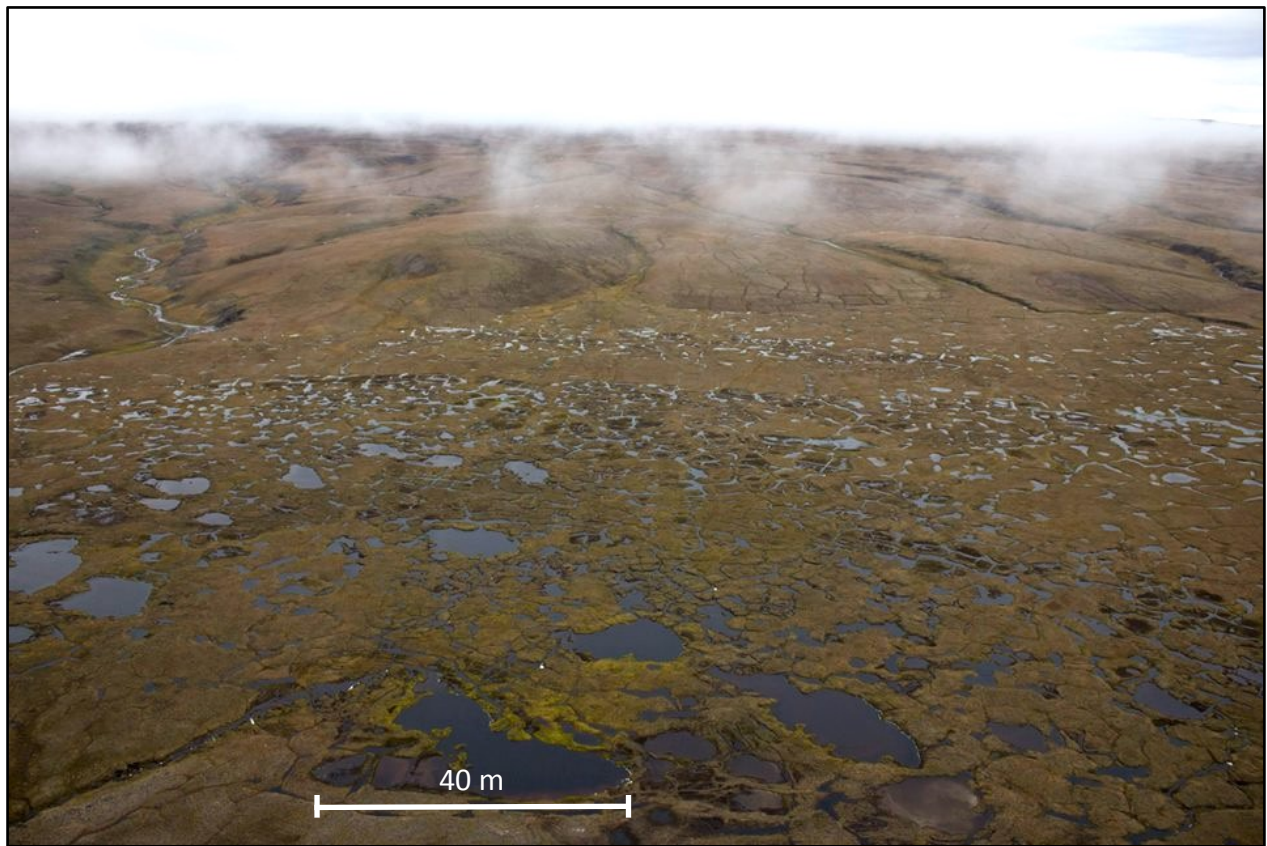


Figure 4. Terrasse de polygones à coins de glace, Vallée Qarlikturvik, île Bylot, Nunavut. Crédit photo K. Rioux.

La formation de ravin de thermo-érosion peut survenir lorsque la thermo-érosion affecte de type d'environnement. Ce processus de dégradation se décline en plusieurs étapes distinctes

qui peuvent se dérouler au cours d'une même saison de dégel (Fortier et al., 2007). Au début de la période estivale, l'eau provenant de la fonte de la neige circule de manière préférentielle, en suivant la topographie engendrée par le réseau de polygones en place. Au contact de l'eau, la glace fond et des dépressions apparaissent progressivement. Certaines dépressions prennent rapidement de l'ampleur et forment des puits (sinkholes) qui perturbent l'écoulement et réorientent l'eau sous la surface. Des tunnels se créent alors et se développent en profondeur suivant le réseau de coins de glace déjà en place (Figure 5). Au cours de la saison, un élargissement des tunnels dû à l'action thermique de l'eau s'effectue jusqu'à l'atteinte d'un seuil critique qui entraîne un effondrement du toit. Cette brusque perturbation provoque la formation du ravin. L'eau provenant de la fonte de la neige et des précipitations sur le territoire est canalisée et entre sous forme de chute dans le ravin (Figure 6). L'action de l'eau peut déclencher l'effondrement de blocs de couche active dans le chenal et peut entraîner un recul considérable de la tête du ravin (Fortier et al., 2007).

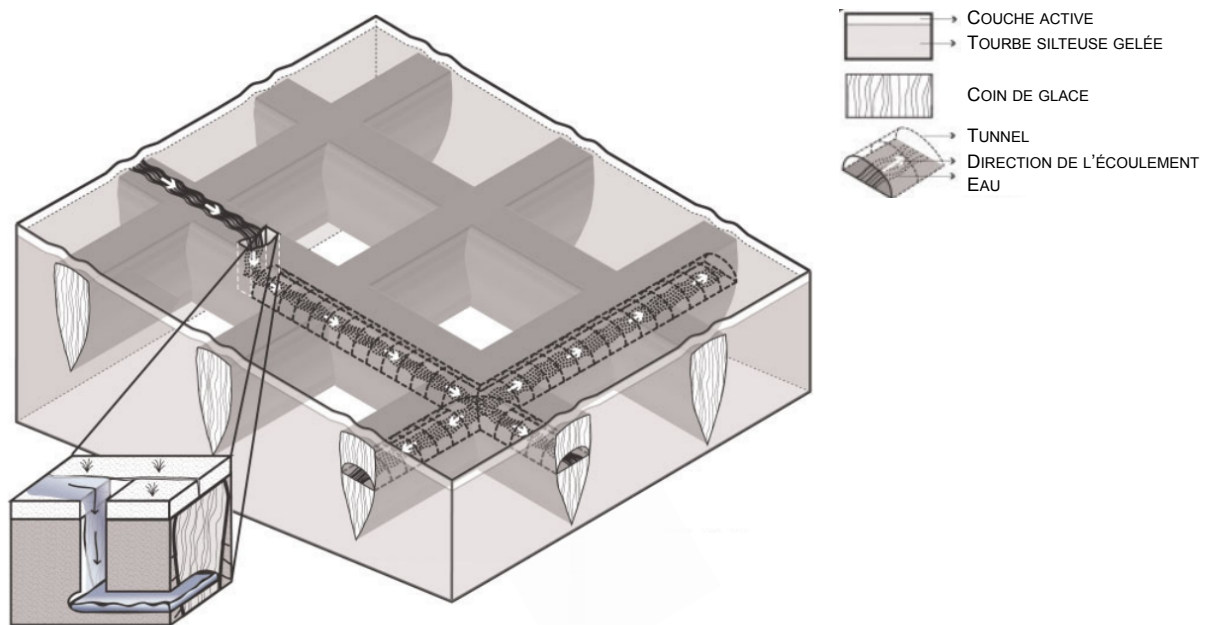


Figure 5. Formation des tunnels dans un réseau de polygones à coins de glace. Adapté de Fortier et al. 2007 (p. 237, fig. 8).

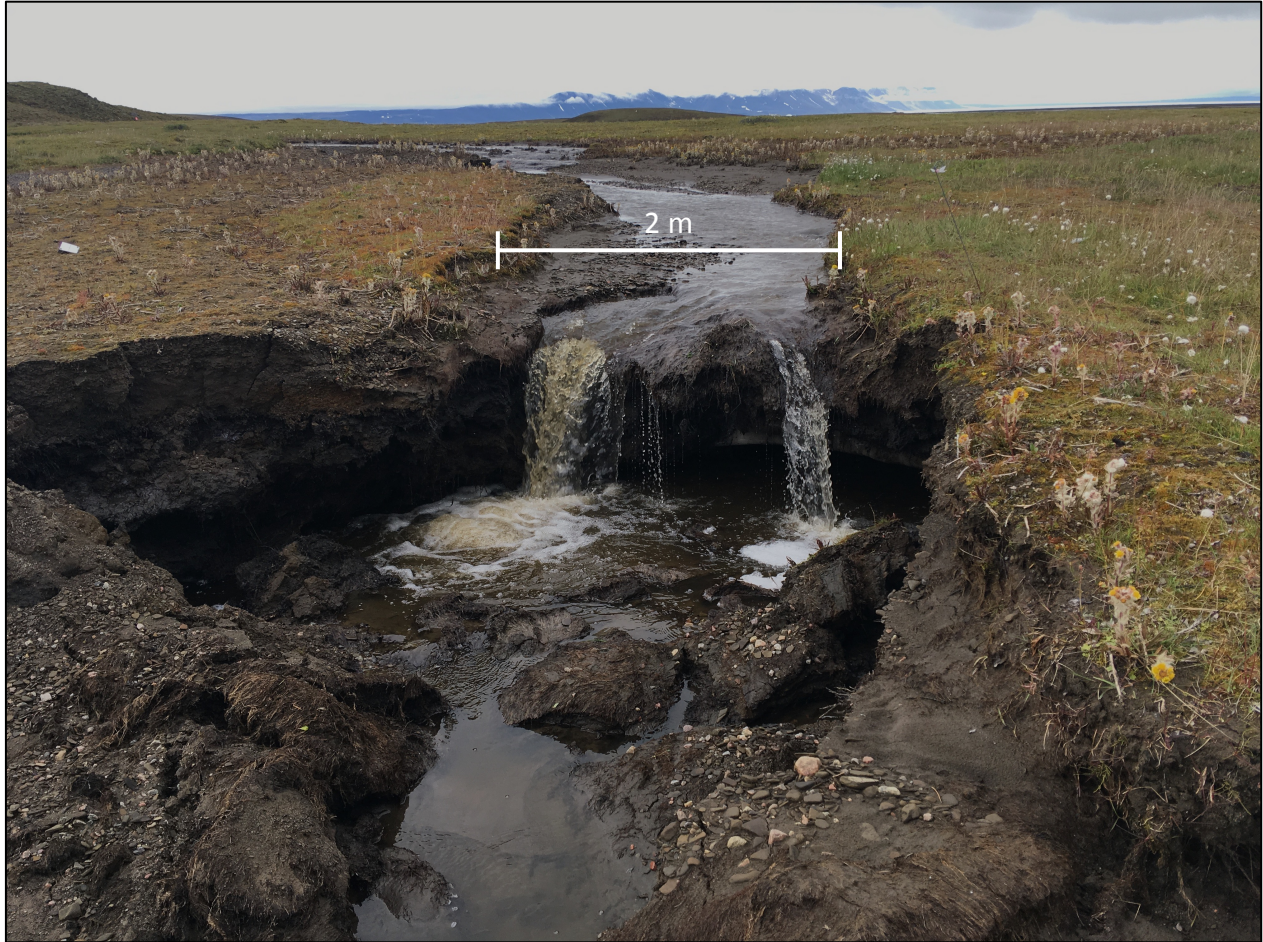


Figure 6. Tête du ravin R-08, Vallée Qarlikturvik, île Bylot, 7 août 2018 (73°09'20.18"N 79°56'47.70"O) Crédit photo: K. Rioux

Le ravinement par thermo érosion est un processus de dégradation du pergélisol extrêmement rapide, particulièrement lors de son déclenchement (Godin & Fortier, 2012b; Sidorchuk, 1999). Les taux d'érosion, élevés lors de la première année, diminuent rapidement lors des années suivantes, au fil de la stabilisation du système. Des taux d'érosion atteignant 390 m/année sont observés lors de l'initiation d'un ravin étudié dans le cadre de cette maîtrise, situé sur l'île Bylot, Nunavut. Ces taux diminuent rapidement et se maintiennent entre 30 et 50 m/année lors des dix années suivantes (Godin & Fortier, 2012a, 2012b). Perturbant la morphologie initiale, les ravins de thermo-érosions ont le potentiel de modifier drastiquement les processus hydrologiques qui régissent les environnements et arctiques.

1.3 Perturbations des processus hydrologiques

Bien que les ravins de thermo-érosion soient communs en zone de pergélisol continu (Abbott et al., 2015; Kokejl & Jorgenson, 2013), très peu d'études portant sur les impacts hydrologiques qu'ils entraînent ont été menées jusqu'à maintenant. Les quelques rares travaux existants soulignent néanmoins le rôle majeur que le ravinement peut jouer sur l'hydrologie périglaciaire, notamment en altérant la morphologie du paysage, en transformant les réseaux de drainage et en modulant les exportations de matières vers les écosystèmes environnants.

1.3.1 Réseau de drainage

La création d'un ravin de thermo-érosion entraîne des changements morphologiques irréversibles. Les réseaux de polygones à coins de glace, dans lesquels ils prennent forme, représentent une unité géomorphologique périglaciaire plutôt homogène. Le développement d'un ravin et de ses multiples branches altère le patron topographique en place en créant des incisions permanentes dans un paysage, maintenant hétérogène. Ces incisions, pouvant atteindre plusieurs mètres de profondeur, offrent de nouveaux chemins d'écoulement préférentiels et augmentent la capacité de drainage, ainsi que la connectivité hydrologique du bassin versant (Godin et al., 2014; Woo & Young, 2006). L'eau ruisselant en surface ou circulant via les « watertracks », est en effet canalisée, redirigée vers les différentes branches du ravin et exportée rapidement à l'extérieur du bassin versant. La présence de ces chenaux d'écoulement diminue le temps de résidence de l'eau dans l'aire affectée par le ravinement puisque celle-ci est rapidement drainée à l'extérieur du système (Godin et al., 2014).

Sur la terrasse de la Vallée Qarlikturvik, sur l'île Bylot, au Nunavut, Godin et al., (2014) ont estimé à 2063 m²/année le taux de superficie érodée au cours des 14 premières années de développement du ravin de thermo-érosion (R-08) étudié dans le cadre de cette maîtrise. Le

volume de matière érodée et la superficie associée aux nouveaux chenaux d'écoulement, inexistantes avant la formation du réseau ravinaire, s'élèvent à 32 093 m³ et 28 891 m², respectivement, mettant ainsi en lumière le potentiel considérable d'altération physique du paysage (Godin et al., 2014). Dans cette même étude, les chercheurs démontrent également que la morphologie des polygones à coins de glace à proximité est affectée au cours du développement du ravin, altérant leur capacité de stockage et de recharge au cours de la saison chaude. Favorisant l'érosion, l'affaissement ou la création de brèches, la présence du ravin entraîne le drainage substantiel des polygones adjacents, initiant une transition vers des conditions plus sèches (Godin et al., 2014; Perreault et al., 2016, 2017). Les impacts sur le drainage des polygones présents dans l'aire d'influence du ravin sont tels qu'ils peuvent entraîner une diminution drastique du taux d'humidité du sol (40% en moins de 5 ans) et induire une transition des communautés végétales, d'humides à mésiques, à l'intérieur d'une décennie (Perreault et al., 2016).

La formation de ces nouveaux réseaux de drainage induite par cette forme de dégradation affecte également les patrons de distribution de la neige pendant la période hivernale. Dans les environnements arctiques caractérisés par une végétation de faible hauteur, les précipitations neigeuses sont redistribuées par le vent sur le territoire et la neige s'accumule dans les dépressions topographiques existantes (Woo, 2012). Par les incisions majeures qu'ils créent dans le paysage, les ravins de thermo-érosion jouent un rôle considérable dans la modification des patrons de distribution de la neige, capturant celle-ci et provoquant des accumulations importantes dans les chenaux. L'accumulation de la neige s'effectue toutefois de manière hétérogène, c'est-à-dire que, sous l'effet des turbulences du vent, les accumulations varient sur de courtes distances. Cette répartition hétérogène de la neige modifie le régime thermique de la surface (Godin et al., 2016). Aux endroits où l'accumulation est plus importante, la température moyenne de la couche active

sera plus élevée, tandis qu'une température moyenne de la couche active plus faible sera observée dans les endroits présentant des accumulations moindres. Cette neige emmagasinée peut influencer le moment et la durée de la fonte. Les faibles accumulations sur les épaules du ravin seront rapidement dégagées au printemps tandis qu'une fonte plus tardive sera observée à l'intérieur du ravin. Cette fonte sera modulée en fonction de l'accumulation préalable de la neige et de l'orientation (exposition au rayonnement) du chenal. La neige accumulée influence également la quantité d'eau exportée à l'extérieur du bassin versant, ainsi que sa composition biogéochimique. Du carbone est présent dans la neige accumulée, suggérant un apport en exportations de carbone organique dissout lors de la fonte printanière. À l'inverse, de faibles concentrations ioniques sont présentes dans le couvert neigeux, limitant les quantités exportées au printemps via le chenal d'écoulement.

1.3.2 Transport et exportations de matière

1.3.2.1 Carbone organique

Le pergélisol de la région circumpolaire arctique séquestre une quantité importante de carbone, représentant près de 50% du carbone terrestre mondial (Christensen et al., 2017; Hugelius et al., 2014; Tarnocai, 2009). De récentes tentatives de quantification des stocks de carbone de la zone arctique suggèrent qu'une quantité globale de 1330 à 1580 Pg y est séquestrée (Hugelius et al., 2014; Schuur et al., 2015). Les stocks emmagasinés dans les trois premiers mètres du pergélisol sont estimés à 1035 ± 150 Pg, tandis que ceux emmagasinés dans les dépôts profonds des deltas atteindraient 91 ± 39 Pg (Hugelius et al., 2014; Tarnocai, 2009). Les stocks contenus dans les zones de yedoma sont très variables selon les études. La plus récente suggère des quantités pouvant atteindre 129 ± 30 Pg (Strauss et al., 2017). Ces estimations demeurent

toutefois précaires et imprécises, notamment en raison du faible nombre de sites d'étude et de leur répartition non homogène sur le territoire polaire. Elles sont également incertaines en raison de l'existence de zones de stockage encore non intégrées aux estimations globales, notamment les zones de pergélisol sous-marin, situées sous l'océan Arctique, qui pourraient contenir des quantités importantes de carbone (Schuur et al., 2015).

Ce large réservoir de carbone que constitue le pergélisol des régions nordiques est vulnérable aux changements climatiques. Une dégradation du pergélisol, quelle soit thermique ou physique, expose le carbone organique séquestré depuis des siècles à une mobilisation soudaine. Selon le type de dégradation du pergélisol, le carbone relâché peut prendre différentes trajectoires. Le carbone organique contenu dans les sols gelés peut, dans un premier temps, être décomposé *in situ* sous l'action microbienne (Christensen et al., 2017; Schuur et al., 2015). Une décomposition s'effectuant en présence d'oxygène produit des émissions de carbone vers l'atmosphère sous forme de CO₂ alors qu'une décomposition s'effectuant dans un environnement anoxique émet du carbone à la fois sous forme de CO₂ et de CH₄ (Christensen et al., 2017; Grosse et al., 2011; van Huissteden & Dolman, 2012). Le carbone libéré peut également poursuivre sa route le long des cours d'eau et être transporté en aval sous forme particulaire ou dissoute (Bowden et al., 2008; Christensen et al., 2017), être adsorbé, enseveli et stocké lors de processus de sédimentation en cours de route, ou être incorporé aux réseaux trophiques aquatiques (Vonk & Gustafsson, 2013). Les concentrations et les flux de carbone représentent donc la différence entre la production de carbone dans le bassin versant et sa consommation ou rétention en cours de route vers l'exutoire (Ma et al., 2019; Tang et al., 2018).

Au cours des dernières années, une quantité considérable de travaux portant sur la quantification et la caractérisation du carbone relâché dans les réseaux hydrologiques arctiques ont été menés. Lorsque le pergélisol subit une dégradation thermique, deux tendances distinctes

ont été observées selon le type de substrat en place. Un approfondissement de la couche active dans les sols organiques entraîne une augmentation des flux de carbone dans les cours d'eau adjacents (Frey & McClelland, 2009). À l'inverse, un approfondissement de la couche active dans les sols minéraux, moins riches en matière organique, engendre une diminution des flux de carbone. Dans ce dernier cas, la diminution serait induite par un écoulement qui quitterait rapidement la mince couche organique de surface, au profit d'un écoulement souterrain dans un substrat minéral, et par un temps de résidence plus important, favorisant l'adsorption du carbone par les particules minérales nouvellement accessibles (Frey & McClelland, 2009). Les impacts d'une dégradation physique du pergélisol sur le carbone libéré, quant à eux, varient considérablement selon les études. L'étude comparative de Abbott et al. (2015), réalisée sur la côte nord de l'Alaska, fait une analyse des impacts hydrologiques de plusieurs formes de dégradation physique du pergélisol (détachements de la couche active, glissements et ravins de thermo-érosion) et suggère une augmentation des concentrations en carbone organique dissout dans le réseau hydrographique environnant. Dans cette étude, 19 ravins de thermo-érosion ont été échantillonnés. Les plus hautes concentrations de carbone ont été enregistrées dans les chenaux d'écoulement de ravins présentant un taux d'érosion élevé, souvent associés aux premières années de développement. Les ravins stabilisés, quant à eux, présentaient des concentrations similaires à celles enregistrées dans les environnements non perturbés (Abbott et al., 2015), suggérant une influence importante du stade de développement de la forme d'érosion et une résorption à long terme des impacts induits par la perturbation physique sur les flux de carbone. L'étude de Liu et al., (2018), conduite sur le plateau tibétain, soutient cette même tendance et évoque des concentration en DOC 1,2 fois plus élevées dans l'eau s'écoulant dans les zones perturbées par la présence d'un ravin de thermo-érosion. D'autres études tempèrent les effets d'une dégradation physique du pergélisol et soutiennent qu'elle engendre plutôt une diminution

des concentrations de carbone organique dissous en aval des perturbations (Littlefair et al., 2017) ou que les concentrations diminuent selon de l'ampleur de la perturbation (Fouché et al., 2017). Mobilisant du carbone plus vieux, les processus de dégradation comme le ravinement par thermo-érosion, libèreraient une matière organique plus labile pour les microorganismes (Abbott et al., 2014; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Liu et al., 2018; Vonk et al., 2013). En effet, en contexte de pergélisol, notamment dans les environnements de pergélisol syngénétique, le gel rapide de la matière organique qui s'accumule en surface la soustrait rapidement à l'action microbienne. Le carbone est ainsi conservé dans un état de relative fraîcheur à des températures inférieures au point de congélation pendant plusieurs siècles, voir des millénaires. Cette labilité du carbone relâché lors des processus de dégradation faciliterait sa prise en charge et sa décomposition par les microorganismes, augmentant ainsi la respiration microbienne et les émissions de CO₂ qui en découlent (Abbott et al., 2015). Malgré les variations entre les résultats, toutes les études soutiennent l'influence majeure des particularités climatiques, géologiques, hydrologiques et biogéochimiques propres à chaque site d'étude, ainsi que du type de dégradation qui affecte le territoire, sur les résultats obtenus.

1.3.2.2 Azote et ions dissous

En plus d'altérer le réservoir de carbone terrestre, la dégradation du pergélisol a le potentiel de modifier la quantité de nutriments qui transitent sous forme dissoute dans les cours d'eau arctiques (Abbott et al., 2015; Tank et al., 2020). Les perturbations physiques exposent brusquement en surface les horizons plus profonds du substrat. Les nutriments accumulés et stockés en profondeur, notamment dans la zone de transition riche en nutriments (Lamhonwah et al., 2017), sont alors potentiellement disponibles pour le transport en aval (Kokejl et al., 2013; Lafrenière et al., 2017; Lafrenière & Lamoureux, 2019; Malone et al., 2013). L'abondance en

nutriments suivant une perturbation du pergélisol peut également être provoquée par une augmentation des processus d'altération des minéraux nouvellement exposés, initialement limités dans le pergélisol intact (Malone et al., 2013; Zolkos et al., 2018).

L'étude de Bowden et al. (2008) démontre que la présence d'un ravin de thermo-érosion a le potentiel de bouleverser le cycle de l'azote en entraînant des concentrations en ammonium (NH_4^+) et en nitrates (NO_3^-) respectivement, jusqu'à 24 et 40 fois plus élevées, en aval de la perturbation. Abbott et al. (2015) observent une tendance similaire et soutiennent que, à l'instar du carbone organique dissout, les concentrations ioniques les plus élevées surviennent dans les premières années de formation des ravins, lorsque le niveau d'activité érosive est très élevé. Cette augmentation ne serait pas due à la présence d'une quantité plus élevée en azote dans le profil global des sols perturbés, mais serait plutôt rendue possible par le mélange des horizons provoqué par la formation du ravin. En contexte de pergélisol, on observe des concentrations généralement plus élevées en azote dans les horizons profonds (Fouché et al., 2020), soient dans les zones en-deçà de la zone racinaire et là où la décomposition par les microorganismes est freinée par les températures plus froides. Ces horizons profonds plus riches se mélangent alors aux horizons de surface moins abondants en nutriments, rendant le profil vertical du substrat plus homogène, plus aéré et mieux drainé (Harms et al., 2013). Cette réorganisation du sol favoriserait les processus de minéralisation et de nitrification de l'azote par les microorganismes, augmentant les quantités susceptibles d'être acheminées sous forme dissoute dans les cours d'eau (Harms et al., 2013).

1.3.2.1 Sédiments en suspension

En altérant la morphologie des paysages arctiques, les perturbations physiques du pergélisol ont le potentiel de modifier drastiquement la charge sédimentaire des cours d'eau (Bowden et al., 2008; Godin et al., 2014; Kokejl et al., 2013; Lamoureux & Lafrenière, 2014;

Rudy et al., 2017). Bien que les valeurs varient selon les études, les récents travaux pointent vers une hausse des concentrations de sédiments en suspension en aval des perturbations. Kokejl et al., (2013) et de Rudy et al., (2017) soutiennent une augmentation significative de la charge sédimentaire et rapportent respectivement des concentrations de $\sim 10 \text{ g L}^{-1}$ et $\sim 100 \text{ g L}^{-1}$ en aval de glissements rétrogressifs majeurs. Basés sur l'analyse de plusieurs types de perturbations physiques (glissements rétrogressifs, détachements de la couche active et ravins de thermo-érosion), les travaux de Bowden et al. (2008) présentent également des concentrations de sédiments en suspension en aval des zones de perturbation actives, tout type confondu, pouvant atteindre près de $0,4 \text{ g L}^{-1}$. Lamoureux & Lafrenière (2014), quant à eux, ont mis de l'avant l'impact majeur des détachements de couche active sur la charge sédimentaire des cours d'eau, rapportant des concentrations dans les zones perturbées de plus de 5 g L^{-1} , soit de 250 fois plus élevées qu'en amont de la perturbation. Aucune étude ne porte spécifiquement sur la charge sédimentaire induite par la formation des ravins de thermo-érosion. Cependant, dans leurs travaux sur l'île Bylot, au Nunavut, Godin et al. (2014) ont estimé à plus de $32\,000 \text{ m}^3$ le volume de substrat érodé pendant la formation d'un seul ravin (R-08), révélant tout le potentiel qu'une dégradation abrupte du pergélisol par ravinement peut avoir sur la mobilisation et le transport sédimentaire.

La capacité de transport et la disponibilité des sédiments jouent un rôle majeur dans la dynamique sédimentaire des cours d'eau arctiques. En début de saison, malgré les débits élevés, la disponibilité des sédiments est limitée par la présence de la neige ou de la glace dans les chenaux (Favaro & Lamoureux, 2015; McDonald & Lamoureux, 2009). Malgré une capacité de transport suffisante associée à la fonte printanière, les exportations demeurent restreintes. Pendant la période de récession du débit, les sédiments sont maintenant rendus disponibles pour le transport. Cependant, ceux-ci peuvent être emmagasinés à l'intérieur du réseau en raison d'une

capacité de transport insuffisante liée à un débit de base trop faible (Favaro & Lamoureux, 2015). Dans les réseaux ravinaires, ce stockage peut notamment prendre la forme de sédimentation au fond du chenal et de levées parallèles au chenaux d'écoulement (Godin & Fortier, 2012a), dépôts qui peuvent être remobilisés lors d'une nouvelle hausse du débit.

La durée des impacts d'une dégradation du pergélisol par thermo-érosion sur les processus hydrologiques et les flux de matières demeure peu connue jusqu'à maintenant. Cependant, la restructuration et la stabilisation de ces nouveaux réseaux de drainage peut s'étaler sur plusieurs années, voire plusieurs décennies (Godin et al., 2014; Malone et al., 2013), suggérant une altération des exportations de matière à long terme.

1.4 Rôle des précipitations

Dans les régions arctiques, près du deux-tiers des précipitations annuelles tombe sous forme de neige (Bintanja & Andry, 2017). Les modèles climatiques actuels prévoient toutefois des modifications drastiques du régime de précipitations d'ici la fin du siècle et soutiennent qu'une augmentation globale des précipitations et une transition vers un régime dominé par la pluie est à prévoir (Bintanja & Andry, 2017; Collins et al., 2013). Selon le scénario pessimiste (RCP8.5), une augmentation globale des précipitations de près de 40% pourrait affecter les environnements nordiques et les précipitations sous forme liquide pourraient contribuer à près de 60% des précipitations annuelles d'ici 2100 (Bintanja & Andry, 2017). Cette transition pourrait avoir des conséquences significatives sur l'hydrologie des environnements de pergélisol (Paquette et al., 2020). Caractérisés par un régime nival, ces milieux expérimentent des flux hydrologiques principalement concentrés lors de la période de fonte printanière (Woo, 2012; Woo et al., 2008; Young et al., 2015). Un changement dans la fréquence, la forme et la quantité des précipitations aurait le potentiel de modifier le régime hydrologique des cours d'eau,

notamment en avançant le début de la saison d'écoulement et l'atteinte du pic de débit (Young et al., 2015), en maintenant un débit de base plus élevé tout au long de la saison d'écoulement ou en provoquant des hausses importantes de débit plus tard en saison, suite à des événements de pluie (Dugan et al., 2009; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Lewis et al., 2012).

L'augmentation des événements de pluie plus tard en saison, lorsque la couche active atteint des profondeurs maximales peut contribuer à une hausse significative de la charge sédimentaire et des concentrations en nutriments, puisque ceux-ci sont accessibles et disponibles pour une remise en circulation dans les cours d'eau (Lamhonwah et al., 2017; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Lewis et al., 2012). Lewis et al. (2012) rapportent que deux événements de précipitations au cours d'une même saison d'écoulement ont contribué à près de 90% des flux saisonniers de matière en suspension et à près de 70% des flux saisonniers de matière dissoute. Les travaux de Lamoureux et Lafrenière (2014) soutiennent cette même tendance et ont permis de déterminer que l'impact des précipitations tardives est encore plus important dans les zones de pergélisol perturbés, avançant que les concentrations en sédiments et en nutriments lors de ces événements de pluie peuvent même surpasser celles observées lors de la fonte printanière.

En plus de moduler le régime hydrologique et les flux de matière, la pluie constitue également un agent géomorphologique important. En terrains nordiques, et jumelés à des hausses globales des températures de l'air, les événements de précipitation ont le potentiel d'initier des perturbations physiques du substrat ou d'en intensifier l'ampleur (Christensen et al., 2020; Douglas et al., 2020; Kokejl et al., 2015). Christensen et al. (2020) rapportent que des événements de pluie majeurs ont mené à la formation abrupte d'un ravin de thermo-érosion, exportant en moins de trois mois près de 360 m³ de sol érodés via le nouveau réseau d'écoulement. Il est cependant important de considérer que les conditions préalables du substrat, notamment l'épaisseur de la couche active, le taux d'humidité ou le développement de la

végétation, jouent un rôle extrêmement important dans le type de réponse aux évènements de pluie (Favaro & Lamoureux, 2014).

1.5 Objectifs de recherche

Bien que la présence de ravins de thermo-érosion soit commune en région de pergélisol, les études s'attardant aux impacts qu'ils génèrent sur la géochimie de l'eau sont peu nombreuses et s'appuient sur des données souvent éparses et ponctuelles. Aucune étude ne s'est attardée spécifiquement à réaliser un portrait continu des exportations de matières qu'ils engendrent. Cette étude représente une analyse continue et à fine échelle des transferts de masse induits par ce type de perturbation. L'objectif principal est de déterminer les impacts à l'échelle décennale d'une dégradation abrupte du pergélisol par thermo-érosion sur les processus hydrologiques en place et les flux de matières. Le prochain chapitre contient l'article scientifique présentant les résultats des travaux menés au cours des saisons d'écoulement 2017 et 2018, dans la vallée Qarlikturvik de l'île Bylot, au Nunavut. Cet article vise à : i) quantifier les exportations saisonnières de matière à l'exutoire d'un ravin de thermo-érosion, et ii) identifier les variations temporelles et spatiales de la biogéochimie de l'eau transitant dans le système ravinaire au cours de la saison d'écoulement.

Chapitre 2. Abrupt permafrost collapse by thermal erosion enhances carbon and solute exports

2.1 Abstract

Thermo-erosion gullies are one of the most common forms of abrupt physical degradation affecting areas of continuous permafrost in the Canadian Arctic. As gullies develop and retreat over the landscape, frozen ground is eroded and transported out of the system, and major changes in hydrological dynamics arise. The few existing works highlight the major role that thermal erosion gullying may play in periglacial hydrology, by drastically altering landscape morphology, transforming drainage systems and modulating the export of materials to surrounding ecosystems. But the magnitude of the impact of this disturbance on hydrological processes and lateral mass transfers remains poorly known. Based on fieldwork conducted during the summers of 2017 and 2018 on an ice-wedge polygon field of in the Qarlikturvik Valley of (Bylot Island, NU), we aim to quantify seasonal water, carbon, nutrient and sediment exports at the outlet of a thermo-erosion gully, and identify temporal and spatial variations in the biogeochemistry of water flowing through the gully system. Two decades after its inception, the studied gully now reaches a surface area of $33\,458 \pm 379 \text{ m}^2$, with an erosion rate of $1\,142 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$. Snowmelt as well as precipitation events represent hot moments for material exports. However, our work allowed the addition of high temperature episodes as a major driver for material export in thermo-erosion gullies. Our analyses also revealed significant variations between sites located upstream of the gully head, in areas not at all or only slightly disturbed by thermal erosion, and those located downstream of the gully head, along the erosion stream. The mean concentrations of ions were higher upstream while higher concentrations of DOC and TN were observed downstream of the

gully head. It allowed us to confirm that presence of thermo-erosion gullies has direct impacts on the water chemistry, and that these impacts may be observable over several decades.

Keywords : Permafrost, thermal-erosion, gullying, hydrology, biogeochemistry, fluxes, carbon, nutrients

2.2 Introduction

Permafrost, covers nearly one-fifth of the Earth's surface (Brown et al., 1998). The sustainability of these frozen environments, however, is being challenged by current climate change. Ice-rich environments, such as those characterized by the presence of ice wedges, have been particularly affected by warming in recent decades (Farquharson et al., 2019; Fraser et al., 2018; Liljedahl et al., 2016). The degradation of ice wedges can be expressed by a melting of their upper part, a subsidence of the ridges, as well as a presence of standing water at the surface. Retrogressive linear erosion may also occur (Godin & Fortier, 2012a). This trend is likely to persist as substantial degradation of Arctic permafrost is expected over the next few decades (Koven et al., 2013; Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Slater & Lawrence, 2013; Vaughan et al., 2013).

Permafrost disturbance, whether thermal, i.e., involving an increase in ground temperatures and subsequent thaw and deepening of the active layer, or physical, i.e., involving mobilization of existing material and alteration of landscape geomorphology (Lafrenière & Lamoureux, 2019), affects water quality and hydrological dynamics of surrounding aquatic systems in a wide and complex range of ways (Vonk et al., 2015). Physical disturbances have the potential to induce drastic and long-term hydrological consequences as they are often sudden and can quickly mobilize material. Permafrost in the Arctic circumpolar region sequesters a

significant amount of carbon, accounting for nearly 50% of global terrestrial carbon (Christensen et al., 2017; Hugelius et al., 2014; Tarnocai, 2009). Recent attempts to quantify carbon stocks in the Arctic region suggest that a global amount of 1330-1580 Pg is sequestered (Hugelius et al., 2014; Schuur et al., 2015). Stocks stored in the first three metres of permafrost are estimated to be 1035 ± 150 Pg, while those stored in the deep deposits of deltas are estimated to be 91 ± 39 Pg (Hugelius et al., 2014; Tarnocai, 2009). By altering particularly the first few metres of this reservoir, physical disturbances can release large quantities of organic carbon accumulated and stored over centuries (Abbott et al., 2015; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Liu et al., 2018). Mobilizing older carbon, these disturbances would provide more labile organic matter (Abbott et al., 2014; Fouché et al., 2020; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Vonk et al., 2013; Wang et al., 2018). In permafrost environments, particularly in syngenetic permafrost conditions, the fast freezing of organic matter that accumulates on the surface quickly removes it from microbial action. The carbon is thus preserved in a state of relative freshness at sub-zero temperatures for centuries, even millennia. This lability of the carbon released during the degradation processes would facilitate its uptake and decomposition by microorganisms, thereby increasing microbial respiration and the resulting CO_2 and CH_4 emissions (Abbott et al., 2015). In addition to changes to the terrestrial carbon pool, permafrost degradation has the potential to alter the amount of dissolved nutrients transiting in Arctic rivers (Abbott et al., 2015; Fouché et al., 2020; Tank et al., 2020). Physical disturbance abruptly exposes deeper substrate horizons at the surface and nutrients accumulated and stored at depth, particularly in the nutrient-rich transition zone (Fouché et al., 2020; Lamhonwah et al., 2017), are then potentially available to downstream transport (Kokejl et al., 2013; Lafrenière et al., 2017; Lafrenière & Lamoureux, 2019; Malone et al., 2013). By altering the morphology of Arctic landscapes, physical disturbance has also the potential to

drastically alter stream sediment loads (Bowden et al., 2008; E Godin et al., 2014; Kokejl et al., 2013; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Rudy et al., 2017).

Thermo-erosion gullies are one of the most common forms of abrupt physical degradation affecting areas of continuous permafrost in the Canadian Arctic (Abbott et al., 2015; Kokejl & Jorgenson, 2013). Initiated by concentrated infiltration of runoff water into sinkholes, which evolve into tunnels expanding into the permafrost, especially into ice-wedge networks, the gullies are created by the collapse of the roof and the subsequent erosion of slopes by water (Fortier et al., 2007). As frozen ground is eroded and transported out of gullies, major changes in hydrological dynamics arise. The very few existing works focussing specifically on thermo-erosion gullying highlight the major role that it may play in periglacial hydrology, by drastically altering landscape morphology and transforming drainage systems (Godin et al., 2014), by modulating the export of materials to surrounding ecosystems (Abbott et al., 2015; Bowden et al., 2008; Godin et al., 2014; Veillette et al., 2015), by draining surrounding terrains and by reducing active layer thickness (Godin, 2016), or by initiating a significant shift of the nearby plant communities (Godin et al., 2014; Perreault et al., 2016, 2017). Nevertheless, due to limited number of studies, limited variety of sites and lack of data covering the entire hydrological season, the magnitude of the impact of this disturbance on hydrological processes and lateral mass transfers remains poorly known.

This study provides a first full season and high temporal resolution analysis of dissolved and particulate loads induced by rapid thermal erosion permafrost degradation. The key objective is to determine the impacts of abrupt permafrost degradation by thermal erosion on existing hydrological processes and material fluxes. Based on fieldwork conducted during the summers of 2017 and 2018 in the Qarlikturvik Valley of Bylot Island, Nunavut, we aim to (i) quantify seasonal water, carbon, nutrient and sediment exports at the outlet of a thermo-erosion gully, and

(ii) identify temporal and spatial variations in the biogeochemistry of water flowing through the gully system during the flow season. We also seek to expose the critical role of different runoff events (snowmelt vs rainfall) to soil erosion and mass transfer to downstream aquatic systems

2.3 Methods

2.3.1 Site description

This research was conducted on an ice-wedge polygon field of the Qarlikturvik Valley (73°09'N 79°57'W), located on the southwestern part of Bylot Island (NU, Canada) (Figure 7). The valley, which is ~15 km long and ~4 km wide, is oriented northeast-southwest and comprises an braided proglacial river, fed by glaciers C-79 and C-93 (Inland Waters Branch, 1969). The glaciofluvial outwash plain is bordered on each side by 3 to 4 m thick aggradation terraces of silty to sandy aeolian deposits and poorly decomposed peat which accumulated syngenetically, and in which a well-developed network of ice-wedge polygons developed during the Holocene (Fortier et al., 2006; Fortier & Allard, 2004). Plateaus of sedimentary rocks of Cretaceous and Tertiary age reaching 500 m in altitude delimit the valley to the north and south (Jackson & Davidson, 1975).

The studied gully initiated on the southern terrace in 1999 (Fortier, 2005). In 2013, after 14 years of development, the total surface area of the gully has been estimated to 28 991 m², with an average erosion rate of 2 063 m² y⁻¹, and the eroded volume was estimated to 32 093 m³. The draining area was then evaluated at 1.74 km² (Godin et al., 2014). Water flows out of the gully in a stream draining a kettle lake (Goosecamp lake) and connected to a proglacial river about 1135 m downstream.

The mean annual temperature between 1981 and 2010, recorded in Pond Inlet (Mattimatalik), the nearest harbour located ~85 km from the site, is -14.6°C. Mean monthly

temperatures range from -33.7°C in February to 6.6°C in July. Average annual precipitation is 189 mm, with 91 mm falling as rain between June and November. The region experiences 473 and 5736 degree-days of thawing and freezing, respectively (Environment Canada, 2015). The Arctic tundra vegetation is mainly composed of grasses and sedges, and is underlain by continuous permafrost up to more than 400 m in thickness (Smith & Burgess, 2002) with an active layer depth varying between 0.3 to 0.7 m (Allard et al., 2020).

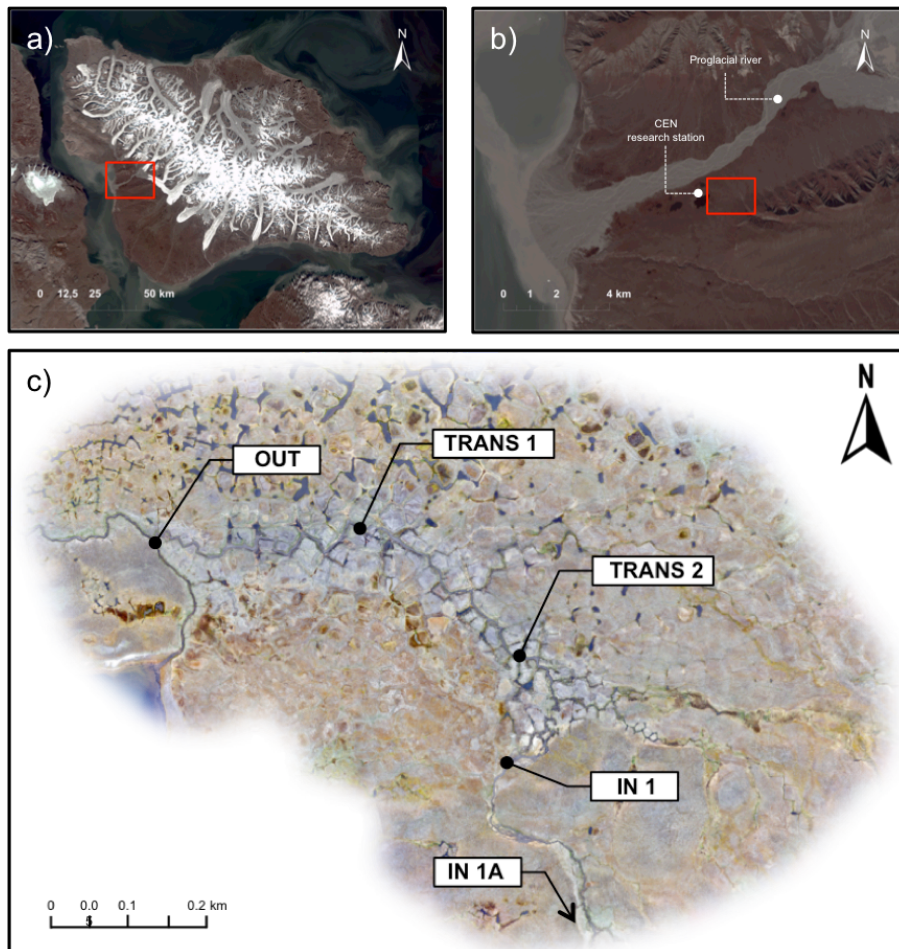


Figure 7. (a) Location of Qarlikturvik Valley ($73^{\circ}09'N$ $79^{\circ}57'W$), Bylot Island (NU, Canada), (b) Location of the proglacial river, the R-08 thermo-erosion gully and the CEN research station situated of the north side of Goosecamp lake, (c) Location of sites along the R-08 thermo-erosion gully (Source of images: a) orthorectified images from Landsat8 and b) orthorectified images collected with a senseFlyTM Ebee 2 UAV).

2.3.2 Environmental measurements

This study is the result of two field campaigns conducted from May 25 to July 30, 2017 and from May 29 to August 17, 2018. Field measurements were conducted at 5 sites in the thermo-erosion gully watershed. Two of these are inlet sites (In 1a and In 1), that were located upstream of the gully network (not subject to thermal erosion processes), while the three others were located along (Trans 2, Trans 1) and at the outlet (Out) of the main gully stream (Figure 7 and Figure 8).

Continuous air temperatures were obtained by using a Campbell Scientific™ HMP45CF temperature probe ($\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ accuracy, 0.001°C resolution) installed on the SILA station and precipitation was determined daily by using a Hellmann manual rain gauge (0.5 mm accuracy, 1.0 mm resolution) installed at the CEN research station (Figure 7) (CEN, 2020). Depths were measured weekly in 2017, and once every two weeks in 2018, on transects of ~ 30 points (10 to 30 m in length), perpendicular to the stream, at each of the 5 sites. Transects were divided into three sections (shoulders, slopes, and stream), for which average depths were generated.

A precise Digital Elevation Model (DEM) (± 0.02 m,), created from images collected with a senseFly™ Ebee 2 UAV and orthorectified using the PIX4D™ photogrammetry software (version 3.2.23, PIX4D, Prilly), was used to delineate the entire watershed, as well as to measure distances between sites and total area affected by erosion. All watershed measurements were calculated using the Hydrology tools in the Spatial Analyst toolbox of the ArcGIS™ software (version 10.5.1, Esri, Redlands). Images taken at 15-minutes intervals by automatic cameras, installed at the head and outlet of the gully, support measurements of snow thickness and cover, erosion and variations in water levels.

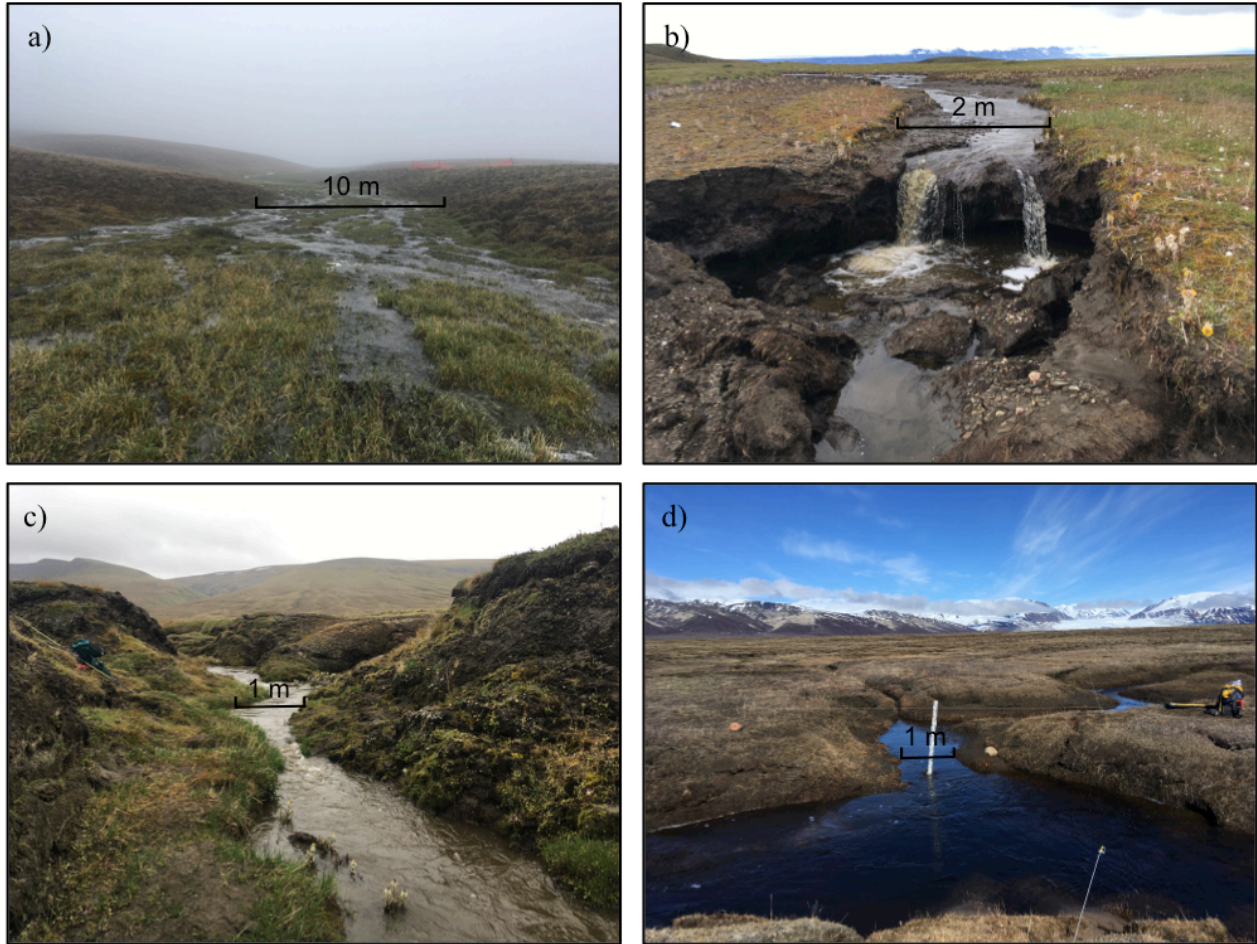


Figure 8. (a) Sampling site In 1a, located upstream of the R-08 network and not subject to thermo-erosion processes, July 9, 2018 (73°09'05.85"N 79°56'35.21"W), (b) R-08 active gully head, August 7, 2018 (73°09'20.18"N 79°56'47.70"W), (c) sampling site Trans 1, located in the main gully channel, downstream of the gully head, August 4, 2018 (73°09'30.19"N 79°57'07.23"W) and (d) gully R-08 outlet, June 22, 2017 (73°09'30.17"N 79°57'35.41"W).

2.3.3 Hydrological measurements and hydrochemistry

Water velocity and cross sectional area were measured once a day at the gully outlet (Out, Figure 8b) and every 2-3 days at all four other sites, using a Swoffer™ 2100 current velocity meter (± 0.01 m/s accuracy, 0.001m/s resolution). The discharge for that point in time was then calculated by using the velocity-area method (International Organization for Standardization, 2007). Discharge for days without measurements was estimated by the linear interpolation of available area-velocity discharge measurements and/or by using the stage as determined by

automatic cameras images. For the stage measurements, a graduated pole (precision ± 0.5 cm) was installed at the outlet so that the water level could be determined from the ReconyxTM camera programmed to take pictures of the outlet at fifteen-minute intervals. Stage was then converted to discharge using a rating curve developed from the area-velocity discharge measurements ($n = 88$).

Water samples were collected in 1L amber high-density polyethylene (HDPE) bottles at each site and filtered in a field laboratory within 4 hrs of collection. Samples for water isotope and ions analysis were filtered using 0.22- μm polyvinylidene fluoride (PVDF) filter membranes (Millipore Sigma, Burlington) and samples for dissolved organic carbon (DOC) and total dissolved nitrogen (TN) analysis pre-combusted 0.7- μm glass fibre filters (Millipore Sigma, Burlington). The glass fibre filters were kept frozen for later suspended sediment analysis. Water temperature, pH and conductivity (EC) were obtained using a handheld Thermo Orion 4 Star meter (Thermo Fisher ScientificTM, Waltham) and probes ($\pm 1^\circ\text{C}$ accuracy, 0.1°C resolution, ± 0.03 pH accuracy, 0.01 pH resolution, and 0.01 $\mu\text{s}/\text{cm}$ accuracy 0.01 $\mu\text{s}/\text{cm}$ resolution).

Stable water isotopes composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of samples (including stream samples, rain and snow) was obtained with a Los Gatos ResearchTM (LGR) laser absorption mass spectrometer. Results of $\delta^{18}\text{O}$ and δD analysis were calibrated using two official LGR standards and three lab standards. Standard ranges went from -25.5‰ to -6.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and went from -191.4‰ to -50.5‰ for δD . Uncertainty, based on 76 sample repeats, was ± 0.11 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and ± 0.52 ‰ for δD , all values are reported according to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW). DOC and TN concentrations were analysed using high temperature combustion with a ShimadzuTM TOC-VCPH/TNM system (Shimadzu, Kyoto). Concentrations were determined as the mean of three injections and were rejected if standard deviation (SD) or coefficient of

variance was greater than 0.1 mg L⁻¹ or 2%, respectively. Uncertainty was ± 0.03 mg L⁻¹ for DOC and ± 0.01 mg L⁻¹ for TN, based on 98 sample repeats. Major ions (Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺) concentrations were determined using a Thermo Scientific™ Dionex ICS-5000 ion chromatography system. For each of the ions, uncertainty was lower than 0.03 mg L⁻¹ and detection limit was under 0.04 mg L⁻¹. All chemical analyses were performed at the Facility for biogeochemical research on environmental change and the cryosphere (FaBRECC) at Queen's University, Kingston ON. Total suspended sediment concentration (TSS) was determined by weighing the oven-dried glass fibre filters. Particular organic carbon fraction of suspended sediment was obtained by loss on ignition (ASTM D2974-14, 2014).

2.3.4 Mass flux calculation

Daily mass fluxes (kg d⁻¹) for DOC, TN, ions and suspended sediment were calculated as the concentration multiplied by the total mean daily discharge (m³ s⁻¹), which is based on a measurement taken every day, between 2 and 4 pm. This specific interval of time was selected as representative of the daily mean discharge based on the observation of water level variations using images from the automatic camera located at gully outlet. Total mass export (kg) was calculated as the sum of daily mass flux (kg d⁻¹).

2.3.5 Statistical analysis

Statistical analyses were all completed using R packages "vegan", version 2.5.6 (Oksanen et al., 2019), "stats", version 3.6.1 (R Core Team, 2019), and "FSA", version 0.8.30 (Ogle et al., 2020).

To detect temporal patterns of hydrochemistry at the thermo-erosion gully outlet throughout the flow season, Principal Component Analysis (PCA) combined with K-means clustering analyses were performed. This type of partitioning aims to generate a pre-determined number of groups by minimizing the sum of the squares within each group (Borcard et al., 2011;

Legendre & Legendre, 2012). Analyses were performed using data from the 2018 sampling season since it extends over a longer period of time (68 days) and contains fewer missing data (7 days). The hydrochemical variables DOC, TN, Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺, δ¹⁸O, δD, pH, EC and TSS were used to achieve PCA and partitioning.

To measure the potential impact of the thermo-erosion gully on water chemistry over the 2018 season, a Principal Response Curve (PRC) analysis was carried out. The analysis compares changes in chemical variables as a function of changes in time and location. The PRC reflects the evolution and trends of the water chemistry response of samples collected at different sites from June 12 to August 16, 2018 (n = 27). The sites were grouped into two distinct groups: sites upstream of the gully head (In 1a and In 1) and sites downstream of the gully head (Trans 2, Trans 1 and Out) (Figure 7). These two groups were compared to a control group consisting of the average of all sites for each variable on each sampling day. The same chemical variables as for the PCA were used to perform PRC and days with missing data were removed (7 days). The significance of the first axis was tested using a Monte Carlo permutation test, as suggested by Van der Brink & Ter Braak (1999). PRC analysis has previously been used in biogeochemical studies by Arsenault et al. (2018) to explore spatial and temporal variations in a subboreal ombrotrophic peatland of eastern Canada.

To identify significant differences between means of groups highlighted by PCA and PRC analysis, ANOVAs and Tukey post-hoc tests were carried out on each chemical property. Kruskal-Wallis and Dunn post-hoc tests were used for datasets that did not satisfy the normality and variance homogeneity criteria. Shapiro-Wilk test (p = >0.05) and Barlett test (p = >0.05) were performed to test the normality and variance homogeneity of distributions respectively.

2.4 Results

Two decades after its inception, the R-08 gully now forms a channelled hydrological network of $33\,458 \pm 379 \text{ m}^2$, with an erosion rate of $1\,142 \text{ m}^2 \text{ y}^{-1}$ between 2013 and 2017. It is composed of several branches and a $863 \pm 4 \text{ m}$ long main stream, the head of which is still affected by thermal erosion processes inducing a retreat of $\sim 5 \text{ m y}^{-1}$. The draining area, when the study was conducted was evaluated to 1.54 km^2 .

2.4.1 Global concentrations and exports

The flow season began on June 12 in both 2017 and 2018. The hydrograph for both years shows typical nival hydrological regime, characterized by a marked increase in flow during spring snowmelt (Figure 9). However, for both years, there was one or several peak(s) in discharge later in the season, correlated with major rainfall events. Peak daily discharge in 2017 reached $0.464 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during snowmelt on June 27, before decreasing to a baseflow discharge of $\sim 0.005 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. In 2018, peak daily discharge was lower ($0.298 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), and occurred later in the season during a rain event (6 mm) on July 9. In between snowmelt and rainfall runoff peaks, the 2018 baseflow discharge dropped to $\sim 0.009 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

During 2017 sampling season, mean daily air temperature varied between 1.5° to 15.1°C , with an average of 6.1°C , and there were six days with mean daily temperatures over 10°C . During 2018 sampling season, air temperatures ranged from 2.2°C to 14.8°C , with an average of 5.8°C , and there were only three days with mean temperatures over 10°C . Highest temperatures occurred on July 24 and July 18, in 2017 and 2018 sampling period, respectively. A notable distinction between years is that, while the thaw depth within the stream channel reached nearly 40 cm on July 29, 2017, it did not even reach 30 cm by mid-August, 2018 (Figure 9).

Ions concentrations showed different patterns between the two years. While major ion concentrations increased gradually and continuously in 2017, concentrations varied significantly in response to rainfall events in 2018. Both years showed a dominance of Ca^{2+} over the other ions, reaching maximum concentrations of 21.9 mg L^{-1} in 2017 and 13.2 mg L^{-1} in 2018. All ions concentrations were below 5 mg L^{-1} during the snowmelt period for both years (Figure 9).

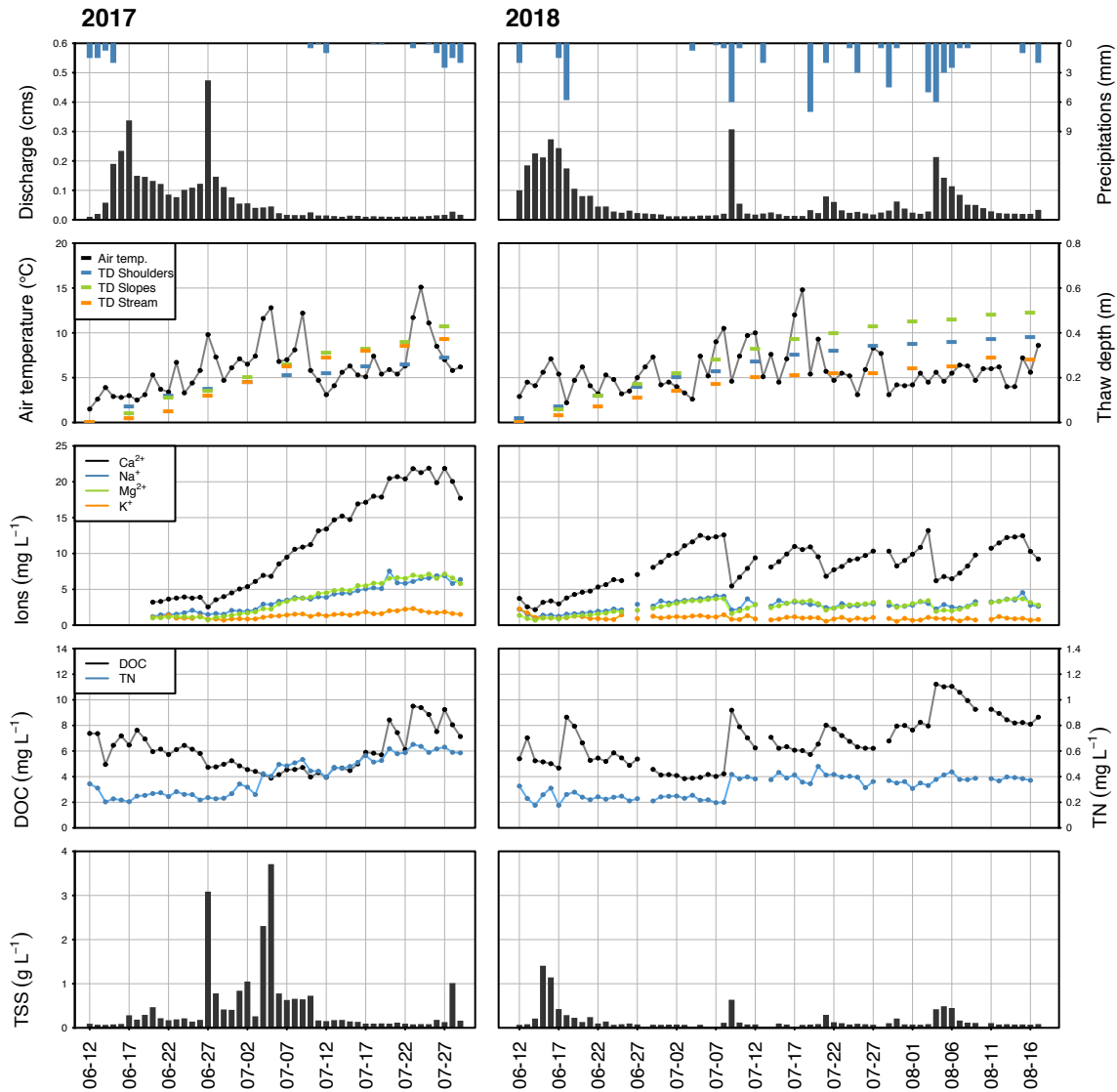


Figure 9. Daily environmental conditions and water chemical properties at gully R-08 outlet, Bylot Island, Nunavut ($73^{\circ}09'N$ $79^{\circ}57'W$). The 2017 sampling season extends from June 12 to July 29 ($n = 48$). The 2018 sampling season extends from June 12 to August 17 ($n = 67$). Data were not available from June 12 to 19, 2017 for ions.

High DOC concentrations at all sites were observed during the snowmelt period. Maximum DOC concentrations at the outlet during the nival flow reached 9.27 mg L^{-1} and 8.64 mg L^{-1} for 2017 and 2018, respectively. However, there were also subsequent peaks of DOC later in the season that exceeded the concentrations observed during snowmelt. Concentrations reached 9.51 mg L^{-1} on July 23, 2017 and 11.22 mg L^{-1} on August 4, 2018. In contrast to ion concentrations, DOC concentrations were higher when discharge increased, and declined between rainfall events (Figure 9).

TN concentrations generally followed the patterns displayed by ions in 2017 with concentrations gradually increased throughout 2017 season, ranging from 0.20 mg L^{-1} to 0.65 mg L^{-1} . The pattern for TN concentration was slightly different in 2018, where concentrations were relatively stable at $\sim 0.20 \text{ mg L}^{-1}$ until a significant rain event on July 9. Following this event, for the rest of the measuring period, TN concentrations remained at $\sim 0.40 \text{ mg L}^{-1}$.

Suspended sediment concentrations were substantially different between the two years, with much greater amounts of TSS in 2017. During this first season, the highest concentrations were observed from June 27 to July 10. The highest TSS concentrations (3.02 g L^{-1} on June 27 and 3.64 g L^{-1} on July 5) corresponded to days with air temperatures approaching or exceeding 10°C . On June 27, the increase in TSS concentration occurs simultaneously with an increase in flow rate, which is not the case during the July 5 peak. In both cases, no precipitation events are recorded in the studied catchment area. In 2018, TSS concentrations remained below 1.50 g L^{-1} and increases were associated with rainfall events.

Figure 10. DOC and POC concentrations at the R-08 gully outlet ($73^{\circ}09'\text{N } 79^{\circ}57'\text{W}$) throughout 2018 sampling season. presents the DOC and POC concentrations at the gully outlet throughout the 2018 sampling season. Out of 63 days of available data, 33 days and 30 days were associated with DOC and POC as a dominant form of carbon, respectively.

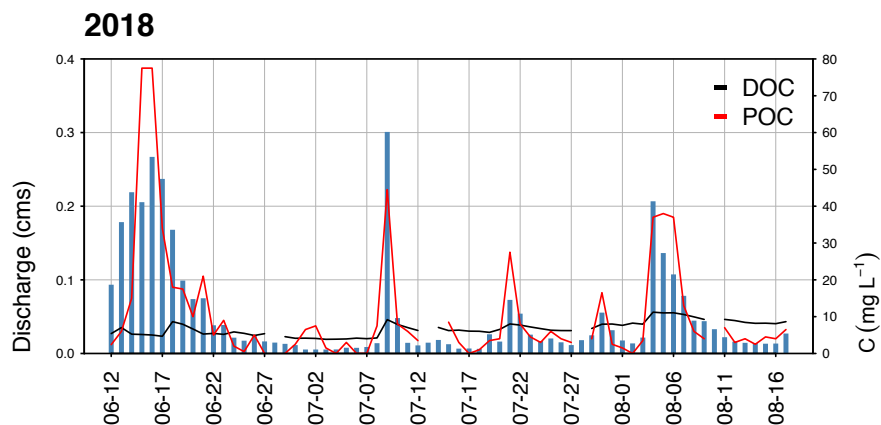


Figure 10. DOC and POC concentrations at the R-08 gully outlet (73°09'N 79°57'W) throughout 2018 sampling season.

Table 1 presents the total exports at the gully outlet calculated for both sampling seasons. Exports were also calculated from June 12 to July 29, 2018 to allow comparison between years. In 2017, DOC and TN exports reached $1\,426.9 \pm 26.8$ kg and 62.3 ± 3.5 kg, respectively, for a sampling period of 48 days. In 2018, DOC and TN exports reached $2\,098.1 \pm 33.5$ kg and 88.2 ± 4.2 kg, respectively, for a sampling period of 67 days. For the comparable period (June 12 to July 29), total exports for DOC and TN were consistent, varying by less than 5% between 2017 and 2018. However, for the same comparable period, on a per volume of runoff basis, DOC and TN concentrations are higher for 2018 (0.0064 kg/m³ of DOC and 0.00029 kg/m³ of TN) than for 2017 (0.0058 kg/m³ of DOC and 0.00026 kg/m³ of TN). Ions Ca²⁺, Mg²⁺ and Na⁺ exports were higher in 2017 than those of the following year, with variations ranging from 11% to 36% between the two years. The dominant ion for both years was Ca²⁺, with exports two to four times greater than other ions. Total suspended sediment exports varied greatly between the two years. TSS exports reached $184\,489.3 \pm 3\,236.5$ kg in 2017, which is 2.3 times higher than in 2018.

Table 1. Total exports for 2017 (June 12 to July 29) and 2018 (June 12 to August 17) field seasons. Exports were also calculated from June 12 to July 29, 2018 to allow easier comparison between years. Data were not available from June 12 to 19, 2017 for ions.

Year	Days	Water (m ³)	DOC (kg)	TN (kg)	TSS (kg)	POC (kg)
2017	48	243 302.4 ± 19 713	1 426.9 ± 26.8	62.3 ± 3.5	184 489.3 ± 3 236.5	20871.3 ± 382.6
2018	67	284 886.7 ± 25 577	2 098.1 ± 33.5	88.2 ± 4.2	97 856.6 ± 1 927.5	7989.2 ± 186.3
2018	48	211 740.5 ± 20 094	1 358.2 ± 26.2	60.6 ± 3.2	81 371.8 ± 1 769.5	6307.5 ± 160.7

Year	Days	Ca ²⁺ (kg)	Mg ²⁺ (kg)	K ⁺ (kg)	Na ⁺ (kg)
2017	48	661.2 ± 9.3*	205.8 ± 3.3*	150.1 ± 2.8*	282.0 ± 5.8*
2018	67	1 557.6 ± 22.0	474.9 ± 7.6	289.9 ± 6.1	579.5 ± 11.8
2018	48	592.7 ± 5.8*	178.9 ± 2.0*	79.3 ± 1.3*	206.4 ± 3.1*
		982.5 ± 16.8**	300.6 ± 5.8**	227.9 ± 5.1**	382.4 ± 9.1**

* Ion export excludes the June 12-19 period.

** Ion export includes the June 12-19 period.

2.4.2 Temporal patterns of water chemistry in 2018

Principal Component Analysis combined with K-Means clustering reveals very clear hydrochemical patterns during the 2018 flow season (Figure 11). These statistical analyses show a time series divided into four distinct groups, revealing four different hydrochemical signatures over the course of the season. A first period (navy blue) represents the snowmelt period, extending from June 12 to June 27 (n = 15). A second group characterizing the post-melt period (red) extends from June 29 to July 8 (n = 10). The other two groups highlighted by the analyses are associated with rain events (orange, n = 11) and recession periods between rain events (green, n = 24). These two groups alternate from July 9 to August 16 according to the precipitations affecting the watershed.

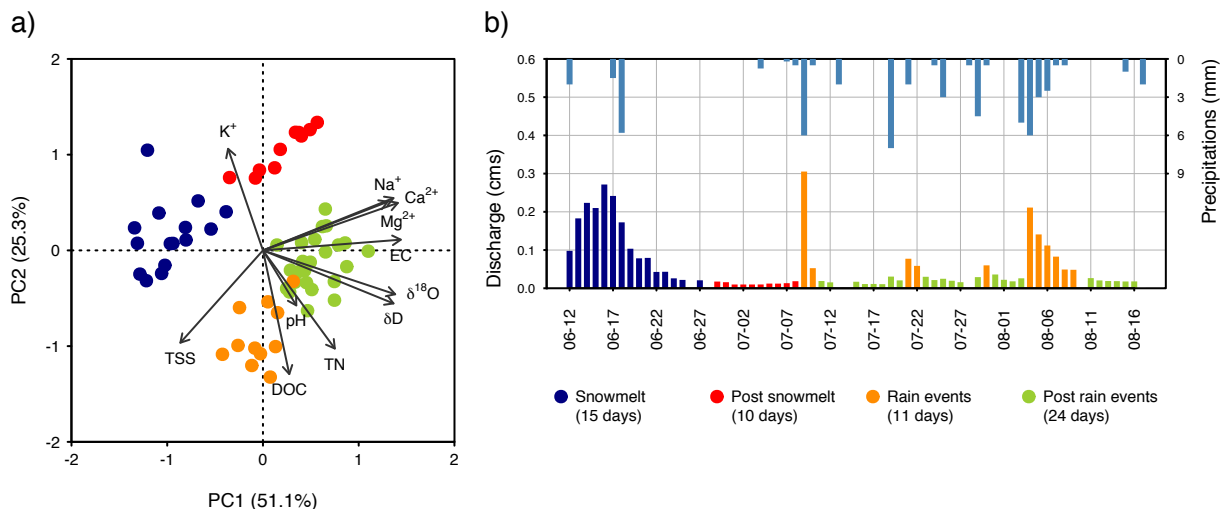


Figure 11. a) Principal Component Analysis and b) 2018 sampling season hydrograph. Colors in both a) and b) correspond to the four distinct groups (snowmelt, post snowmelt, rain events, post rain events) defined by the K-means partitioning (SSI criterion). Clustering analysis was performed on daily chemistry properties (DOC, TN, ions, δD , $\delta^{18}O$, EC, pH, TSS) of water samples collected at R-08 gully outlet, Bylot Island, Nunavut ($73^{\circ}09'N$ $79^{\circ}57'W$). Seven days were removed from the analyses due to missing data for one or more of the chemical properties (June 26 and 28, July 13, 14 and 28, and August 10 and 17).

The first two principal components of PCA explain 76.5% of the variation in water chemistry throughout the flow season ($n = 60$ after removing 7 days with missing data). A strong positive correlation can be observed between Ca^{2+} , Na^{+} , and Mg^{2+} ions. This group is positively correlated with EC and stable isotopes of water, negatively correlated with TSS and independent of DOC. The first main component contrasts the snowmelt period with the recession periods between rain events, the former having the lowest Ca^{2+} , Na^{+} , Mg^{2+} , EC and stable water isotope values. The second main axis, associated with DOC, reflects a major difference in DOC concentrations between the post snowmelt period and rainfall events, with the latter having the highest DOC values.

Table 2 presents the average concentrations of each of the chemical properties by period for the 2018 season. ANOVAs and Tukey post-hoc tests (Kruskal-Wallis and Dunn post-hoc tests for datasets that do not satisfy the normality and variance homogeneity criteria) showed that DOC concentrations were significantly different between each period. DOC concentrations were

higher during rain events ($9.44 \pm 1.40 \text{ mg L}^{-1}$), 1.6 times higher than during the snowmelt period ($5.89 \pm 1.15 \text{ mg L}^{-1}$). Statistical analyses also reflected that Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} and TSS concentrations of high discharge periods (snowmelt and rainfall events) were significantly different from those of low discharge periods (post snowmelt and post rainfall events). Ions showed higher concentrations in lower discharge conditions, whereas TSS exhibited the opposite trend. For stable water isotopes, no significant differences were observed between consecutive periods, supporting a gradual evolution of values over the flow period. Isotope values in early season tended towards the average $\delta^{18}\text{O}$ ($-28.2 \pm 3.9 \text{ ‰}$) and δD ($-210.7 \pm 31.7 \text{ ‰}$) values associated to snow samples collected across the watershed (Figure 12). Late season mean values of $\delta^{18}\text{O}$ ($-21.3 \pm 1.7 \text{ ‰}$) and δD ($-162.7 \pm 12.6 \text{ ‰}$) were closer to the average values associated to rain samples.

Table 2. Mean concentrations of all chemical properties of four distinct periods throughout the 2018 flow season. ANOVAs and Tukey post-hoc tests (Kruskall-Wallis and Dunn post-hoc tests for datasets that do not satisfy the normality and variance homogeneity criteria) were performed on each chemical property to identify significant difference between group means. Values in bold characters represent the period with the highest mean for each chemical property. Seven days were removed from mean calculation due to missing data for one or more of the chemical properties (June 26 and 28, July 13, 14 and 28, and August 10 and 17).

Chemical properties	Snowmelt n = 15		Post snowmelt n = 10		Rain events n = 11		Post rain events n = 24	
	Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD
DOC (mg L^{-1}) *	5.89	± 1.15	4.10	± 0.21	9.44	± 1.40	7.20	± 1.05
TN (mg L^{-1})	0.24	± 0.04	0.23	± 0.02	0.40	± 0.03	0.38	± 0.04
Ca^{2+} (mg L^{-1}) **	4.40	± 1.48	10.89	± 1.64	<i>7.24</i>	<i>± 1.20</i>	10.31	± 1.35
Na^+ (mg L^{-1}) **	1.78	± 0.48	3.51	± 0.43	<i>2.53</i>	<i>± 0.33</i>	3.12	± 0.43
Mg^{2+} (mg L^{-1}) **	1.34	± 0.42	3.18	± 0.46	<i>2.21</i>	<i>± 0.36</i>	3.12	± 0.34
K^+ (mg L^{-1})	1.16	± 0.34	1.20	± 0.13	0.78	± 0.16	0.95	± 0.17
δD (‰)	-180.2	± 6.0	-166.3	± 2.4	-158.6	± 2.5	-156.2	± 2.0
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-23.9	± 0.8	-21.9	± 0.3	-21.0	± 0.4	-20.4	± 0.4
EC ($\mu\text{s cm}^{-1}$)	41.8	± 11.4	80.9	± 7.11	67.2	± 10.8	93.0	± 11.5
pH	7.4	± 0.2	7.3	± 0.1	7.5	± 0.6	7.7	± 0.4
TSS (g L^{-1}) **	0.25	± 0.41	0.01	± 0.01	0.22	± 0.19	0.02	± 0.01

* Chemical property showing significant differences between the mean concentrations of each period.

** Chemical property showing significant differences between the mean concentrations of high discharge periods (snowmelt and rain events) and recession periods (post snowmelt and post rain events). High discharge period with the greater concentrations appears in italic characters.

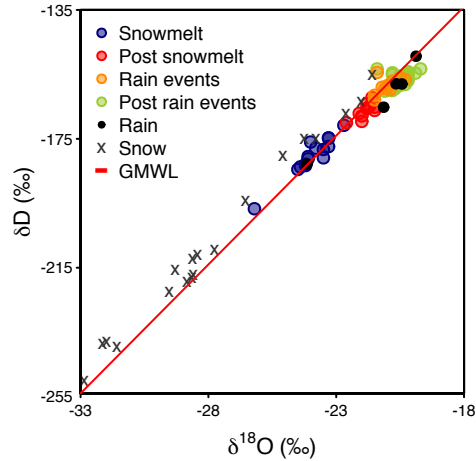


Figure 12. $\delta^{18}\text{O}$ - δD diagram of gully outlet streamflow, snow and rain samples from 2018 sampling season. Snow sampled were taken across the watershed from May 30 to June 4 and rain samples were collected at the Bylot Island CEN Station during major rain event on June 17, July 9, 19 and 29, and August 6. Point colors correspond to the four distinct groups (snowmelt, post snowmelt, rain events, post rain events) defined by the K-means partitioning (SSI criterion). The red line represents the Global Meteoric Water Line (GMWL) (Dansgaard, 1964).

Table 3 provides the total exports for each of the four distinct periods in 2018. The largest quantities of DOC, TN, Ca^{2+} , Na^+ and Mg^{2+} exported out of the thermo-erosion gully occurred during rain events. DOC exports reached 943.7 ± 11.7 kg during the 11 days associated with the rain events. This is more than 50 times greater than the 10 days associated with the post snowmelt period (18.3 ± 0.1 kg) and nearly 5 times larger than during the 15 days snowmelt period (860.1 ± 20.0 kg). Although the highest concentrations of Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} and K^+ were obtained during the low-flow periods (post snowmelt and post rain events), these two periods account for less than 25% of the total exports for each ion. Finally, TSS exports summed to $64\,444.2 \pm 1\,535.7$ kg and $32\,639.6 \pm 384.2$ kg during snowmelt and rain events respectively. These two periods combined accounted for 99% of total exports for the entire 2018 sampling period.

Table 3. Total exports for four distinct periods throughout the 2018 flow season. Values in bold characters represent the period with the highest exports for water and each chemical property. Seven days were removed from exports calculation due to missing data for one or more of the chemical properties (June 26 and 28, July 13, 14 and 28, and August 10 and 17).

Chemical properties	Snowmelt n = 15	Post snowmelt n = 10	Rain events n = 11	Post rain events n = 24
Water (m ³)	146 672.6 ± 15 405.5	4 363.2 ± 495.7	96 016.3 ± 6 114.0	26 879.0 ± 2 480.2
DOC (kg)	860.1 ± 20.0	18.3 ± 0.1	943.7 ± 11.7	196.9 ± 1.1
TN (kg)	35.6 ± 2.3	1.0 ± 0.1	38.6 ± 1.4	10.1 ± 0.3
Ca ²⁺ (kg)	505.9 ± 12.4	46.8 ± 0.1	633.4 ± 7.9	274.7 ± 1.1
Na ⁺ (kg)	218.5 ± 6.7	15.3 ± 0.1	232.7 ± 4.0	82.0 ± 0.7
Mg ²⁺ (kg)	156.3 ± 4.3	13.7 ± 0.1	192.9 ± 2.7	82.4 ± 0.4
K ⁺ (kg)	170.9 ± 4.2	5.4 ± 0.1	78.4 ± 1.5	25.5 ± 0.3
TSS (kg)	64 400.2 ± 1 535.7	53.4 ± 0.6	32 639.6 ± 384.2	475.3 ± 4.7

2.4.3 Spatial variability of water chemistry

Hydrochemical analysis of the water collected at different sites in the watershed reveals that spatial trends can also be identified over a flow season. These analyses revealed significant variations between the sites located upstream of the gully head, in areas not at all (In 1a) or only slightly (In 1) disturbed by thermal erosion, and those located downstream of the gully head, along the erosion stream (Trans 2, Trans 1 and Out). The PRC reflects the separate trends taken by these two groups of sites along the flow season (Figure 13). First axis explains 60.7% of variance in hydrochemistry. Of this percentage, the time variable alone explains 83.0% of the variation between upstream and downstream sites, while the interaction between site location and time accounts for 8.6% of the variation. The variable weight (v.w.) axis shows that Na⁺ (v.w. = 1.45) and Ca²⁺ (v.w. = 1.26) ions, as well as EC (v.w. = 1.16) are strongly and positively influenced by the interaction between time and site location. TN (v.w. = -1.41) and DOC (v.w. = -1.19), on the other hand, are strongly and negatively correlated with the interaction depicted. Two separate periods are discernable throughout the time series. Prior to July 9 (period 1, grey zone), the two groups of sites show a relatively similar chemical response, but after that date, the chemical responses of upstream and downstream sites diverge.

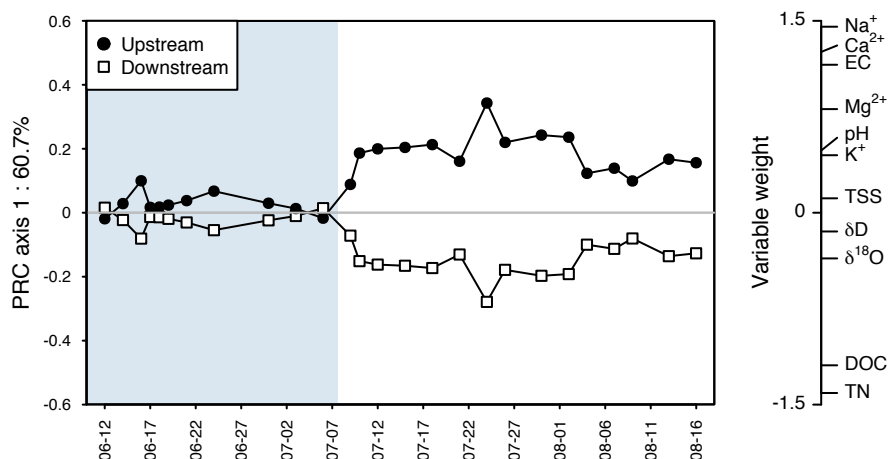


Figure 13. Principal Response Curve (PRC) exposing variations of hydrochemistry between sites situated upstream (In 1 and In 1a) and downstream (Trans 2, Trans 1 and Out) of the main gully head. The horizontal line ($y = 0$) represents the control group (mean of all sites). The variable weight axis shows the correlations between chemical properties and time-location interaction.

Table 4 presents mean concentrations of all chemical properties by site location for the two distinct periods highlighted by the PRC analysis. For both periods, the mean concentrations of ions, EC and pH were higher at sites upstream of the head of the thermo-erosion gully. In contrast, mean DOC and TN concentrations were higher in samples collected at sites downstream of the gully head. Although those trends are visible throughout the flow season, ANOVAs and Tukey post-hoc tests (Kruskall-Wallis and Dunn post-hoc tests for datasets that do not satisfy the normality and variance homogeneity criteria) show that the differences between upstream and downstream sites became significant at Period 2 only. Concentrations of TSS followed a particular trend. Higher TSS concentrations were observed at upstream sites during Period 1, while the highest concentrations were observed at downstream sites during Period 2.

Table 4. Mean concentrations of all chemical properties by site location for two distinct periods highlighted by the PRC analysis. Period 1 ranges from June 12 to July 6 (n = 11) and period 2 ranges July 9 to August 16 (n = 15). ANOVAs and Tukey post-hoc tests (Kruskall-Wallis and Dunn post-hoc tests for datasets that do not satisfy the normality and variance homogeneity criteria) were performed on each chemical property to identify significant difference between group means. Values in bold characters represent the site location with the highest mean for each chemical property.

Water chemistry	Period 1 n = 11				Period 2 n = 15			
	Upstream sites		Downstream sites		Upstream sites		Downstream sites	
	Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD	Mean	SD
DOC (mg L ⁻¹) *	5.54	± 1.65	5.60	± 1.51	6.29	± 1.87	7.95	± 1.57
TN (mg L ⁻¹) *	0.22	± 0.04	0.24	± 0.04	0.31	± 0.05	0.38	± 0.04
Ca ²⁺ (mg L ⁻¹) *	6.42	± 3.48	5.85	± 3.46	12.11	± 3.72	8.85	± 2.05
Na ⁺ (mg L ⁻¹) *	2.32	± 0.88	2.23	± 0.98	3.99	± 1.11	2.94	± 0.61
Mg ²⁺ (mg L ⁻¹) *	1.77	± 0.92	1.74	± 0.98	3.19	± 0.75	2.65	± 0.58
K ⁺ (mg L ⁻¹)	1.21	± 0.56	1.17	± 0.51	0.83	± 0.22	0.74	± 0.16
δD (‰) *	-178.0	± 8.2	-178.1	± 8.4	-159.4	± 2.0	-158.1	± 2.4
δ ¹⁸ O (‰) *	-23.7	± 1.2	-23.6	± 1.3	-21.2	± 0.4	-20.8	± 0.4
EC (µs cm ⁻¹) *	52.5	± 20.9	49.2	± 21.8	107.7	± 25.9	81.8	± 19.6
pH	7.6	± 0.3	7.4	± 0.3	8.0	± 0.6	7.8	± 0.6
TSS (g L ⁻¹) *	0.31	± 1.24	0.18	± 0.27	0.07	± 0.14	0.10	± 0.15

* Significant differences between the means of upstream and downstream sites (Period 2 only)

2.5. Discussion

2.5.1 Geomorphological evolution

Thermo-erosion gullies usually show a high rate of erosion in the first few years following their initiation and this rate decreases over time until a stable state is reached (Fortier et al., 2007). The R-08 gully follows this trend. Undergoing an extremely rapid retreat of nearly 390 m in its first year of development (Fortier et al., 2007; Godin & Fortier, 2012a, 2012b), the erosion rate has gradually decreased over years, reaching an erosion rate of about 5 m y^{-1} for the 2013-2017 period. The oldest areas are stable following the increasing growth of vegetation on the slopes. Upstream, the gully head is still considered as a subcritical zone as it is still progressing through the landscape by retrogressive erosion along the ice-wedge network (Godin & Fortier, 2012b). Between 2013 and 2017, the eroded area increased by 15%, expanding from $28\,991 \text{ m}^2$ to $33\,458 \text{ m}^2$, indicative of the ongoing erosion processes near the gully head. After nearly two decades since gully inception, fluxes of matter remain altered which implies that the geosystem hasn't fully recovered and reached a new steady state, which underscores the long lasting effect of thermal erosion perturbation on the ecosystem.

2.5.2 Spatio-temporal variability of water chemistry

Physical disturbance of permafrost results in geomorphological changes that impact material concentrations and exports (Abbott et al., 2014, 2015; Kokejl et al., 2013; Lafrenière et al., 2017; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Tank et al., 2020). By comparing the water flowing upstream of a thermo-erosion gully to that flowing within it, the PRC analysis conducted in this study confirms that the presence of such incisions in the ice-wedge polygon terrace has direct impacts on the water chemistry and these impacts are particularly noticeable following spring snowmelt. At the beginning of the flow season, the chemical signature of the water is rather

uniform upstream and downstream of the gully head. Similar to previous studies (Dittmar & Kattner, 2003; Fabre et al., 2019; Kaiser et al., 2017), relatively homogeneous high DOC concentrations were recorded during the snowmelt period. We found no significant differences in DOC, N and ions concentrations across the various sampling sites. This uniformity persists throughout the entire snowmelt period. The spatial homogeneity in the water chemistry across the watershed during snowmelt can be explained by the pronounced accumulation of snow in the gully channel and the shallow thaw depth, which prevent the hydrological connection with, and thus leaching and erosion of materials from, surficial soils and sediments within gully channels.

From July 7, 2018 until the end of the sampling season, significant differences appear between chemical signatures of undisturbed sites and those located within the disturbed area, highlighting the considerable contribution of the exposed gully material to the chemical composition of the water. Consistent with the studies conducted by Abbott et al. (2015) and Liu et al. (2018) on the Northern coast of Alaska and the Tibetan Plateau, we observed an increase in DOC concentrations downstream of the disturbed area. The substantial erosion of soil, here made up of poorly decomposed peat and silty-sand aeolian deposits (Fortier & Allard, 2004, Fortier et al., 2006), that suddenly exposes carbon that has been accumulated and buried for centuries may directly contribute to such increases, as outlined in previous studies (Abbott et al., 2014; Cory et al., 2013). The gully also acts as a channelling agent for water flowing through its drainage area and thus represents the transit pathway for carbon released by the deepening of thaw depth within the surrounding permafrost. The presence of the gully also results in higher TN concentrations downstream of the gully head. Through the mixing of horizons caused by the gully formation, deep nutrient rich horizons mix with less nutrient-rich surface horizons, making the vertical profile of the substrate more homogeneous, aerated and better drained (Harms et al., 2013). This reorganization of the soil is believed to promote the processes of nitrogen mineralization and

nitrification by microorganisms, increasing the amounts that can be transported in dissolved form to aquatic systems (Harms et al., 2013). Study conducted by Fouché et al. (2020), indicates that dissolved organic nitrogen (DON) is the major component of TDN pool in active layer and that dissolved inorganic nitrogen (DIN) increases with depth. Our research also indicates a dominance of DON representing ~ 60% of TDN in water exported at the gully outlet throughout the 2018 sampling season. Similar to previous studies (Beemann et al., 2017; Fouché et al., 2020), ammonium represents the dominant component of the DIN pool in water exported by the R-08 gully. Further research would be relevant to explore variations in nitrogen speciation over the course of a flow season in this specific disturbed environment.

In contrast to previous studies (Abbott et al., 2015; Bowden et al., 2008), our results show an opposite trend regarding ionic concentrations. Sites associated with undisturbed areas exhibit Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} and K^+ concentrations up to 1.4 times higher than those observed in water flowing through the gully system. This slight difference in concentration could be directly associated with the deposits and surficial material in which the water circulates. The gully formed and expanded into an aeolian accretion terrace composed of silty sand and poorly decomposed peat (Allard, 1996; Fortier et al., 2006; Fortier & Allard, 2004). Retreating into the landscape, the gully head is now localised at the interface between the terrace and glacial deposits, which are believed to be part of the frontal moraine created during the maximum extension of the glacier at the late Wisconsin or Early Holocene (~10 000 BP) (Allard, 1996; Coulombe et al., 2019). Upstream of these glacial deposits, water is flowing on the ion rich and poorly consolidated bedrock that forms the valley walls. This material is richer in ions than the crystalline glacial sediment or the aeolian sediment composing the terrace. The slight difference between the concentrations upstream and downstream of the gully head can also be associated with additional water input from melting ice wedges. The gully retreats and expands according to the existing ice

wedges. As these ice wedges, and any other type of ground ice, melt, they become an additional source of water that dilutes the ion concentrations. A portion of ions can also be adsorbed by soil particles newly exposed and mobilized by erosion, thus limiting the ion concentrations in flowing water. Further work should be considered to define the proportion of ions undergoing adsorption.

Even though K^+ follows similar temporal and spatial trends as the other ions, our work highlights a slightly different pattern associated with snowmelt. The highest K^+ concentrations are recorded at the beginning of the flow season, as snowmelt starts. Previous work of Lilbaek & Pomeroy (2008) suggests that, in particular situation (i.e. under particular snow and melt conditions), melt water could be largely enriched in K^+ . Further study, involving precise analysis of the ionic components of the snowpack and flowing water during the melt period could provide insights into the specific behaviour of K^+ . K^+ also represent, in contrast with other ions, a nutrient required by vegetation throughout the growing season. Limited growing activity during the snowmelt period, could contribute to higher concentration of K^+ in runoff water.

Nevertheless, although concentrations are slightly lower within the gully, its role as a new drainage structure still results in the mobilization and lateral transport of substantial amount of dissolved solutes to downstream aquatic ecosystems, which wouldn't have taken place or would have occurred to a lesser extent in undisturbed permafrost.

2.5.3 Crucial role of rain events

Our comparison of two sampling seasons with contrasting precipitation regimes highlights the crucial role that precipitation may play on material exports in disturbed environment (Figure 9). Our results confirm that quantity, frequency and timing of precipitation events have a major impact on water quality and material export. The 2017 sampling season is characterized by small rainfall amounts, a low base flow and high ion concentrations at the gully outlet. As thaw extends throughout the season, water can percolate deeper into soils. With infrequent rainfall events, the

residence time of the water in the soil increases, which favours solute acquisition via weathering reactions in groundwater. Thaw depth that reaches the permafrost layer over the season could therefore contribute to a higher ionic input into the stream if there is sufficient water to transport the solutes. Any runoff contribution from the deeper active layer soils may be a potential cause of the high concentrations observed in 2017, at the gully outlet. Low base flow contributes to maintain high late season concentrations, as the ions are not diluted in a considerable volume of water. Our results are consistent with previous studies arguing that, in disturbed permafrost watersheds, solute concentrations are greater for flow seasons with deeper thaw (Kokejl & Burn, 2003; Lamhonwah et al., 2017). During a late season rainfall event, nutrients accumulated and stored at depth (Fouché et al., 2020; Lamhonwah et al., 2017), are then potentially available for mobilization and downstream transport (Kokejl et al., 2013; Lafrenière et al., 2017; Lafrenière & Lamoureux, 2019; Malone et al., 2013). When the thaw reaches maximum depths, precipitation can contribute to a significant increase in nutrient exports, since nutrient-rich deep soils are thawed and hydrologically connected, hence material is available for release into streams (Lamhonwah et al., 2017; Lamoureux & Lafrenière, 2014; Lewis et al., 2012).

On the other hand, the 2018 sampling season is characterized by a shallower thaw depth in the stream, lower ion concentrations at the outlet and multiple precipitation events leading to higher overall rainfall amounts and base flow. Thus, quite different solute dynamics are observed in the gully system. By inducing a higher base flow than in the previous season, precipitation acts as a buffer and contributes to maintain lower ionic concentrations in the stream. The frequency of rainfall also contributes to reducing the residence time of water in the soil and limits its enrichment.

For the comparable period between the two years (June 12 to July 29), total exports for DOC and TN were similar but, on a per volume of runoff basis, DOC and TN concentrations

were higher for 2018 (Table 1. Total exports for 2017 (June 12 to July 29) and 2018 (June 12 to August 17) field seasons. Exports were also calculated from June 12 to July 29, 2018 to allow easier comparison between years. Data were not available from June 12 to 19, 2017 for ions.). In 2018, in contrast to the previous summer, an important portion of the global discharge is related to precipitations (Figure 9). This suggests that rainfall contributes to the higher concentrations in the system and plays an important, if not greater, role than snowmelt in generating DOC and TN exports.

The crucial role of precipitation on material export is even more obvious when observing dynamics over the course of a single hydrological season. By detecting temporal patterns of hydrochemistry at the thermo-erosion gully outlet throughout the 2018 flow season, the PCA analysis conducted in this study supports previous studies relative to Arctic nival regime (Everett et al., 1989; Townsend-Small et al., 2011) and confirms that snowmelt and rain events drive the solute response of water exported by the gully. Four different hydrochemical signatures were distinguished over the course of the season. Once these signatures were transposed to the hydrograph (Figure 11), the influence of the snowmelt period and rainfall events on the chemical characteristics of water clearly appeared. As in other nival environments, snowmelt still remains a major source of biogeochemical fluxes. However, our results show that, in this particular disturbed environment, the influence of multiple precipitation events affecting the watershed exceeds that of the snowmelt period. The largest quantities of material exported (DOC, TN, Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+}) occurred during the 11 days associated with the major rainfall events. As explored in Beel et al. (2021) work, a minimum precipitation threshold seems to be necessary to detect a shift in the chemical signature. In this particular case, accumulation > 4 mm triggered a different chemical response. It is important to consider, however, that substrate preconditions, such as thaw depth, moisture content or vegetation development, play an extremely important role in the

type of response to rain events (Favaro & Lamoureux, 2014). For each rainfall event exceeding this threshold, the same biogeochemical response was observed: reaching of the highest DOC concentrations and decrease in ions concentrations, followed by a return to base flow concentrations.

The effects of rainfall events and the associated increase in flow are also reflected in the form (dissolved or particulate) of exported carbon. Throughout the 2018 flow season, half of the samples presented a dominance of carbon in dissolved form, while the other half exhibited a dominance of carbon in particulate form. However, the dominant form is highly correlated with discharge. Higher discharge is associated with POC, while DOC is associated with lower discharge (Figure 10). Shifts in the dominant form of carbon are therefore observed throughout the summer following variations in discharge. During 2018 sampling season, POC exports reached 7989.2 ± 186.3 kg. Previous study by Estop-Aragonès et al. (2020) suggests that the organic fraction of suspended sediment could contain a high proportion of older carbon mobilized by the perturbation of permafrost.

The results therefore suggest that the highest concentrations of both DOC and POC are observed during periods of high discharge, often induce by precipitations, which has the potential to greatly influence the timing, frequency, amount and potentially age of carbon exported during a hydrologic season.

2.5.4 Temperature as a driver of TSS exports

Increases in TSS concentrations in the flowing water are usually associated with increases in discharge that mobilize the available sediments. Snowmelt, late rainfall events and, to a lesser extent, melting ground ice, are the principal sources of flow increases in permafrost nival regimes. This is the case for the 2018 sampling season, where each increase in TSS concentrations is associated with an increase in discharge, itself caused by snowmelt or a

precipitation event affecting the watershed. This is also the case for the first TSS peak in the 2017 sampling season (June 27), where the rise in temperatures above 10°C caused the snow remaining in the watershed to melt and led to a rapid increase of the gully discharge. Combined with higher sediment availability due to the deepening of the thaw front, this increased discharge resulted in significant exports of suspended material. However, the second and largest peak in TSS (July 5) is not associated with any increase in discharge. It is therefore not related to the action of snowmelt or a precipitation event that would have increased the amount of water delivered to the gully network. This increase in TSS concentration occurs simultaneously with an increase in air temperatures ($>12^{\circ}\text{C}$). These warm temperatures contributed to the thawing of the soil surface and caused a major erosion event at the gully head (Figure 14). Within a few days, the head of the ravine widened by several meters and retreated further into the landscape. A significant amount of sediment was then released into the gully, making it newly available for downstream transport and causing considerable export at its outlet. This suggests that in this type of rapid physical disturbance of permafrost, temperature, and its associated thaw, is an important driver for TSS. For a flow season with infrequent precipitation events, such as the 2017 season, it may even represent the largest driver of suspended sediment exports.

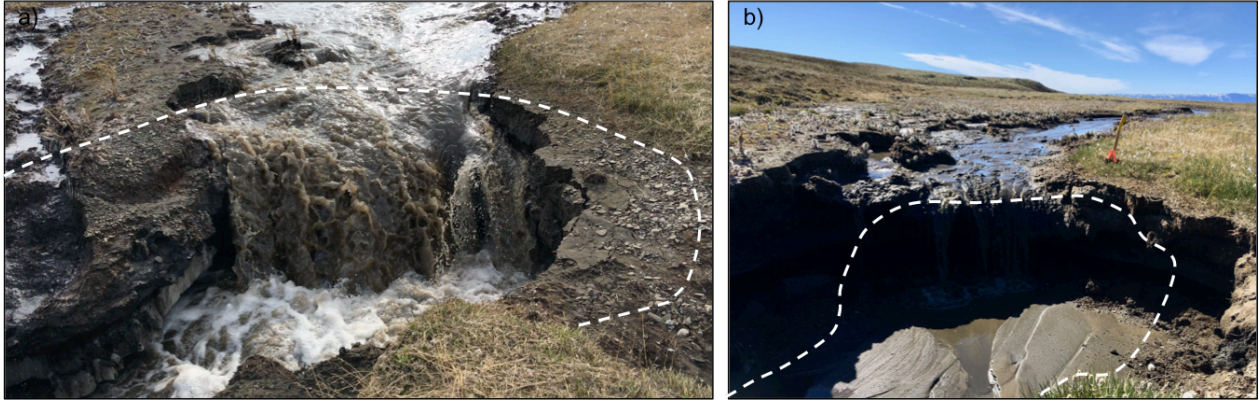


Figure 14. (a) R-08 gully head ($73^{\circ}09'20.18''\text{N}$ $79^{\circ}56'47.70''\text{W}$), on June 27, 2017. Dotted line indicates the area affected by erosion between June 27 and July 7. (b) R08 gully head on July 7, 2017. Dotted line indicates the previous gully head margins (June 27).

2.6 Conclusions

This study shows that, even nearly two decades since their initiation, thermo-erosion gullies are still geomorphic agents of water and mass transfer. Significant quantities of DOC, nutrients, solutes, and suspended sediments continue to be generated by their slow but constant expansion over the territory. By irreversibly altering the landscape and creating preferential flow paths, hydrologic and water quality impacts of their presence persist. On a seasonal scale, these impacts become particularly significant after the spring snowmelt, when the ground thaw is firmly underway. Major differences between the water flowing through undisturbed sites and the one flowing through the gully network were detected, strengthening the argument that the presence of the gully induces exports that would not otherwise have taken place in an undisturbed ice-wedge polygon terrace. Our work also highlights the critical role and contribution of rainfall events to biochemical fluxes in this perturbed environment. In addition, it allowed us to suggest that the temperature and the induced ground thawing, represents an important driver of suspended sediment exports in thermo-erosion gullies.

This study allowed us to confirm that the hydrochemical impacts of permafrost disturbance by thermal erosion are still observable after nearly 20 years of development, and leads us to believe that they will last for several decades to come. Hydrological dynamics observed in this study are especially important to consider giving that current climate models predict drastic changes in precipitation patterns by the end of the century and argue that a global increase in precipitation and a transition to a rain-dominated regime is expected. Future changes in atmospheric temperature regime in Arctic regions will also undoubtedly modulate the export of materials in these disturbed environments.

This study consists of a first continuous fine scale analyse of water and material transfers by rapid thermal erosion permafrost degradation. It provides a more accurate picture of the seasonal exports generated by the development of a thermo-erosion gully and allows us to refine our understanding of the hydrological dynamics driving permafrost environments. This meticulous work allows us to detect variations and nuances that cannot be identified by opportunistic and non-continuous sampling.

Chapitre 3. Discussion générale

3.1 Perturbations géomorphologiques

La présente recherche appuie les études précédentes (Fortier et al., 2007; Godin, 2016; Godin et al., 2014, 2016; Godin & Fortier, 2012a, 2012b; Perreault et al., 2016, 2017; Veillette et al., 2015) et constitue un exemple supplémentaire de l'ampleur de la réorganisation du territoire qu'engendre le développement d'un réseau ravinaire en milieu de pergélisol. Créant des incisions profondes dans le paysage, les ravins de thermo-érosion provoquent l'apparition subite d'un réseau de drainage auparavant inexistant. Ils induisent des exportations considérables d'eau et de matière vers les écosystèmes environnants. Au cours des périodes d'échantillonnage 2017 et 2018, le volume d'eau moyen exporté s'élevait à près de 4 500 m³ par jour, et ce pour un seul ravin de thermo-érosion. Pour une saison d'écoulement qui s'étend de mi-juin à mi-septembre, c'est plus de 400 000 m³ d'eau qui sont potentiellement exportés à l'extérieur du champ de polygone à coins de glace par le ravin à l'étude. L'eau qui transite dans les réseaux ravinaires mobilise et transporte avec elle une partie du matériel érodé au fil du développement et de l'expansion des ravins sur le territoire. Au cours de la période à l'étude seulement, c'est près de 2 400 kg de sédiments en suspension, dont le dixième est constitué de carbone organique particulaire, et 30 kg de carbone organique dissous qui sont exportés en moyenne par jour à l'extérieur du ravin R-08. Le ravin reculant actuellement dans le paysage à un taux d'environ 5 m par année, on peut prétendre que les exportations de matière étaient potentiellement un à deux ordres de grandeur supérieures au cours de ses premières années de développement, lors desquelles le ravin expérimentait des taux de recul de 390 m par année (Fortier et al., 2007; Godin & Fortier, 2012a, 2012b). Uniquement à l'échelle de la vallée Qualirturvik, dans laquelle

se déroulent les travaux de recherche, 35 ravins de thermo-érosion, à différent stade de stabilisation, ont été comptabilisés en 2015 (Godin, 2016), démontrant qu'une quantité considérable d'eau et de matière quitte la terrasse de polygones à coins de glace pour rejoindre la rivière proglaciaire chaque année.

Tel que démontré, l'impact de la dégradation du pergélisol par thermo-érosion sur les flux de matières peut perdurer au-delà de deux décennies. Bien que la majorité des 863 m qui composent le chenal d'écoulement principal soit stables et végétalisées, la tête du ravin demeure une zone critique, c'est-à-dire qu'elle expérimente toujours de l'érosion significative. La stabilisation des ravins de thermo-érosion et l'atteinte d'un équilibre passe notamment par la végétalisation des pentes formant les parois du ravin et la diminution progressive du taux de recul de la tête du ravin. Cependant, l'atteinte d'un équilibre ne signifie en rien un retour aux conditions initiales. Les incisions étant permanentes sur le territoire, le nouvel équilibre du géosystème implique le maintien du nouveau réseau de drainage et le transport continu en aval de matière, sous forme particulière ou dissoute. Ceci nous permet d'affirmer que, même après une stabilisation de cette forme de dégradation du pergélisol, cette cicatrice dans le paysage continuera d'assurer une connectivité hydrologique dans le bassin versant et un transit de matière à l'extérieur de la terrasse.

3.2 Dynamiques spatio-temporelles des flux de matières

La présente étude permet d'approfondir notre compréhension des dynamiques spatio-temporelles qui régissent les flux de matières des ravins de thermo-érosion. Les travaux permettent, notamment, de mettre en lumière des moments critiques (critical moments) où les exportations de matière dans ces environnements perturbés sont maximales. La fonte printanière, comme dans la majorité des systèmes fluviaux arctiques, représente une période clé pour les

exportations de matière. Les débits élevés offrant la capacité de transport nécessaire à la mobilisation des sédiments accumulés dans le chenal ou disponibles sur les berges, les exportations sont alors considérables. Dans les bassins versants affectés par la présence d'un ravin de thermo-érosion, les épisodes de pluie représentent également des périodes cruciales pour le transport en aval de matière particulaire ou dissoute. Générant une hausse du débit, les événements de pluie permettent de remettre en circulation la matière qui n'a pu être mobilisée pendant les périodes de récession, associées à des vitesses d'écoulement minimales. L'infiltration d'eau de pluie dans le sol et l'écoulement de sous-surface entraînent une advection de chaleur qui peut favoriser le dégel du sol et rendre disponible la matière pour un transport en aval (Chen et al., 2019; Chiasson-Poirier et al., 2019).

Les résultats démontrent que les précipitations jouent en effet un rôle majeur dans cet environnement perturbé et que, pour la saison d'échantillonnage 2018, les exportations de matière dissoute (DOC, TN et ions majeurs) qu'elles ont générées surpassent celles associées à la fonte printanière.

Les travaux permettent également de cibler un troisième vecteur d'exportation de matière dans les ravins de thermo-érosion, soit la température. En 2017, une augmentation de la charge sédimentaire du cours d'eau n'est ni liée à la fonte printanière, ni à un événement de pluie, mais est plutôt associée à l'atteinte de températures de l'air supérieures à 10°C. Cette hausse de la température a entraîné une érosion importante des zones fragilisées et un recul significatif de la tête du ravin. La température et le dégel qu'elle induit, provoquent alors l'effondrement de blocs de tourbe silto-sableuse dans le ravin, rendant disponible une quantité considérable de sédiments pour un transport en aval. Aucune hausse de débit n'a été enregistrée lors de ce pic sédimentaire et, bien que faible, la vitesse d'écoulement s'avérait suffisante pour mobiliser les sédiments nouvellement accessibles.

L'analyse des flux de matières en cours nous permet d'avoir une compréhension plus fine de la réponse hydro-géochimique des environnements perturbés et d'émettre quelques hypothèses concernant les flux de matières futurs. En plus de prévoir une hausse globale des températures de l'air, les modèles climatiques actuels prédisent un changement drastique des régimes de précipitations d'ici la fin du siècle, suggérant une transition vers un régime dominé par les événements de pluie pour l'Arctique (Bintanja & Andry, 2017; Collins et al., 2013). La présente analyse a permis d'établir que les précipitations et les hautes températures contribuent toutes deux aux exportations de matière dans les systèmes ravinaires. Une hausse dans la fréquence et l'intensité des événements de pluie ainsi qu'une augmentation globale des températures dans les prochaines décennies pourraient ainsi signifier, de manière générale, une augmentation des flux de matières dans les environnements perturbés par la thermo-érosion.

Cependant, l'analyse met également en lumière l'importance des conditions locales dans la réponse hydrochimique de ces environnements. Le « timing » des événements (pluie et hausse des températures) a une incidence notable sur les exportations. Ainsi, un événement de précipitations ayant lieu avant ou au tout début de la fonte printanière, alors que la couche active est très peu développée et que le sol est gelé et protégé par une couche de neige, aura une influence différente sur les exportations que lorsqu'il survient plus tard en saison, alors que le matériel est disponible pour une mobilisation. De la même manière, une hausse des températures qui surviendrait pendant la fonte printanière permettrait certainement d'accélérer celle-ci, mais n'entraînerait pas nécessairement de l'érosion ou un recul marqué de la tête du ravin, l'état gelé du sol lui assurant une certaine stabilité en début de saison. Une hausse des précipitations combinée à une augmentation des températures de l'air pourraient aussi entraîner, dans le futur, le développement d'une couche active plus profonde. L'eau aurait alors l'occasion de percoler en profondeur et d'atteindre la zone de transition (couche transitoire et intermédiaire) du pergélisol,

riche en nutriments, avant d'être acheminée dans le réseau ravinaire (Fouché et al., 2017; French & Shur, 2010; Shur, 1988; Shur et al., 2005). Une mobilisation de la matière stockée en profondeur pourrait soutenir des concentrations en nutriments plus élevées dans l'eau qui transite par le ravin.

Conclusion générale

Les ravins de thermo-érosion représentent l'une des formes de dégradation géomorphologique du pergélisol les plus communément observées en Arctique, mais les processus hydrologiques qu'ils soutiennent et des flux de matières qu'ils génèrent sont encore peu étudiés et les rares travaux relevés dans la littérature s'appuient généralement sur des données ponctuelles et non représentatives du vaste territoire arctique. Une étude fine et continue de ces dynamiques, telle que réalisée dans ces présents travaux, est essentielle pour saisir le juste rôle que les ravins de thermo-érosion jouent dans l'écosystème nordique et l'impact de leur présence sur le territoire. Elle permet de définir des patrons indétectables et des subtilités non visibles par l'échantillonnage ponctuel. Elle permet une compréhension optimale du système en place et une estimation plus précises des dynamiques futures.

Cette étude a démontré que les ravins sont des cicatrices permanentes dans le paysage, que leur stabilisation peut s'étendre sur plusieurs décennies et que leur présence chamboule les exportations de matière à long terme. Elle a permis de dresser un portrait minutieux des flux de matières et de saisir l'ampleur des changements que ces ravins induisent sur la dynamique hydrologique en place. En plus de consolider l'importance de la fonte printanière et des événements de précipitation comme agents de mobilisation de la matière, les présents travaux ont permis d'identifier la température, et le dégel qu'elle induit, comme un vecteur supplémentaire, spécifique aux ravins de thermo-érosion, qui module les exportations de matière.

Les résultats présentés dans ce mémoire s'appuient sur des campagnes de terrain de plusieurs mois, couvrant la fonte printanière et une partie de l'été. Cependant, une fraction de la saison d'écoulement, soit la fin de la période estivale et le début de l'automne, n'a pu être

étudiée. La couche active atteignant des profondeurs maximales tard en saison, il s'agit d'une période potentiellement cruciale pour les exportations de matière. Bien que minutieux, le portrait des flux de matières demeure ainsi incomplet. Pour des raisons logistiques associées à la situation géographique du site d'étude, l'analyse d'une saison entière d'écoulement s'avère complexe. Néanmoins, une connaissance des dynamiques de fin de saison viendrait compléter le portrait et permettrait l'atteinte d'une compréhension plus exhaustive de ce géosystème.

Pour peaufiner davantage nos connaissances quant à l'impact d'une perturbation du pergélisol par thermo-érosion sur le territoire, il serait intéressant d'effectuer une étude similaire dans un système ravinaire plus âgé et considéré comme stabilisé. Un portrait des exportations de ravins présentant des taux d'érosion variés permettrait de définir l'influence de la stabilisation sur les flux de matières générés. Il serait également pertinent de reproduire cette même analyse spatio-temporelle des flux de matières sur d'autres sites, afin de vérifier si les dynamiques observées dans cette étude s'étendent à l'ensemble du territoire arctique.

Références bibliographiques

- Abbott, B. W., Jones, J. B., Godsey, S. E., Larouche, J. R., & Bowden, W. B. (2015). Patterns and persistence of hydrologic carbon and nutrient export from collapsing upland permafrost. *Biogeosciences*, *12*, 3725-3740. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3725-2015>, 2015
- Abbott, B. W., Larouche, J. R., Jones, J. B., Bowden, W. B., & Balser, A. W. (2014). Elevated dissolved organic carbon biodegradability from thawing and collapsing permafrost. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *119*, 2049-2063. <https://doi.org/10.1002/2014JG002678>
- Ali, G. A., & Roy, A. G. (2009). Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate system. *Geography Compass*, *3*(1), 350-374. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2008.00180.x>
- Allard, M. (1996). Geomorphological changes and permafrost dynamics: Key factors in changing arctic ecosystems. An exemple from Bylot Island, Nunavut, Canada. *Geoscience Canada*, *23*(4), 205-212.
- Allard, M., & Kasper, J. N. (1998). Temperature conditions for ice wedge cracking: Field measurements from Salluit, northern Quebec. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, *55*, 5-12.
- Allard, M., Sarrasin, D., & L'Hérault, E. (2020). *Borehole and near-surface ground temperatures in northeastern Canada, v. 1.5 (1988-2019)*. Nordicana D8.
- Aré, F. E. (1988). Thermal abrasion of sea coasts. *Polar Geography and Geology*, *12*, 1-157. <https://doi.org/10.1080/10889378809377352>
- Arsenault, J., Talbot, J., & Moore, T. R. (2018). Environmental controls of C, N and P biogeochemistry in peatland pools. *Science of the Total Environment*, *631-632*, 714-722. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.064>

- ASTM D2974-14. (2014). *Standard Test Methods for Moisture, Ash, and Organic Matter of Peat and Other Organic Soils*. ASTM International.
- Beel, C. R., Heslop, J. K., Orwin, J. F., Pope, M. A., Schevers, A. J., Hung, J. K. Y., Lafrenière, M. J., & Lamoureux, S. F. (2021). Emerging dominance of summer rainfall driving High Arctic terrestrial-aquatic connectivity. *Nature Communications*, *12*(1448), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21759-3>
- Beemann, F., Langer, M., Wetterich, S., Strauss, J., Boike, J., Fiencke, C., Schirrmeister, L., Pfeiffer, E. M., & Kutzback, L. (2017). Permafrost thaw and liberation of inorganic nitrogen in Eastern Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*, *28*, 605-618. <https://doi.org/10.1002/ppp.1958>
- Bergman, T. L., Lavine, A. S., & Incropera, F. P. (2011). *Fundamentals of Heat and Mass Transfer* (7^e éd.). John Wiley and Sons.
- Bintanja, R., & Andry, O. (2017). Towards a rain-dominated Arctic. *Nature Climate Change*, *7*, 263-267. <https://doi.org/10.1038/nclimate3240>
- Biskaborn, B. K., Smith, S. L., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D. A., Schoeneich, P., Romanovsky, V. E., Lewkowicz, A. G., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W. L., Christiansen, H. H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., ... Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, *10*(1), 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>.
- Borcard, D., Gillet, F., & Legendre, P. (2011). *Numerical Ecology with R*. Springer.
- Bowden, W. B., Gooseff, M. N., Balsler, A., Green, A., Peterson, B. J., & Bradford, J. (2008). Sediment and nutrient delivery from thermokarst features in the foothills of the North Slope, Alaska : Potential impacts on headwater stream ecosystems : Thermokarst impacts on stream ecosystems. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *113*, 1-12. <https://doi.org/10.1029/2007JG000470>
- Bring, A., Fedorova, I., Dibike, Y., Hinzman, L., Mård, J., Mernild, S. H., Prowse, T., Semanova, O., Stuefer, S. L., & Woo, M. (2016). Arctic terrestrial hydrology : A synthesis of

processes, regional effects, and research challenges. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 121, 621-649. <https://doi.org/10.1002/2015JG003131>

Brown, J., Ferrians, O. J., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. S. (1998). *Circum-arctic map of permafrost and ground-ice conditions*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.

Carey, S. K., & Woo, M. (2000). The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, subarctic Yukon, Canada. *Journal of Hydrology*, 233, 206-222. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00234-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00234-1)

Carey, S. K., & Woo, M. (2002). Hydrogeomorphic relations among soil pipes, flow pathways and soils detachments within a permafrost hillslope. *Physical Geography*, 23, 95-114. <https://doi.org/10.2747/0272-3646.23.2.95>

CEN. (2020). *Données des stations climatiques de l'île Bylot au Nunavut, Canada, v. 1.11 (1992-2019)*. Nordicana D2. <https://doi.org/10.5885/45039SL-EE76C1BDAADC4890>

Chen, L., Fortier, D., McKenzie, J. M., & Sliger, M. (2019). Impact of heat advection on the thermal regime of roads built on permafrost. *Hydrological Processes*, 34(7), 1647-1664. <https://doi.org/10.1002/hyp.13688>

Chiasson-Poirier, G., Franssen, J., Lafrenière, M. J., Fortier, D., & Lamoureux, S. F. (2019). Seasonal evolution of active layer thaw depth and hillslope-stream connectivity in a permafrost watershed. *Water Resources Research*, 56(1), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2019WR025828>

Christensen, T. R., Lund, M., Skov, K., Abermann, J., Lopez-Blanco, E., Scheller, J., Scheel, M., Jackowicz-Korczynski, M., Langley, K., Murphy, M. J., & Mastepanov, M. (2020). Multiple ecosystem effects of extreme weather events in the Arctic. *Ecosystems*, 24, 122-136. <https://doi.org/10.1007/s10021-020-00507-6>

Christensen, T. R., Rysgaard, S., Bendtsen, J., Else, B., Glud, R. N., van Huissteden, K., Parmentier, F.-J. W., Sachs, T., & Vonk, J. E. (2017). Arctic carbon cycling. Dans *Snow*,

Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 (p. 203-218). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J. L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A. J., & Wehner, M. (2013). Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. Dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press, p. 1029-1136).

Conseil national de recherches Canada. (1988). *La terminologie du pergélisol et notions connexes*. Conseil national de recherche du Canada. <https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/ft/?id=549123c3-092c-4fca-8dea-99d53eac06dd>

Cory, R. M., Crump, B. C., Dobkowski, J. A., & Kling, G. W. (2013). Surface exposure to sunlight stimulates CO₂ release from permafrost soil carbon in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *110*(9), 3429-3434. <https://doi.org/10.1073/pnas.1214104110>

Costard, F., Dupeyrat, L., Gautier, E., & Carey-Gailhardis, E. (2003). Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: Application to the Lena River (Central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, *28*, 1349-1359. <https://doi.org/10.1002/esp.592>

Coulombe, S., Fortier, D., Lacelle, D., Kanevskiy, M., & Shur, Y. (2019). Origin, burial and preservation of late Pleistocene-age glacier ice in Arctic permafrost (Bylot Island, NU, Canada). *The Cryosphere*, *13*, 97-111. <https://doi.org/10.5194/tc-13-97-2019>

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, *16*, 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>

Dittmar, T., & Kattner, G. (2003). The biogeochemistry of the river and shelf ecosystem of the Arctic Ocean: A review. *Marine Chemistry*, *83*, 103-120. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(03\)00105-1](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(03)00105-1)

- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108, 158-169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>
- Dostovalov, B. N., & Popov, A. I. (1963). Polygonal systems of ice wedges and conditions of their formation. *Proceedings of the 1st International Conference on Permafrost*, 1287, 102-105.
- Douglas, T. A., Turetsky, M. R., & Koven, C. D. (2020). Increased rainfall stimulates permafrost thaw across a variety of Interior Alaskan boreal ecosystems. *npj Climate and Atmospheric Sciences*, 3(28), 1-7. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-0130-4>
- Dugan, H. A., Lamoureux, S. F., Lafrenière, M. J., & Lewis, T. (2009). Hydrological and sediment yield response to summer rainfall in a small high Arctic watershed. *Hydrological Processes*, 23(10), 1514-1526. <https://doi.org/10.1002/hyp.7285>
- Dupeyrat, L., Costard, F., Randriamazaoro, R., Carey-Gailhardis, E., Gautier, E., & Fedorov, A. (2011). Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost : Implications for coastal and fluvial erosion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 179-187. <https://doi.org/10.1002/ppp.722>
- Environment Canada. (2015). *Canadian climate normals Pond Inlet station data*. http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/
- Estop-Aragonès, C., Olefeldt, D., Abbott, B. W., Chanton, J. P., Czimeczik, C. I., Dean, J. F., Egan, J. E., Gandois, L., Garnett, M. H., Hartley, L. P., Hoyt, A., Lupascu, M., Natali, S. M., O'Donnell, J. A., Raymond, P. A., Tanentzap, A. J., Tank, S. E., Schuur, E. A. G., Turetsky, M., & Anthony, K. W. (2020). Assessing the potential for mobilization of old soil carbon after permafrost thaw : A synthesis of ¹⁴C measurements from the northern permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(9), 1-26. <https://doi.org/10.1029/2020GB006672>
- Everett, K. R., Marion, G. M., & Kane, D. L. (1989). Seasonal geochemistry of an arctic tundra drainage basin. *Ecography*, 12(3), 279-289. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.1989.tb00847.x>

- Fabre, C., Sauvage, S., Tananaev, N., Noël, G. E., Teisserenc, R., Probst, J. L., & Sanchez Pérez, J. M. (2019). Assessment of sediment and organic carbon exports into Arctic ocean : The case of the Yenisei River basin. *Water Research*, *158*, 118-135. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2019.04.018>
- Farquharson, L. M., Romanovsky, V. E., Cable, W. L., Walker, D. A., Kokejl, S. V., & Nicolsky, D. (2019). Climate change drives widespread and rapid thermokarst development in very cold permafrost in the Canadian High Arctic. *Geophysical Research Letters*, *46*, 6681-6689. <https://doi.org/10.1029/2019GL082187>
- Favaro, E. A., & Lamoureux, S. F. (2014). Antecedent controls on rainfall runoff response and sediment transport in High Arctic catchment. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *96*, 433-446. <https://doi.org/10.1111/geoa.12063>
- Favaro, E. A., & Lamoureux, S. F. (2015). Downstream patterns of suspended sediment transport in a High Arctic river influenced by permafrost disturbance and recent climate change. *Geomorphology*, *246*, 359-369. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.038>
- Fortier, D. (2005). *Évolution géomorphologique holocène des polygones à coins de glace de la vallée du glacier C-79, Ile Bylot, archipel arctique canadien* [Thèse de doctorat]. Université Laval.
- Fortier, D., & Allard, M. (2004). Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *41*(8), 997-1012. <https://doi.org/10.1139/e04-031>
- Fortier, D., & Allard, M. (2005). Frost-cracking conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, *16*, 145-161. <https://doi.org/10.1002/ppp.504>
- Fortier, D., Allard, M., & Pivot, F. (2006). A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, Eastern Canadian Arctic. *The Holocene*, *16*(5), 635-646. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl960rp>

- Fortier, D., Allard, M., & Shur, Y. (2007). Observation of Rapid Drainage System Development by Thermal Erosion of Ice Wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, *18*, 229-243. <https://doi.org/10.1002/ppp.595>
- Fouché, J., Christiansen, C. T., Lafrenière, M. J., Grogan, P., & Lamoureux, S. F. (2020). Canadian permafrost stores large pools of ammonium and optically distinct dissolved organic matter. *Nature Communications*, *11*, 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18331-w>
- Fouché, J., Lafrenière, M. J., Rutherford, K., & Lamoureux, S. (2017). Seasonal hydrology and permafrost disturbance impacts on dissolved organic matter composition in High Arctic headwater catchments. *Arctic Science*, *3*(2), 378-405.
- Fraser, R. H., Kokejl, S. V., Lantz, T. C., McFarlane-Winchester, M., Olthof, I., & Lacelle, D. (2018). Climate sensitivity of High Arctic permafrost terrain demonstrated by widespread ice-wedge thermokarst on Banks Island. *Remote Sensing*, *10*(6), 1-24. <https://doi.org/10.3390/rs10060954>
- French, H. M. (2017). *The Periglacial Environment* (3^e éd.). John Wiley and Sons.
- French, H. M., & Shur, Y. (2010). The principles of cryostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, *101*, 190-206. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.002>
- Frey, K. E., & McClelland, J. W. (2009). Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrological Processes*, *23*(1), 169-182. <https://doi.org/10.1002/hyp.7196>
- Godin, E. (2016). *Le processus de thermo-érosion du pergélisol dans la zone de pergélisol continu* [Thèse de doctorat]. Université de Montréal.
- Godin, E., & Fortier, D. (2012a). Geomorphology of a thermo-erosion gully, Bylot Island, Nunavut, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *49*(8), 979-986. <https://doi.org/10.1139/e2012-015>
- Godin, E., & Fortier, D. (2012b). Fine scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-

erosion gullies development on Bylot Inland, eastern Canadian archipelago. *Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost*, 1, 125-130. <https://doi.org/10.13140/2.1.3827.6803>

Godin, E, Fortier, D., & Coulombe, S. (2014). Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss. *Environmental Research Letters*, 9, 1-10. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/10/105010>

Godin, E, Fortier, D., & Lévesque, E. (2016). Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland. *Biogeosciences*, 13, 1439-1452. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1439-2016>

Godin, Etienne, Fortier, D., & Coulombe, S. (2014). Effects of thermo-erosion gullying on hydrologic flow networks, discharge and soil loss. *Environmental Research Letters*, 9(10).

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., & Striegl, R. G. (2011). Vulnerability of high-latitude soil organic carbon in North America to disturbance. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116, 1-23. <https://doi.org/10.1029/2010JG001507>

Harms, T. K., Abbott, B. W., & Jones, J. B. (2013). Thermo-erosion gullies increase nitrogen available for hydrologic export. *Biogeochemistry*, 117(2-3), 299-311.

Harris, S. A., Brouchkov, A., & Guodong, C. (2018). *Geocryology*. Taylor & Francis Group.

Hodgson, R., & Young, K. L. (2001). Preferential groundwater flow through a sorted net landscape, Arctic Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 319-328. [https://doi.org/10.1002/1096-9837\(200103\)26:3%3C319::AID-ESP176%3E3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/1096-9837(200103)26:3%3C319::AID-ESP176%3E3.0.CO;2-1)

Hoque, A. M., & Pollard, W. H. (2016). Stability of permafrost dominated coastal cliffs in the Arctic. *Polar Science*, 10, 79-88. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2015.10.004>

Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A. G., Ping, C. L., Schirmermeister, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D., O'Donnell, J. A., Elberling,

- B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J., & Kuhry, P. (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, *11*, 6573-6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>, 2014
- Inland Waters Branch. (1969). *Bylot Island Glacier Inventory Area 46201* [Map]. Department of Energy, Mines and Resources.
- International Organization for Standardization. (2007). *Hydrometry—Measurement of liquid flow in open channels using current-meters or floats (ISO 748)*. British Standards Institution.
- Jackson, G. D., & Davidson, A. (1975). *Bylot Island Map-Area* [Map]. Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources.
- Kaiser, K., Canedo-Oropeza, M., McMahon, R., & Amon, R. M. W. (2017). Origins and transformations of dissolved organic matter in large Arctic rivers. *Scientific Reports*, *7*, 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-12729-1>
- Kokejl, S. V., & Burn, C. R. (2003). Ground ice and soluble cations in near-surface permafrost, Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, *14*, 275-289. <https://doi.org/10.1002/ppp.458>
- Kokejl, S. V., & Jorgenson, M. T. (2013). Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, *24*, 108-119. <https://doi.org/10.1002/ppp.1779>
- Kokejl, S. V., Lacelle, D., Lantz, T. C., Tunnicliffe, J., Malone, L., Clark, I. D., & Chin, K. S. (2013). Thawing of massive ground ice in mega slumps drives increases in stream sediment and solute flux across a range of watershed scales. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *118*, 681-692. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20063>
- Kokejl, S. V., Tunnicliffe, J., Lacelle, D., Lantz, T. C., Chin, K. S., & Fraser, R. (2015). Increased precipitation drives mega slump development and destabilization of ice-rich permafrost terrain, northwestern Canada. *Global and Planetary Change*, *129*, 56-68. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.008>
- Koven, C. D., Riley, W. J., & Stern, A. (2013). Analysis of Permafrost Thermal Dynamics and

Response to Climate Change in the CMIP5 Earth System Models. *Journal of Climate*, 26(6), 1877-1900. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00228.1>

Lachenbruch, A. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Society of America Special Papers*, 70, 66. <https://doi.org/10.1130/SPE70-p1>

Lafrenière, M. J., & Lamoureux, S. (2019). Effects of changing permafrost conditions on hydrological processes and fluvial fluxes. *Earth-Science Reviews*, 191, 212-223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.018>

Lafrenière, M. J., Louiseize, N. L., & Lamoureux, S. F. (2017). Active layer slope disturbances affect seasonality and composition of dissolved nitrogen export from High Arctic headwater catchments. *Arctic Science*, 3(2), 429-450. <https://doi.org/10.1139/as-2015-0009>

Lamhonwah, D., Lafrenière, M. J., Lamoureux, S. F., & Wolfe, B. B. (2017). Evaluating the hydrological and hydrochemical responses of a High Arctic catchment during an exceptionally warm summer. *Hydrological Processes*, 31(12), 2296-2313. <https://doi.org/10.1002/hyp.11191>

Lamoureux, S., & Lafrenière, M. J. (2014). Seasonal fluxes and age of particulate organic carbon exported from Arctic catchments impacted by localized permafrost slope disturbances. *Environmental Research Letters*, 9, 1-10. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/4/045002>

Legendre, P., & Legendre, L. (2012). *Numerical Ecology* (2^e éd.). Elsevier.

Lewis, T., Lafrenière, M. J., & Lamoureux, S. F. (2012). Hydrochemical and sedimentary responses of paired High Arctic watersheds to unusual climate and permafrost disturbance, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Hydrological Processes*, 26(13), 2003-2018. <https://doi.org/10.1002/hyp.8335>

Lilbaek, G., & Pomeroy, J. W. (2008). Ion enrichment of snowmelt runoff water caused by basal ice formation. *Hydrological Processes*, 22, 2758-2766. <https://doi.org/10.1002/hyp.7028>

- Liljedahl, A. K., Boike, J., Daanen, R. P., Fedorov, A. N., Frost, G. V., Grosse, G., Hinzman, L. D., Iijma, Y., Jorgenson, J. C., Matveyeva, N., Necsoiu, M., Reynolds, M. K., Romanovsky, V. E., Schulla, J., Tape, K. D., Walker, D. A., Wilson, C. J., Yabuki, H., & Zona, D. (2016). Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience*, *9*, 312-319. <https://doi.org/10.1038/ngeo2674>
- Littlefair, C. A., Tank, S. E., & Kokejl, S. V. (2017). Retrogressive thaw slumps temper dissolved organic carbon delivery to streams of the Peel Plateau, NWT, Canada. *Biogeosciences*, *14*, 5487-5505. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5487-2017>
- Liu, F., Chen, L., Zhang, B., Wang, G., Qin, S., & Yang, Y. (2018). Ultraviolet radiation rather than inorganic nitrogen increases dissolved organic carbon biodegradability in a typical thermo-erosion gully on the Tibetan Plateau. *Science of the Total Environment*, *627*, 1276-1284. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.275>
- Ma, Q., Jin, H., Yu, C., & Bense, V. F. (2019). Dissolved organic carbon in permafrost regions : A review. *Science China Earth Sciences*, *62*, 349-364. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9309-6>
- Mackay, J. R. (1984). The direction of ice-wedge cracking in permafrost : Downward or upward? *Canadian Journal of Earth Sciences*, *21*(5), 516-524. <https://doi.org/10.1139/e84-056>
- Mackay, J. R. (1989). Ice-Wedge cracks, western Arctic coast. *Canadian Geographer*, *33*(4), 365-368. <https://doi.org/10.1111/j.1541-0064.1989.tb00923.x>
- Mackay, J. R. (1990). Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-genetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, *1*, 15-29. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430010104>
- Mackay, J. R. (1993a). Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *30*(8), 1720-1729. <https://doi.org/10.1139/e93-151>

- Mackay, J. R. (1993b). The sound and speed of ice-wedge cracking, Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(3), 509-518. <https://doi.org/10.1139/e93-040>
- Malone, L., Lacelle, D., Kokejl, S. V., & Clark, I. D. (2013). Impacts of hillslope thaw slump on geochemistry of permafrost catchments (Stony Creek watershed, NWT, Canada). *Chemical Geology*, 356, 38-49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.010>
- McDonald, D. M., & Lamoureux, S. F. (2009). Hydroclimatic and channel snowpack controls over suspended sediment and grain size transport in a High Arctic catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 424-436. <https://doi.org/10.1002/esp.1751>
- McGuire, A. D., Koven, C., Lawrence, D. M., Clein, J. S., Xia, J., Beer, C., Burke, E., Chen, G., Chen, X., Delire, C., Jafarov, E., MacDougall, A. H., Marchenko, S., Nicolsky, D., Peng, S., Rinke, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., ... Zhuang, Q. (2016). Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009: Modeling permafrost carbon dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(7), 1015-1037. <https://doi.org/10.1002/2016GB005405>
- Ogle, D., Wheeler, P., & Dinno, A. (2020). *Simple Fisheries Stock Assessment Methods, R Package version 0.8.30*. <https://github.com/droglenc/FSA>
- Oksanen, J., Blanchet, G. F., Friendly, M., Kindt, R., Legendre, P., McGlinn, D., Minchin, P. R., O'Hara, R. B., Simpson, G., Solymos, P., Stevens, M. H. H., Szoecs, E., & Wagner, H. (2019). *Community Ecology Package, R package version 2.5-6*. <https://cran.r-project.org>, <https://github.com/vegandevs/vegan>
- Paquette, M., Fortier, D., Lafrenière, M. J., & Vincent, W. F. (2020). Periglacial slopewash dominated by solute transfers and subsurface erosion on a High Arctic slope. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31, 472-486. <https://doi.org/10.1002/ppp.2066>
- Paquette, M., Fortier, D., & Vincent, W. F. (2017). Water tracks in the High Arctic: A hydrological network dominated by rapid subsurface flow through patterned ground. *Arctic Science*, 3(2), 334-353. <https://doi.org/10.1139/as-2016-0014>

- Paquette, M., Fortier, D., & Vincent, W. F. (2018). Hillslope water tracks in the High Arctic : Seasonal flow dynamics with changing water sources in preferential flow paths. *Hydrological Processes*, 32(8), 1077-1089. <https://doi.org/10.1002/hyp.11483>
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D., Gratton, D., & Lamarque, L. J. (2017). Remote sensing evaluation of High Arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-erosion gully processes. *Arctic Science*, 3, 237-253. <https://doi.org/10.1139/as-2016-0047>
- Perreault, N., Lévesque, E., Fortier, D., & Lamarque, L. J. (2016). Thermo-erosion gullies boost the transition from wet to mesic tundra vegetation. *Biogeosciences*, 13, 1237-1253. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1237-2016>
- Quinton, W. L., & Marsh, P. (1998). The influence of mineral earth hummocks on subsurface drainage in the continuous permafrost zone. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 213-228. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199807/09\)9:3%3C213::AID-PPP285%3E3.0.CO;2-E](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199807/09)9:3%3C213::AID-PPP285%3E3.0.CO;2-E)
- Quinton, W. L., & Marsh, P. (1999). A conceptual framework for runoff generation in a permafrost environment. *Hydrological Processes*, 13(16), 2563-2581. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199911\)13:16%3C2563::AID-HYP942%3E3.0.CO;2-D](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199911)13:16%3C2563::AID-HYP942%3E3.0.CO;2-D)
- R Core Team. (2019). *R: A language and environment for statistical computing*. <https://www.r-project.org/>
- Romanovsky, V. E., Isaksen, K., Drozdov, D. S., Anisimov, O., Instanes, A., Leibman, M., McGuire, A. D., Shiklomanov, N. I., Smith, S. L., & Walker, D. (2017). Changing permafrost and its impacts. Dans *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017* (p. 65-102). Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., Isaksen, K., Kholodov, A. L., Christiansen, H. H., Drozdov, D. S., Malkova, G. V., & Marchenko, S. S. (2017). Terrestrial Permafrost. Dans *State of Climate in 2016* (Vol. 98, p. S147-S151). Bulletin of

the American Meteorological Society.

- Rudy, A. C. A., Lamoureux, S. F., Kokejl, S. V., Smith, I. R., & England, J. H. (2017). Accelerating thermokarst transforms ice-cored terrain triggering a downstream cascade to the ocean. *Geophysical Research Letters*, *44*, 80-87. <https://doi.org/10.1002/2017GL074912>
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., Natali, S. M., Olefeldt, D., Romanovsky, V. E., Schaefer, K., Turetsky, M. R., Treat, C. C., & Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, *520*, 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Shur, Y. (1988). The upper horizon of permafrost soils. *Proceedings*, *1*, 867-871.
- Shur, Y., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (2005). The transient Layer: Implications for geocryology and climat-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, *16*, 5-17. <https://doi.org/10.1002/ppp.518>
- Sidorchuk, A. (1999). Dynamic and static models of gully erosion. *CATENA*, *37*, 401-414. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(99\)00029-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00029-6)
- Slater, A. G., & Lawrence, D. M. (2013). Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models. *Journal of Climate*, *26*(15), 5608-5623. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1>
- Smith, S. L., & Burgess, M. M. (2002). *A digital database of permafrost thickness in Canada*. Geological Survey of Canada; Open File 4173. <https://doi.org/10.4095/213043>
- Smith, S. L., Burgess, M. M., Riseborough, D., & Nixon, F. M. (2005). Recent Trends from Canadian Permafrost Thermal Monitoring Network Sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, *16*, 19-30. <https://doi.org/10.1002/ppp.511>
- Strauss, J., Schirrmeister, L., Grosse, G., Fortier, D., Hugelius, G., Knoblauch, C., Romanovsky, V., Schädel, C., Schneider von Deimling, T., Schuur, E. A. G., Shmelev, D., Ulrich, M., & Veremeeva, A. (2017). Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional

characteristics and carbon vulnerability. *Earth-Science Reviews*, 172, 75-86.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.007>

Tananaev, N., Teisserenc, R., & Debolskiy, M. (2020). Permafrost hydrology research domain : Process-based adjustment. *Hydrology*, 7(6), 1-16.
<https://doi.org/10.3390/hydrology7010006>

Tang, J., Yurova, A. Y., Schurgers, G., Miller, P. A., Olin, S., Smith, B., Siewert, M. B., Olefeldt, D., Pilesjö, P., & Poska, A. (2018). Drivers of dissolved organic carbon export in a subarctic catchment : Importance of microbial decomposition, sorption-desorption, peatland and lateral flow. *Science of the Total Environment*, 622–623, 260-274.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.252>

Tank, S. E., Vonk, J. E., Walvoord, M. A., McClelland, J. W., Laurion, I., & Abbott, B. W. (2020). Landscape matters : Predicting the biogeochemical effects of permafrost thaw on aquatic networks with a state factor approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 358-370. <https://doi.org/10.1002/ppp.2057>

Tarnocai, C. (2009). Arctic Permafrost Soils. Dans *Permafrost Soils* (Rosa Margesin, Vol. 16, p. 3-16). Springer.

Townsend-Small, A., McClelland, J. W., Holmes, R. M., & Peterson, B. J. (2011). Seasonal and hydrologic drivers of dissolved organic matter and nutrients in the upper Kuparuk River, Alaskan Arctic. *Biogeochemistry*, 103, 109-124. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9451-4>

Van der Brink, P. J., & Ter Braak, C. J. F. (1999). Principal response curves : Analysis of time-dependent multivariate responses of biological community to stress. *Environmental Toxicology and Chemistry*, 18(2), 138-148. <https://doi.org/10.1002/etc.5620180207>

Van Everdingen, R. (Éd.). (2005). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.

van Huissteden, J., & Dolman, A. (2012). Soil carbon in the Arctic and the permafrost carbon

feedback. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4(5), 545-551.
<https://doi.org/10.1016/j.cosust.2012.09.008>

Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., & Zhang, T. (2013). Observations : Cryosphere. Dans *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge University Press, p. 317-382).

Veillette, A., Fortier, D., & Godin, E. (2015). *Contrasting patterns of thermo-erosion gullies formed in syngenetic ice wedge polygonal terrains on Bylot Island, eastern Canadian Arctic : Case studies from three different sedimentary environments*. 1-8.

Vonk, J. E., & Gustafsson, Ö. (2013). Permafrost-carbon complexities. *Nature Geoscience*, 6, 675-676. <https://doi.org/10.1038/ngeo1937>

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., & Holmes, R. M. (2013). High biolability of ancient permafrost carbon upon thaw. *Geophysical Research Letters*, 40, 2689-2693. <https://doi.org/10.1002/grl.50348>

Vonk, J. E., Tank, S. E., Bowden, W. B., Laurion, I., Vincent, W. F., Alekseychik, P., Amyot, M., Billet, M. F., Canario, J., Cory, R. M., Deshpande, B. N., Helbig, M., Karlsson, J., Larouche, J., MacMillan, G., Rautio, M., Walter Anthony, K. M., & Wickland, K. P. (2015). Reviews and syntheses : Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic ecosystems. *Biogeosciences*, 12, 7129-7167. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7129-2015>, 2015

Walvoord, M. A., & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic impacts of thawing permafrost -A review. *Vadose Zone Journal*, 15, 1539-1663. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>

Walvoord, M. A., Voss, C. I., & Wellman, T. P. (2012). Influence of permafrost distribution on groundwater flow in the context of climate-driven permafrost thaw : Exemple of Yukon Flats Basin, Alaska, United-States. *Water Ressources Research*, 48(7), 1-17. <https://doi.org/10.1029/2011WR011595>

- Wang, J. J., Lafrenière, M. J., Lamoureux, S. F., Simpson, A. J., Gélinas, Y., & Simpson, M. J. (2018). Differences in riverine and pond water dissolved ororganic matter composition and sources in Canadian High Arctic watersheds affected by active layer detachments. *Environmental Science and Technology*, 52(3), 1062-1071. <https://doi.org/10.1021/acs.est.7b05506>
- Woo, M. (2012). *Permafrost Hydrology*. Springer.
- Woo, M. K., Kane, D. L., Carey, S. K., & Yang, D. (2008). Progress in permafrost hydrology in the new millennium. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 237-254. <https://doi.org/10.1002/ppp.613>
- Woo, M. K., & Young, K. L. (2006). High Arctic wetlands : Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology*, 320, 432-450. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.025>
- Young, K. L., Lafrenière, M. J., Lamoureux, S. F., Abnizova, A., & Miller, E. A. (2015). Recent multi-year streamflow regimes and water budgets of hillslope catchments in the Canadian High Arctic : Evaluation and comparison to other small Arctic watershed studies. *Hydrology Research*, 46(4), 533-550. <https://doi.org/10.2166/nh.2014.004>
- Zolkos, S., Tank, S. E., & Kokejl, S. V. (2018). Mineral weathering and the permafrost carbon-climat feedback. *Geophysical Research Letters*, 45, 9623-9632. <https://doi.org/10.1029/2018GL078748>