

**Faculté des bioingénieurs**

# **Identification de l'apparition et de l'évolution de taliks fermés avec le dégel du pergélisol**

*Cas d'étude : Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis)*

Auteure : Victoria Pinte  
Promotrice : Sophie Opfergelt (SST/ELI/ELIE)  
Lecteurs : François Jonard (SST/ELI/ELIE)  
François Massonnet (SST/ELI/ELIC)

Année académique 2021-2022

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme de  
**Bioingénieur en sciences agronomiques**



## Avant-propos

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de la dernière année du projet *WeThaw* (*Mineral Weathering in Thawing Permafrost: causes and consequences* - <https://sites.uclouvain.be/wethaw/>) financé par le Conseil européen de recherche depuis 2017. L'objectif principal du projet est d'évaluer la réponse de l'altération minérale dans les Cryosols soumis au dégel saisonnier. L'amélioration de la compréhension des phénomènes se produisant dans les sols lors des périodes de dégel permettrait de contribuer à fournir des données d'entrée pour les modèles de prédiction de l'évolution du stock de carbone organique gelé dans le contexte du réchauffement climatique.



## Remerciements

La rédaction de ce mémoire a pu être réalisée grâce au soutien, aux conseils, à l'encadrement et à l'aide de nombreuses personnes.

Je tiens, tout d'abord, à remercier ma promotrice, Sophie Opfergelt, de m'avoir offert l'opportunité de découvrir le monde du pergélisol et de travailler au sein du projet *WeThaw*.

Je remercie tout particulièrement Maëlle Villani qui m'a encadrée durant la réalisation de ce mémoire depuis la création des premiers graphiques jusqu'à la fin de la rédaction.

Je les remercie toutes les deux pour leurs disponibilités, leur compréhension, leur écoute, leur soutien et leurs nombreuses relectures et feedbacks tout au long de l'année. J'ai eu beaucoup de chance de les avoir comme encadrantes.

*Thanks also to Catherine Hirst for her help in understanding the Bonanza Creek database without which this thesis could not have been completed.*

*Thanks to all the researchers on Ted Schuur's team at the Northern Arizona University for the expertise, information on the active layer thickness and ground temperature measurements at the different depths, and for providing me with the data from 2019 to 2021 before it was available on the online database. Thanks to Justin Ledman, Craig See, Alisson Kelly, Heidi Rodenhizer, Emma Lathrop, Stephanie Kadej and Ted Schuur.*

Je tiens à remercier également toute l'équipe du laboratoire *SOLS* de l'UCLouvain pour l'accueil qu'ils m'ont réservé, leur soutien et leur expertise. Je remercie Benoît Pereira pour l'organisation des « midis mémorants » ainsi que tous les intervenants qui m'ont permis de m'organiser et de m'améliorer tout au long de l'élaboration de ce mémoire.

Je remercie également les membres de mon jury, François Jonard et François Massonnet, pour le temps qu'ils ont accepté de consacrer à la lecture et à la cotation de mon mémoire.

Pour terminer, je tiens à remercier ma famille et mes amis pour leur écoute et soutien sans faille depuis le début de ce projet. Un merci particulier à mes parents, Sophie Bascour et Jean Pinte, ainsi qu'à mon grand-père, Christian Pinte, pour tout le temps qu'ils ont consacré à la relecture de mon mémoire.



# Table des matières

|                                                                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| INTRODUCTION                                                                                                                                            | 1  |
| 1. ÉTAT DE L'ART                                                                                                                                        | 3  |
| 1.1. Environnement périglaciaire                                                                                                                        | 3  |
| 1.2. Cryosol                                                                                                                                            | 3  |
| 1.2.1. Pergélisol                                                                                                                                       | 4  |
| 1.2.2. Couche de transition                                                                                                                             | 5  |
| 1.2.3. Couche active                                                                                                                                    | 6  |
| 1.3. Impact du changement climatique sur le pergélisol                                                                                                  | 6  |
| 1.3.1. Changement climatique                                                                                                                            | 6  |
| 1.3.2. État actuel de la dégradation du pergélisol                                                                                                      | 8  |
| 1.3.3. Prédications de la dégradation du pergélisol à court et long terme                                                                               | 11 |
| 1.4. Impact du dégel du pergélisol sur l'environnement                                                                                                  | 12 |
| 1.5. Étude et impact de la présence de taliks                                                                                                           | 16 |
| 1.5.1. Terminologie des taliks                                                                                                                          | 16 |
| 1.5.2. Causes de la formation des taliks                                                                                                                | 17 |
| 1.5.3. Impact de la présence de taliks sur l'environnement                                                                                              | 18 |
| 2. OBJECTIFS                                                                                                                                            | 21 |
| 3. MATÉRIEL ET MÉTHODE                                                                                                                                  | 23 |
| 3.1. Le site d'étude                                                                                                                                    | 23 |
| 3.2. Les données disponibles                                                                                                                            | 26 |
| 3.2.1. La base de données                                                                                                                               | 26 |
| 3.2.2. Les instruments de mesures                                                                                                                       | 27 |
| 3.3. La méthode d'analyse                                                                                                                               | 29 |
| 3.3.1. Étape 1 : Évolution interannuelle                                                                                                                | 29 |
| 3.3.2. Étape 2 : Sélection d'années contrastées pour une étude saisonnière                                                                              | 30 |
| 3.3.3. Étape 3 : Évolution saisonnière                                                                                                                  | 30 |
| 4. RÉSULTATS ET DISCUSSION                                                                                                                              | 31 |
| 4.1. Évolution interannuelle des conditions de dégel (température de l'air, profondeur de dégel, température du sol et épaisseur de la couche de neige) | 31 |
| 4.1.1. Lien entre la température de l'air et la profondeur maximale de dégel                                                                            | 33 |
| 4.1.2. Lien entre la température médiane de l'air et la température du sol à différentes profondeurs                                                    | 37 |
| 4.1.3. Lien entre la présence d'une couche de neige et la profondeur de dégel                                                                           | 40 |
| 4.1.4. Variabilité interannuelle des facteurs influençant le dégel : identification d'années contrastées                                                | 41 |
| 4.2. Évolution saisonnière des variables indicatrices de la présence de taliks (profondeur de dégel et température du sol)                              | 43 |
| 4.3. Évolution saisonnière de la profondeur de dégel                                                                                                    | 51 |

|             |                                              |           |
|-------------|----------------------------------------------|-----------|
| 4.3.1.      | Évolution de la vitesse de dégel             | 51        |
| 4.3.2.      | Hétérogénéité de la présence de taliks       | 51        |
| <b>4.4.</b> | <b>Implications de la présence de taliks</b> | <b>54</b> |
| <b>5.</b>   | <b>CONCLUSION</b>                            | <b>55</b> |
| <b>6.</b>   | <b>PERSPECTIVES</b>                          | <b>57</b> |
| <b>7.</b>   | <b>BIBLIOGRAPHIE</b>                         | <b>59</b> |
| <b>A.</b>   | <b>ANNEXES</b>                               | <b>71</b> |

## Table des figures

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 1.1 : (a) Distribution du pergélisol continu, discontinu et sporadique dans l'hémisphère nord, (b) Profil d'un Cryosol comprenant trois parties : la couche active, la couche de transition et le pergélisol                                                                                     | 4  |
| Figure 1.2 : Profil d'un Cryosol et gradient de température en hiver et en été                                                                                                                                                                                                                          | 5  |
| Figure 1.3 : Variation de la température mondiale observée et réponses modélisées à des trajectoires stylisées des émissions de forçage anthropique                                                                                                                                                     | 7  |
| Figure 1.4 : Tendances de l'augmentation de la température de l'air observée (°C/décennie) sur la période 1980-2015 au niveau de (A) l'Arctique, (B) l'Atlantique                                                                                                                                       | 7  |
| Figure 1.5 : Facteurs influençant le régime thermique du pergélisol                                                                                                                                                                                                                                     | 10 |
| Figure 1.6 : Évolution de (A) la température de l'air, de la surface du sol et de la surface du pergélisol pour les mois d'hiver (octobre à mai) et les mois d'été (juin à septembre) sur le site de Franklin Bluff au nord de l'Alaska, (B) la température du pergélisol sur le site d'Eight Mile Lake | 10 |
| Figure 1.7 : Variation simulée du volume global du sur les trois premiers mètres de profondeur en fonction de la variation simulée de la température globale de l'air en surface                                                                                                                        | 11 |
| Figure 1.8 : Rétroaction positive du dégel du pergélisol sur le cycle du carbone                                                                                                                                                                                                                        | 14 |
| Figure 1.9 : Hétérogénéité du paysage dans l'hémisphère nord gelé                                                                                                                                                                                                                                       | 15 |
| Figure 1.10 : Profil moyen du sol dans les parcelles de contrôle et de réchauffement du sol                                                                                                                                                                                                             | 16 |
| Figure 1.11 : Terminologie des taliks présents dans la couche active                                                                                                                                                                                                                                    | 17 |
| Figure 1.12 : Évolution des conditions hydrogéologiques dues au dégel du pergélisol discontinu pour (a) le climat actuel et (b) un climat plus chaud                                                                                                                                                    | 18 |
| Figure 3.1 : Localisation du site d'Eight Mile Lake en Alaska, États-Unis                                                                                                                                                                                                                               | 23 |
| Figure 3.2: Différence de la moyenne de température en Alaska entre 1981-2010 et 2014- 2018                                                                                                                                                                                                             | 24 |
| Figure 3.3 : Site d'étude à Eight Mile Lake (Alaska, États-Unis) divisé en trois parcelles selon un gradient naturel de dégradation du pergélisol                                                                                                                                                       | 25 |
| Figure 3.4 : Représentation schématique de la courbe du dégel du sol entre le mois de mai et le mois de septembre                                                                                                                                                                                       | 27 |
| Figure 3.5 : Représentation des lieux de mesures pour les variables de profondeur de dégel et de température du sol sur la parcelle EXT (dégradation prononcée) de site d'étude d'Eight Mile Lake.                                                                                                      | 29 |
| Figure 4.1 : Évolution des conditions de dégel, entre 2004 et 2021, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée)                                                                                              | 32 |
| Figure 4.2 : Température annuelle moyenne de l'air pour la région NOAA AKCD3 de 1925 à 2018, et pour le site d'étude du lac Eight Mile de 2004 à 2018                                                                                                                                                   | 33 |
| Figure 4.3 : Température du pergélisol à différentes profondeurs sur le site d'étude Eight Mile Lake entre 1985 et 2018                                                                                                                                                                                 | 35 |

|                                                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figure 4.4 : Changement de la profondeur de dégel au cours du temps sur différents sites d'étude                                                                                                                                                            | 36 |
| Figure 4.5 : Évolution de (A) la profondeur maximale de dégel (couche active) et de (B) la profondeur de regel des 211 stations russes                                                                                                                      | 36 |
| Figure 4.6 : Relation entre la profondeur moyenne de dégel maximale et la température annuelle médiane de l'air pour le site d'Eight Mile Lake entre 2005 et 2020                                                                                           | 37 |
| Figure 4.7 : Enregistrements, à long terme, de température du pergélisol pour différents sites sélectionnés à travers l'hémisphère nord                                                                                                                     | 39 |
| Figure 4.8 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2004 et septembre 2005, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée)  | 43 |
| Figure 4.9: Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2009 et septembre 2010, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée)   | 44 |
| Figure 4.10 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2018 et septembre 2019 sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée)  | 45 |
| Figure 4.11 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2019 et septembre 2020, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée) | 46 |
| Figure 4.12 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2020 et septembre 2021, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée) | 47 |
| Figure 4.13 : Évolution de la profondeur de dégel pour chaque carré d'échantillonnage de la parcelle MOD (dégradation modérée) en : (A) 2005, (B) 2010, (C) 2019, (D) 2020, (E) 2021                                                                        | 53 |
| Figure A.1 : Évolution saisonnière de la température du sol à 40 cm de profondeur de la parcelle EXT (dégradation prononcée) du site d'étude d'Eight Mile Lake, en 2020, pour chacun des thermocouples                                                      | 72 |

## Liste des tableaux

|                                                                                                                                                                                                                          |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tableau 3-1: Données exploitées au sein de la base de données Bonanza Creek                                                                                                                                              | 27 |
| Tableau 3-2 : Valeurs disponibles pour la profondeur de dégel pour les trois parcelles (EXT, MOD, MIN) du site d'étude d'Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek                                           | 28 |
| Tableau 3-3 : Valeurs disponibles pour la température du sol pour les trois parcelles (EXT, MOD, MIN) du site d'étude d'Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek                                            | 28 |
| Tableau 4-1 : Résultats de la profondeur de dégel moyenne et de la vitesse de dégel pour les trois parcelles au cours des cinq années                                                                                    | 49 |
| Tableau A-1 : Valeurs disponibles pour la température de l'air et de la couche de neige pour le site d'Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek                                                             | 71 |
| Tableau A-3 : Données de caractérisation du stocks de carbone organique total (TOC) et de carbone organique (OC) par couche de profil de sol de la parcelle modérément dégradées à Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis). | 73 |



## Liste des acronymes

|                       |                                                                                                                 |
|-----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>AKCD3</b>          | Région de la division climatique 3 de l'Alaska                                                                  |
| <b>CH<sub>4</sub></b> | Méthane                                                                                                         |
| <b>CO<sub>2</sub></b> | Dioxyde de carbone                                                                                              |
| <b>EML</b>            | Eight Mile Lake                                                                                                 |
| <b>EXT</b>            | Dégradation prononcée                                                                                           |
| <b>GES</b>            | Gaz à effets de serre                                                                                           |
| <b>GIEC</b>           | Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat                                                  |
| <b>LTER</b>           | <i>Long-Term Ecological Research</i> - Recherche écologique à long terme                                        |
| <b>MIN</b>            | Dégradation minimale                                                                                            |
| <b>MOD</b>            | Dégradation modérée                                                                                             |
| <b>NO<sub>2</sub></b> | Oxyde nitreux                                                                                                   |
| <b>NOAA</b>           | <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> – Administration nationale des océans et de l'atmosphère |
| <b>O<sub>2</sub></b>  | Dioxyde                                                                                                         |
| <b>OC</b>             | Carbone organique                                                                                               |
| <b>RCP</b>            | <i>Representative Concentration Pathways</i> - Trajectoires représentatives de concentration                    |
| <b>WRB</b>            | <i>World Reference Base for Soil Resources</i> - Base de référence mondiale pour les ressources en sols         |



## Introduction

Le dernier rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), publié le 28 février dernier, rappelle le contexte de changement climatique dans lequel nous sommes installés depuis le début de l'ère industrielle (GIEC, 2022). Si l'augmentation des températures impacte l'ensemble du globe, elle est particulièrement marquée en Arctique où elle est deux à trois fois plus importante que sur le reste de la surface terrestre (GIEC, 2019). Ce réchauffement modifie notamment les conditions de précipitations pluvieuses et neigeuses, l'humidité des sols, la température du sol, et la couverture végétale qui sont tous des facteurs influençant le dégel du pergélisol (Jorgenson et al., 2001; Nelson, 2003; Zhang et al., 1997). Le pergélisol est un sol ou sous-sol dont la température est inférieure ou égale à 0 °C pendant au moins deux années consécutives (French, 2007). Il représente 24 % de la surface terrestre de l'hémisphère nord (Brown et al., 1997; Heginbottom et al., 2012).

Les scientifiques estiment que l'ensemble du volume de pergélisol contient deux fois plus de carbone que l'atmosphère (Biskaborn et al., 2019; Schuur et al., 2008). Le dégel du pergélisol est ainsi susceptible de libérer de grandes quantités de carbone sous la forme de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub>, qui sont des gaz à effet de serre (GES). La libération de ces GES se produit à la suite du dégel et à la dégradation du carbone organique piégé dans le pergélisol. De plus, l'épaisseur de la couche active qui dégèle saisonnièrement augmente avec le temps. Cela a pour effet qu'elle ne regèle plus complètement en hiver, créant ainsi une couche de sol non gelé entourée de sol gelé que l'on appelle « talik » (Schuur et al., 2008). La formation de taliks accentue les émissions hivernales de carbone puisqu'une partie du carbone organique qui était, auparavant, piégé dans le pergélisol en hiver, est dégelé toute l'année. Le carbone organique devient donc sujet à la dégradation, à la minéralisation et aux échanges avec l'eau tout au long de l'année. Le dégel du pergélisol a dès lors un effet rétroactif positif sur la libération du carbone et sur le réchauffement climatique qui est accentué par la présence de taliks dans la couche active en hiver (Lamontagne-Hallé et al., 2018; Schaefer et al., 2014).

L'identification de la présence de taliks fermés (fermés vis-à-vis de l'atmosphère) au sein de la couche active et leur évolution sont peu étudiées alors que ces taliks ont un effet rétroactif sur la libération de carbone dans l'atmosphère, sur le dégel du pergélisol ainsi que sur la formation même de ces taliks (GIEC, 2021; Schuur et al., 2015). Le premier objectif de cette étude est ainsi d'identifier l'apparition de taliks fermés et leur évolution dans la couche active au cours de la période récente (entre 2004 et 2021) sur le site d'étude d'Eight Mile Lake situé en Alaska aux Etats-Unis. Pour ce faire, nous nous basons sur l'évolution des variables explicatives des conditions de dégel (la température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige) et l'évolution en parallèle des variables indicatrices de la présence de taliks (la profondeur de dégel et la température du sol à 10 et 40 cm de profondeur). Le deuxième objectif est d'évaluer l'épaisseur de ces taliks et leurs impacts potentiels sur la perte de carbone organique dans les sols.



## 1. État de l'art

### 1.1. Environnement périglaciaire

Le concept de « zone périglaciaire » fût introduit au XI<sup>e</sup> Congrès géologique à Stockholm en 1910 et désigne les conditions climatiques et géomorphologiques périphériques aux nappes glaciaires et aux glaciers datant du Pléistocène, époque dominée par de grandes glaciations (French, 2007). Cette définition a évolué au cours du le temps et prend désormais en compte les conditions climatiques froides sans considérer la proximité physique et/ou temporelle avec un glacier (French, 2007; van Everdingen, 2005). L'environnement périglaciaire est notamment caractérisé selon deux critères : l'oscillation entre une période de gel et de dégel, et la présence d'une portion de sol gelé en permanence, c'est-à-dire la présence de pergélisol (French, 2007; Zhang et al., 2003).

Le climat périglaciaire est caractérisé par une température annuelle moyenne comprise entre -15 °C et -1 °C avec des précipitations annuelles comprises entre 120 et 1 400 mm (French, 2007). Ce climat est composé de différents sous-types de climats comprenant notamment le climat continental, le climat maritime, le climat alpin, le climat boréal, le climat antarctique et le climat de l'Extrême-Arctique. Les conditions périglaciaires se situent dans les hautes latitudes principalement dans l'hémisphère nord (Figure 1.1.a), et également dans les zones de hautes altitudes dans certaines chaînes de montagnes (French, 2007).

### 1.2. Cryosol

Le Cryosol, selon le système de classification de la *World Reference Base for Soil Ressources* (WRB) ou le Gélisol, selon la classification américaine de la taxonomie des sols est un sol comprenant un pergélisol situé à un ou deux mètres de profondeur sous la surface du sol, qui a une température moyenne annuelle inférieure à 0 °C, et qui est composé de matériaux organiques ou minéraux sujets à la cryoturbation<sup>1</sup> (Bockheim, 2015; van Everdingen, 2005). Si la cryoturbation est fortement marquée, il s'agit d'un Cryosol turbique alors que si elle est peu marquée, il s'agit d'un Cryosol statique dans le cas d'un sol minéral ou d'un Cryosol organique dans le cas d'un sol organique (French, 2007). Le Cryosol représente 13,8 millions de km<sup>2</sup> sur la surface terrestre et est réparti de la manière suivante : 83 % dans le cercle polaire arctique, 17 % dans les régions de hautes montagnes et enfin 0,1 % au niveau de l'Antarctique (Bockheim, 2015).

Le Cryosol est divisé en trois parties (Figure 1.1.b), la première partie en partant de la roche mère est le pergélisol, la seconde partie est la couche de transition et enfin, à la surface, la couche active (French, 2007; Shur et al., 2005).

---

<sup>1</sup> La cryoturbation est un processus géomorphologique qui remanie la structure et la composition des matériaux de la couche supérieure du sol sous l'action de l'alternance du gel et du dégel (Bockheim, 2015)

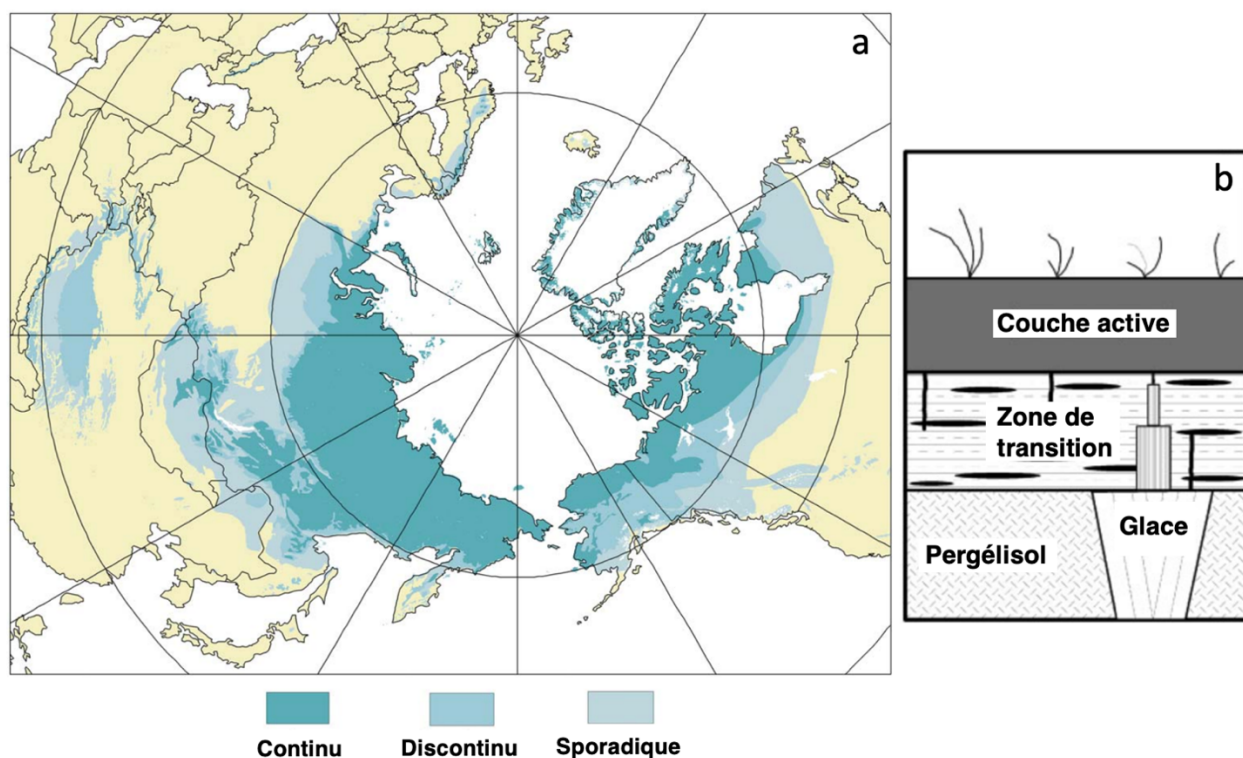


Figure 1.1 : (a) Distribution du pergélisol continu, discontinu et sporadique dans l'hémisphère nord (adapté d'après Brigham & Nelson, 2003), (b) Profil d'un Cryosol comprenant trois parties : la couche active, la couche de transition et le pergélisol (adapté d'après Shur et al., 2005).

### 1.2.1. Pergélisol

Le pergélisol, appelé *permafrost* en anglais, est défini comme tout matériau terrestre de subsurface, que ce soit un sol minéral, organique ou de la roche, qui reste à une température inférieure ou égale à 0 °C pendant au moins deux années consécutives (French, 2007; Schuur et al., 2008; Zhang et al., 1999). Cette définition implique que le pergélisol ne se limite pas uniquement aux sols gelés mais prend également en compte les sols non gelés comme les sols contenant une salinité élevée qui ne gèlent pas à des températures égales ou inférieure à 0°C (Osterkamp, 2001). Il existe différents types de pergélisols selon leur continuité latérale qui est influencée par la température moyenne annuelle de l'air : le pergélisol continu, discontinu ou sporadique (Figure 1.1.a ; French, 2007). Le pergélisol sera d'autant plus continu que les températures de l'air sont basses (van Huissteden, 2020). L'étendue du pergélisol est d'environ  $22 \pm 3.10^6$  km<sup>2</sup> (GIEC, 2021). Il s'étend sur environ 24 % de l'hémisphère nord terrestre<sup>2</sup> (Brigham & Nelson, 2003; Brown et al., 1997) et sur une partie de l'hémisphère sud, notamment dans les montagnes, dans les îles subantarctiques et sur le continent antarctique (Bockheim, 2015).

La température, l'épaisseur et la continuité géographique du pergélisol sont influencées par le bilan énergétique de surface (Figure 1.2 ; Shuur et al., 2008). La couche supérieure du pergélisol est sujette aux fluctuations des températures journalières et saisonnières, alors que la couche

<sup>2</sup> L'estimation ne prend pas compte les zones comprises sous les calottes glaciaires (Heginbottom et al., 2012)

inférieure, à plus de 10-20 m de profondeur, est une zone isotherme qui dépend du gradient de chaleur géothermique. La température de la couche supérieure du pergélisol est notamment influencée par les changements de la température de l'air, de l'épaisseur et de la densité de la couverture neigeuse, par l'effet de l'humidité sur les propriétés thermiques du sol ou encore par la fréquence des feux (Figure 1.2; Brigham & Nelson, 2003; Jorgenson & Osterkamp, 2005; Nelson, 2003; Schaefer et al., 2012). La surface du sol est physiquement soutenue par le pergélisol, qui modifie le microrelief et qui influence la température et l'humidité du sol en plus de l'hydrologie de subsurface, les zones d'enracinement et le cycle des éléments nutritifs (Jorgenson & Osterkamp, 2005).

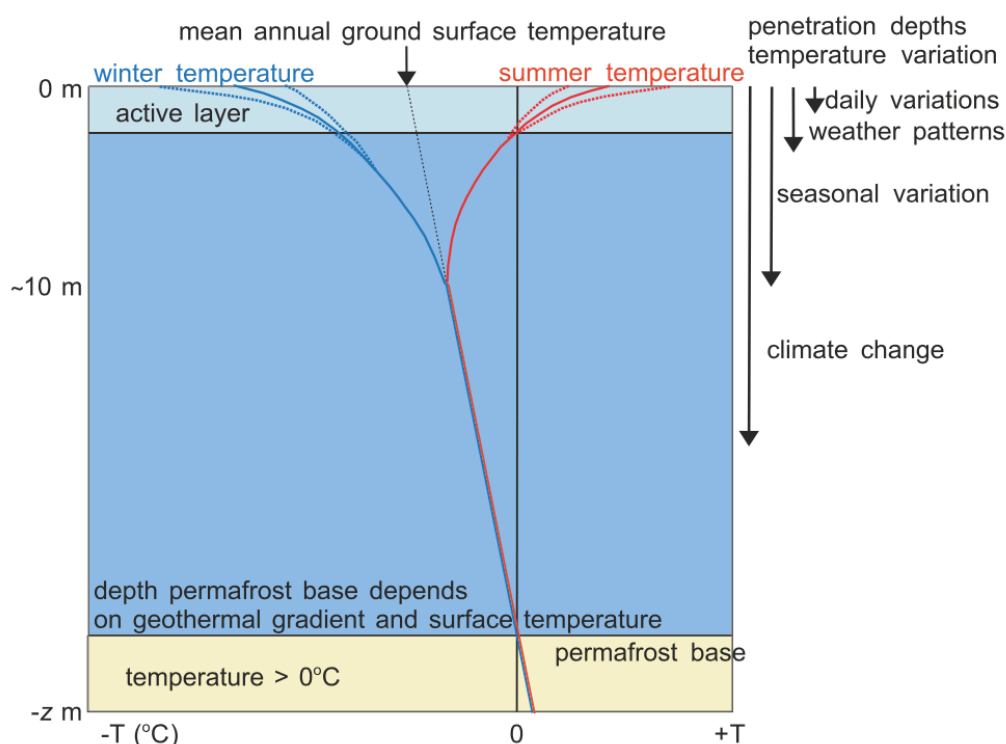


Figure 1.2 : Profil d'un Cryosol et gradient de température en hiver (ligne bleue) et en été (ligne rouge) (van Huissteden, 2020).

### 1.2.2. Couche de transition

La couche de transition est une zone tampon qui se situe à l'interface entre la couche active et la partie supérieure du pergélisol (French, 2007; Shur et al., 2005). La couche de transition est caractérisée par sa composition riche en glace, plus importante en profondeur qu'en surface de la couche, qui dépend du gradient de température lié au gel et au dégel de la couche active. En été, le gradient de température du sol devient négatif (température plus élevée dans la couche active que dans le pergélisol), l'eau peut alors s'infiltrer et descendre jusqu'au sommet du pergélisol entraînant une augmentation de la teneur en glace dans la couche de transition à la fin de l'été (van Huissteden, 2020).

La couche de transition est importante pour la stabilité thermique du pergélisol. Ses propriétés peuvent changer au fil du temps par la ségrégation de la glace, l'infiltration de l'eau ou encore

le dégel de glace souterraine de la couche active en été (Shur et al., 2005). Le dégel en profondeur de la zone de transition est une réponse à une modification dans le climat, à une perturbation de la couche organique ou de la végétation à la surface (Shur et al., 2003; Shur & Jorgenson, 1998).

### **1.2.3. Couche active**

La couche active, *active layer* en anglais, est la couche superficielle du sol qui gèle en hiver et dégèle en été (Bockheim, 2015; French, 2007). L'épaisseur de la couche active varie localement chaque année selon de nombreux facteurs tels que la température de l'air, la couche de neige, la végétation, le drainage, le type de sol, le contenu en eau du sol ou encore la topographie (Bockheim, 2015; Grünberg et al., 2020). Le moment de la fonte des neiges est l'un des facteurs qui impactent le plus l'épaisseur de la couche active (Chapin et al., 2005; Wilcox et al., 2019). La fonte des neiges réchauffe le sol via l'infiltration de l'eau. Plus ce phénomène a lieu tôt dans l'année, plus le sol commence à dégeler tôt dans l'année ce qui augmente la période de dégel (Wilcox et al., 2019).

## **1.3. Impact du changement climatique sur le pergélisol**

### **1.3.1. Changement climatique**

Depuis l'ère préindustrielle, les activités humaines ont contribué à augmenter la température moyenne à la surface du globe d'environ  $1\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$  (GIEC, 2019). Sur la décennie 2006-2015, l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe est estimée à plus de  $0,87\text{ °C} \pm 0,12\text{ °C}$ . Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) estime que le réchauffement dû aux émissions anthropiques mondiales depuis l'époque industrielle et jusqu'à présent persistera durant plusieurs siècles voir des millénaires et continuera à causer d'autres changements à long terme sur le système climatique (degré de confiance élevé). Cependant, selon les experts du GIEC, il est improbable (degré de confiance moyen) que les émissions anthropiques produites depuis l'époque industrielle puissent à elle seules être en mesure de provoquer un réchauffement planétaire de  $+1,5\text{ °C}$  (GIEC, 2019). Par contre, le GIEC estime que le réchauffement planétaire atteindra  $+1,5\text{ °C}$  entre 2030 et 2052 s'il continue à augmenter de  $0,2\text{ °C} \pm 0,1\text{ °C}$  par décennie (degré de confiance élevé) en raison des activités anthropiques (Figure 1.3; GIEC, 2019). Le réchauffement est généralement plus marqué sur les continents que sur les océans. Il est deux ou trois fois plus élevé dans l'Arctique, déjà sujet à des variabilités multi-décennales de la température à la surface de la mer et des glaces de mer, que la moyenne planétaire (Figure 1.4; GIEC, 2019).

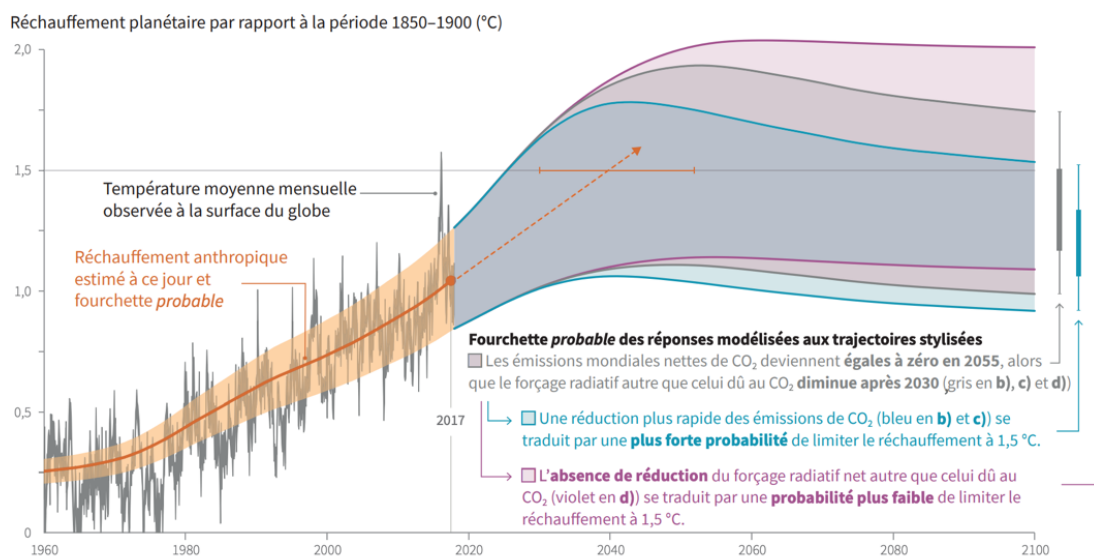


Figure 1.3 : Variation de la température mondiale observée et réponses modélisées à des trajectoires stylisées des émissions de forçage anthropique (GIEC, 2019).

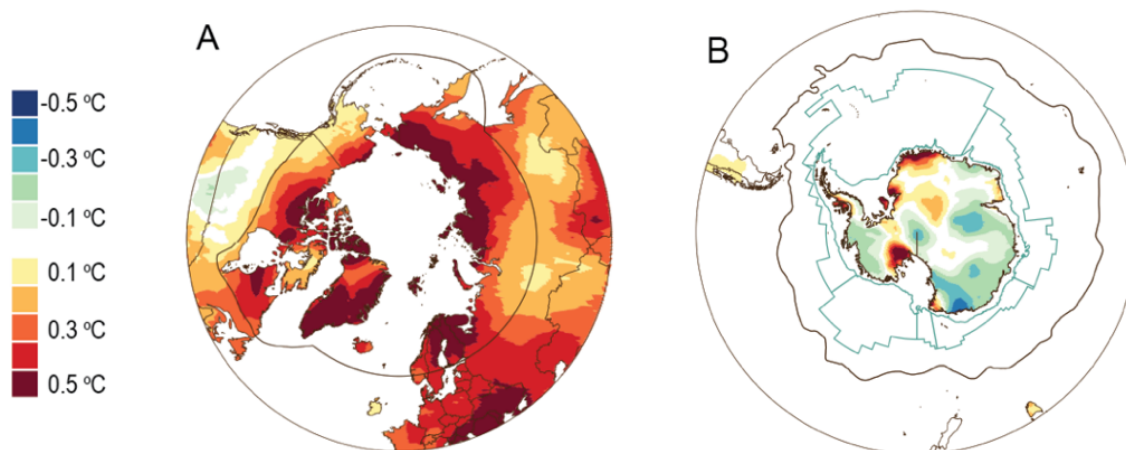


Figure 1.4 : Tendence de l'augmentation de la température de l'air observée (°C/décennie) sur la période 1980-2015 au niveau de (A) l'Arctique, (B) l'Atlantique. Les données présentées sont extraites de l'Atlas interactif du GIEC et sont dérivées de l'ensemble des données ajustées du ERA5 (adapté d'après GIEC, 2022).

L'accélération du réchauffement dans les régions de l'Arctique a des impacts économiques importants, tels que, des dommages à l'industrie du poisson et du crabe à cause du déplacement des écosystèmes marins, qui rendent urgente la quantification des changements dans les événements de forte chaleur ainsi que l'évaluation de leur incertitude (Weidman et al., 2021). Les événements de chaleur extrême ont une probabilité de se produire qui augmente avec le temps, en plus d'avoir des impacts sur l'environnement, les températures élevées ont notamment des effets néfastes sur la santé humaine (Weidman et al., 2021).

### 1.3.2. État actuel de la dégradation du pergélisol

La dégradation du pergélisol correspond principalement à la variation de l'étendue, de la température et de l'épaisseur de la couche active (GIEC, 2021). La dégradation du pergélisol au niveau des lacs peut avoir lieu le long des côtes avec une perte de 0,1 à 2 m/an du pergélisol, ou verticalement sous l'eau (Jorgenson & Osterkamp, 2005).

La dégradation du pergélisol est constatée dans plusieurs régions de l'hémisphère nord tel qu'au Canada (Camill & Clark, 1998; Halsey et al., 1995; Thie, 1974; Vitt et al., 1994; Zoltai & Vitt, 1990), en Russie (Anisimov, 1989; Frauenfeld et al., 2004; Pavlov, 1994; Wang et al., 2016), en Mongolie (Sharkhuu, 1998), en Chine (Cheng, 1983; Ding, 1998), en Suède (Åkerman & Johansson, 2008) et en Alaska (Jorgenson et al., 2001; Jorgenson & Osterkamp, 2005; Osterkamp et al., 2000). En Alaska, la dégradation du pergélisol a commencé il y a environ 250 ans et l'estimation de l'étendue du pergélisol totalement dégradé est passée de 39 % à 47 % en moins de 50 ans (Jorgenson et al., 2001). Actuellement, environ 97 % du pergélisol sous les plateaux arctiques s'amincit selon l'étude de modélisation réalisée en 2019 (GIEC, 2021). Seize modes primaires de dégradation du pergélisol de surface ont été définis en fonction de leurs caractéristiques micro-topographiques et végétales, et ont chacun une répartition géographique, un taux de dégradation et des conséquences écologiques différents (Jorgenson & Osterkamp, 2005).

La dégradation du pergélisol (tout comme sa formation) est influencée par des facteurs anthropiques et également par de nombreux facteurs environnementaux tels que la température de l'air, le couvert végétal, l'humidité et la texture du sol, l'épaisseur et la densité de la couche de neige, l'accumulation de la matière organique et les mouvements hydrauliques (Figure 1.5 ; Frauenfeld et al., 2004; Jorgenson et al., 2001; Nelson, 2003; Williams & Smith, 1989; Zhang et al., 1997).

Le couvert végétal, par son effet albédo<sup>3</sup>, diminue la température du sol en été en réfléchissant une partie de la quantité de lumière provenant du soleil (Juszak et al., 2016). L'impact du couvert végétal varie selon les espèces ainsi que dans le temps et l'espace en raison de la variation de l'ombrage (Smith et al., 2022). Les arbustes, qui ont tendance à réchauffer les sols sont en expansion dans la toundra en raison de la dégradation du pergélisol (Mekonnen et al., 2021). Les arbustes accumulent plus de neige que les autres espèces végétales, ce qui augmente l'épaisseur de la couche de neige qui sert de couche tampon entre l'air et le sol. De plus, les arbustes, contrairement aux autres espèces végétales présentes dans la toundra, ne sont pas complètement recouverts par la couche de neige et empêche la lumière d'être réfléchi par la neige ce qui diminue l'effet albédo durant l'hiver (Burn & Kokelj, 2009; Juszak et al., 2016;

---

<sup>3</sup> L'effet albédo est le rapport d'énergie solaire réfléchi par une surface. Plus l'effet albédo est proche de 1, plus l'énergie lumineuse est réfléchi par la surface et plus la surface du sol sera refroidie (Juszak et al., 2016 ; Zhang, 2005).

Kropp et al., 2020; Palmer et al., 2012). Le réchauffement du sol par le couvert végétal accentue ainsi l'épaisseur de la couche active (Smith et al., 2022).

L'humidité du sol et les précipitations ont tendance à réchauffer le sol, en particulier lorsque le pergélisol est discontinu, chaud et mince, via la convection de chaleur et la thermo-érosion à partir des plans d'eau, des ruisseaux, des rivières, des tourbières, des eaux souterraines (Boike et al., 2015; Godin & Fortier, 2012; Jones et al., 2020; Loranty et al., 2018; Quinton et al., 2019). Les modèles montrent que l'infiltration de la pluie a tendance à réchauffer le sol si la température de la pluie est supérieure à celle du sol (Grant et al., 2015; Guan et al., 2010; Neumann et al., 2019; Zhang et al., 2010). La dégradation du pergélisol entraîne différents changements des conditions hydrauliques dont une augmentation de la connectivité hydrique souterraine des sols, une augmentation de la conductivité hydraulique du sol et une modification des écoulements de subsurface (Walvoord & Kurylyk, 2016). La modification des flux d'eau liée au dégel du pergélisol améliore le transfert de chaleur entre l'eau et le sol ce qui a tendance à accentuer le dégel (de Grandpré et al., 2012; Quinton et al., 2019; Sjöberg et al., 2016).

L'épaisseur de la couche de neige influence la profondeur d'enracinement des plantes, les processus hydrologiques ainsi que la température du sol (Schuur et al., 2008). La couche de neige joue un rôle d'isolant, entre l'atmosphère et le sol, dont l'efficacité varie selon sa densité et son épaisseur (Lawrence & Slater, 2010; Park et al., 2014; Smith & Riseborough, 2002; Sokratov & Barry, 2002; Zhang, 2005). Le rôle isolant augmente avec l'épaisseur de la couche de neige jusqu'à ce qu'elle atteigne 40-50 cm, ensuite, le rôle isolant reste constant. La neige a ce pouvoir isolant grâce à son effet albédo élevée, de son émissivité, de son absorptivité et de sa faible conductivité thermique (Zhang, 2005). Elle permet de garder le sol gelé lorsque la température de l'air est positive et d'empêcher le sol de se refroidir lorsque la température de l'air est négative. De plus, le début de la période des précipitations neigeuses au moment de la saison de transition été-hiver (Shogren et al., 2020) est également un facteur important. En effet, lorsque les précipitations neigeuses ont lieu lorsque la couche active n'est pas encore gelée, cela retarde d'autant plus le processus de regel du sol en raison du pouvoir isolant de la couverture neigeuse. À l'inverse, si les précipitations neigeuses ont lieu lorsque la couche active est gelée, la couche de neige maintiendra le gel au sein de la couche active mais empêchera de renforcer le gel par les températures extérieures négatives ou d'atténuer le dégel par les températures extérieures positives (Frauenfeld et al., 2004; Osy et al., 2022; Zhang, 2005). Ainsi, la couche de neige a tendance à réchauffer le sol, ce qui mène à l'augmentation de l'épaisseur de la couche active.

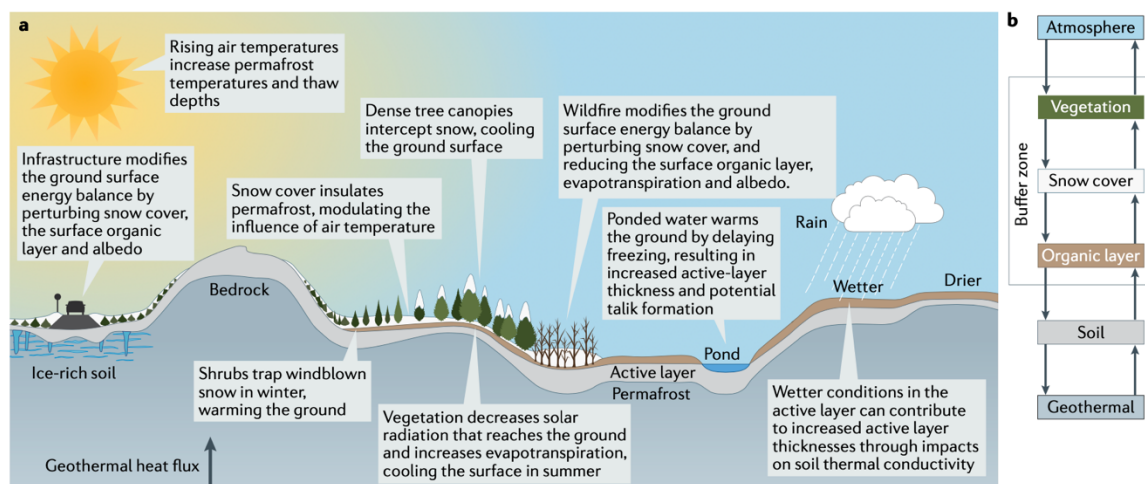


**Figure 1.5 : Facteurs influençant le régime thermique du pergélisol.** Illustration schématique (a) des processus influençant l'épaisseur de la couche active, et (b) des facteurs clés contrôlant le régime thermique du sol (Smith et al., 2022).

La température globale du pergélisol sur le globe a augmenté de  $0,29\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,12\text{ }^{\circ}\text{C}$ , entre 2007 et 2016, le pergélisol continu ( $+0,39\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) est plus impacté que le discontinu ( $+0,20\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (GIEC, 2021). L'augmentation de la température du pergélisol est généralement inférieure à  $0,3^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$  pour les pergélisols dont la température est proche de  $0^{\circ}\text{C}$  dans la région subarctique, et d'environ  $1^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$  pour les pergélisols ayant une température inférieure à  $-2^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$  dans les hautes latitudes de l'Arctique (Smith et al., 2022). Les tendances à l'augmentation de la température du pergélisol varient fortement selon les conditions locales et l'état du pergélisol lui-même (GIEC, 2021). En Alaska central, le pergélisol s'est réchauffé d'environ  $2^{\circ}\text{C}$  depuis le début des années 1970 pouvant mener à un dégel irréversible du pergélisol (Figure 1.6 ; Jorgenson & Osterkamp, 2005; Osterkamp & Romanovsky, 1999).

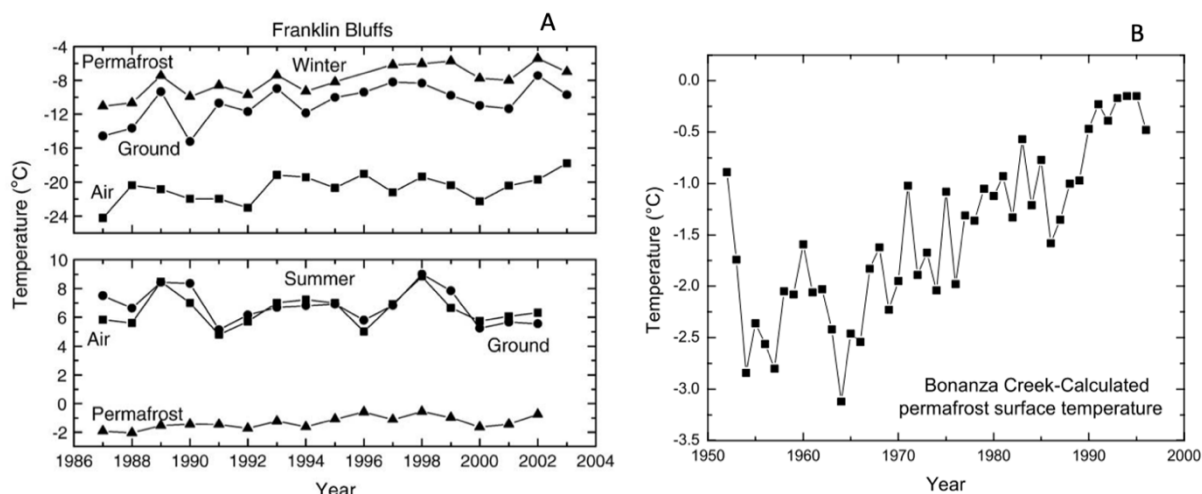


**Figure 1.6 : Évolution de (A) la température de l'air, de la surface du sol et de la surface du pergélisol pour les mois d'hiver (octobre à mai) et les mois d'été (juin à septembre) sur le site de Franklin Bluff au nord de l'Alaska (Osterkamp, 2005), (B) la température du pergélisol sur le site d'Eight Mile Lake (Osterkamp, 2007).**

### 1.3.3. Prédictions de la dégradation du pergélisol à court et long terme

Selon les rapports du GIEC, la température de l'air devrait continuer à augmenter avec des prédictions de + 7 à 8 °C sur les terres de hautes latitudes (GIEC, 2007; Schuur et al., 2008). La température de l'air étant une des variables affectant fortement la dégradation du pergélisol, les projections des chercheurs du GIEC prévoient l'augmentation de l'épaisseur de la couche active et la diminution de l'étendue du pergélisol pan-arctique (région reprenant le nord de l'Arctique et le sud de l'Antarctique). Les régions de hautes montagnes devraient subir une dégradation croissante au cours du XXI<sup>e</sup> siècle avec des conséquences plus importantes que prévues (GIEC, 2021).

Il est pratiquement certain que le volume et l'étendue du pergélisol diminueront au plus les températures de l'air augmenteront. La sensibilité du volume du pergélisol au réchauffement climatique est estimée dans les trois premiers mètres à  $25 \pm 5 \text{ \%}^{\circ}\text{C}^{-1}$  si la température augmente de 4 °C par rapport à l'ère préindustrielle (Figure 1.7 ; GIEC, 2022). La partie inférieure du pergélisol (sous les trois premiers mètres du pergélisol) qui est, actuellement peu sensible à l'augmentation des températures, sera de plus en plus impactée même si la réponse au réchauffement sera retardée par rapport au pergélisol de surface. Pour un même réchauffement, la sensibilité de l'étendue du pergélisol à l'augmentation de la température est estimée à  $4.10^6 \text{ km}^2 \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  (GIEC, 2022).

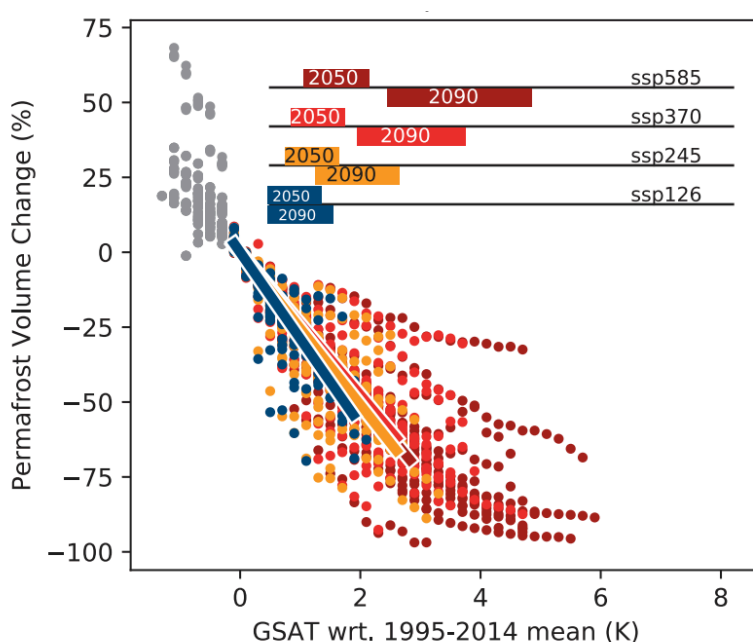


Figure 1.7 : Variation simulée du volume global du sur les trois premiers mètres de profondeur en fonction de la variation simulée de la température globale de l'air en surface (GSAT) (GIEC, 2022).

Les modèles prévoient une perte de l'épaisseur de la couverture neigeuse principalement au printemps dans le monde. Dans l'hémisphère nord, la diminution de l'épaisseur de la couverture neigeuse, en Arctique, est estimée à  $-3,5 \pm 1,9 \text{ \%}$  par décennie en mai et de  $-13,4 \pm 5,4 \text{ \%}$  par décennie au mois de juin (GIEC, 2021). Dans l'hémisphère nord, plus la température de l'air

augmentera, plus la durée de la couverture neigeuse sera courte et entraînera une fonte de la neige de façon précoce (GIEC, 2021). Or, la fonte précoce de la couverture neigeuse impacte fortement la profondeur de dégel du sol en réchauffant le sol plus tôt au printemps et augmente ainsi la période de dégel du sol (Grünberg et al., 2020). L'eau de la fonte des neiges associées à l'augmentation des précipitations prévue dans l'Arctique auront tendance à s'infiltrer dans le pergélisol et à le dégeler par transfert de chaleur (Grünberg et al., 2020). L'augmentation de la teneur en eau du sol, particulièrement dans les sols organiques, entraîne une augmentation de la conduction thermique de celui-ci (Clayton et al., 2021). Ce phénomène s'additionne au transfert de chaleur par advection lié à l'écoulement des eaux souterraines menant à l'augmentation de l'épaisseur de la couche active (Connon et al., 2018; Devoie et al., 2019; Juszak et al., 2016; Wright et al., 2009).

L'augmentation moyenne mondiale du réchauffement des lacs est de 0,3 °C/décennie, avec un taux de réchauffement plus important dans les lacs de hautes latitudes avec une couverture de glace saisonnière (O'Reilly et al., 2015). Ces valeurs de températures des lacs sont particulièrement importantes dans les zones de pergélisol, car elles prédisent le dégel ou non du sous-lac. En effet, la température du lit des lacs (interface entre l'eau et les sédiments) détermine le taux de réchauffement du pergélisol présent sous le lac où le pergélisol dégèle si la température moyenne annuelle du lit du lac est inférieure au point de congélation. Par contre, si la température moyenne annuelle du lit du lac passe au-dessus du point de congélation, cela provoque le dégel du pergélisol sous-jacent (Burn, 2002; Walter et al., 2006; Wik et al., 2016).

#### **1.4. Impact du dégel du pergélisol sur l'environnement**

Le dégel du pergélisol a différents impacts sur l'environnement tels que la libération du stock du carbone et d'autres gaz à effets de serre, la modification des écosystèmes, du système hydrogéologique, de la structure du sol et de son utilisation (Frauenfeld et al., 2004; Plaza et al., 2019; Turetsky et al., 2019; Weidman et al., 2021; Zhang et al., 2020). Ces modifications se font via différents processus physiques, chimiques et biologiques, mais aussi au niveau de l'utilisation des sols (Frauenfeld et al., 2004). Les changements induits par le réchauffement sur la végétation et sur les écosystèmes vont dépendre du taux d'humidité dans le sol lié au dégel (Schuur et al., 2007).

Grâce à ses faibles températures, le pergélisol stocke près de deux fois plus de carbone que l'atmosphère, ce qui fait de lui l'un des plus grands réservoirs de carbone au monde (Biskaborn et al., 2019; Turetsky et al., 2020). Le changement climatique et principalement le réchauffement au niveau des zones de pergélisol pourrait libérer une énorme quantité de carbone et ainsi amplifier le réchauffement via une rétroaction fortement positive (Figure 1.8). Les scénarios RCP 4.5 et 8.5<sup>4</sup> prévoient respectivement une libération de carbone du pergélisol

---

<sup>4</sup> RCP pour « *Representative Concentration Pathways* ». Il existe cinq modèles d'évolution des concentrations des gaz à effet de serre et sont numérotés d'après la valeur du forçage radiatif induit à l'horizon 2100, le RCP 8.5 est le scénario le plus pessimiste avec un forçage radiatif de 8,5 W/m<sup>2</sup> (GIEC, 2021)

de 6-33 Pg et 23-174 Pg d'ici 2100 (Walter Anthony et al., 2018). Il est toutefois nécessaire d'étudier et d'inclure tous les processus qui impacteront la distribution du carbone dégelé (« When Permafrost Thaws », 2020). La vitesse de dégel du pergélisol pourrait influencer la quantité de carbone libérée lors du dégel. Les études se sont basées sur un dégel progressif, mais les observations sur les sites d'étude naturels montrent que le dégel peut se produire de façon spectaculaire et non progressif (Turetsky et al., 2019). Un dégel brutal peut libérer jusqu'à 190 % d'émissions de gaz à effet de serre par rapport à un dégel progressif (Walter Anthony et al., 2018). L'activité microbienne dépend fortement des conditions environnementales et ainsi du réchauffement du pergélisol (« When Permafrost Thaws », 2020). En effet, l'activité est nulle lorsque la température est sous le point de congélation. L'augmentation des températures rend la période d'activité des micro-organismes plus grande et accélère la décomposition de la matière organique en dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), en méthane (CH<sub>4</sub>) et en oxyde nitreux (N<sub>2</sub>O). Les taux d'émission de CH<sub>4</sub> des lacs de la région du plateau tibétain, lieu où la perte de pergélisol est parmi les plus élevées au monde, sont six fois élevés que la moyenne mondiale (Zhang et al., 2020). Une modification de la communauté microbienne pourrait se produire en raison des changements de conditions et accélérer le processus de décomposition de la matière organique (Schuur et al., 2007; « When Permafrost Thaws », 2020).

L'augmentation de production de biomasse par la végétation permet de capturer une partie du carbone libéré dans l'atmosphère (Mc Guire et al., 2018). Cet effet de la végétation permet d'améliorer le bilan carbone lorsque le dégel est progressif (Mc Guire et al., 2018). Toutefois, l'ampleur de ce mécanisme qui limite la boucle rétroactive du pergélisol sur le climat est inconnue. Les changements de végétation peuvent localement impacter la température annuelle moyenne à la surface et ainsi influencer la profondeur de dégel en raison d'un changement d'albédo des écosystèmes (Harris, 1981; Schuur et al., 2008). Les espèces arbustives auront tendance à augmenter le réchauffement local en été. Les modifications liées au dégel du pergélisol tel que le taux d'humidité ou la disponibilité des nutriments du sol sont également susceptibles de modifier les espèces végétales (Schuur et al., 2007).

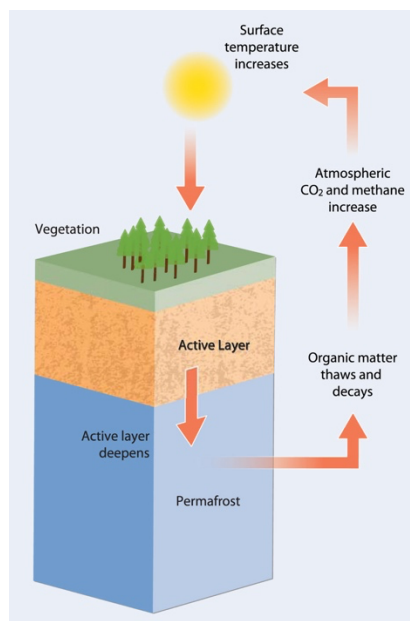


Figure 1.8 : Rétroaction positive du dégel du pergélisol sur le cycle du carbone (Schaefer et al., 2014).

L'export hydrologique latéral du carbone, sur un site réchauffé expérimentalement en Alaska, a été responsable de plus de 50 % de la perte de carbone pendant la dégradation du pergélisol (Plaza et al., 2019). L'étude des modifications des flux hydriques n'est pas négligeable pour évaluer l'impact du dégel du pergélisol sur les changements climatiques (« When Permafrost Thaws », 2020). Le carbone entraîné par ces flux peut s'accumuler au fond des cours d'eau et sédimenter, rester sous forme dissoute ou gazeuse dans les cours d'eau ou encore être libéré dans l'atmosphère (Figure 1.9 ; Vonk et al., 2019). Le temps de séjour de l'eau, ses voies d'écoulement et la perméabilité du sol sont modifiés par la continuité du pergélisol. Les régions de pergélisols sont très hétérogènes, ce qui influence les connectivités hydrologiques lors du dégel et les échanges de solutés. Le dégel du pergélisol est accentué par les changements des conditions hydrauliques qu'il induit puisque les écoulements d'eau de subsurface augmente le transfert de chaleur vers le sol (de Grandpré et al., 2012; Sjöberg et al., 2016). La perméabilité du sol ainsi que la vitesse de dégel du pergélisol sont déterminées par la teneur en glace du pergélisol (Figure 1.9). Les sols riches en glace sont plus sensibles à des dégels brutaux et à un effondrement de la surface qui modifie le paysage et libère de nombreux constituants particuliers (Vonk et al., 2019).

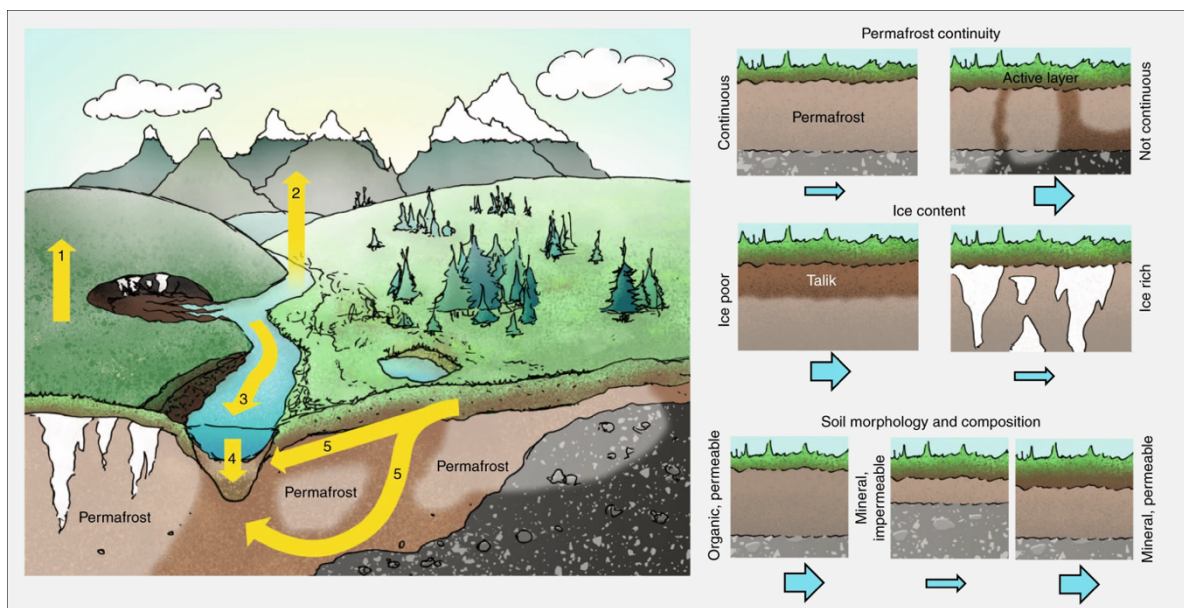


**Figure 1.9 : Hétérogénéité du paysage dans l'hémisphère nord gelé.** Le panneau de gauche illustre les différents paysages : un plateau de toundra vulnérable au thermokarst, un environnement forestier vulnérable à l'approfondissement de la couche active et à la connectivité accrue de la subsurface avec le dégel du pergélisol. Les flèches jaunes indiquent cinq voies de carbone affectées par le dégel : (1) l'émission terrestre (2) l'émission par les voies d'eau, (3) le mouvement dans les eaux intérieures et côtières, (4) l'enfouissement sédimentaire et (5) le lessivage. Les schémas de droite illustrent les contrastes entre les facteurs primaires du paysage, les flèches bleues indiquent le potentiel de transport aquatique latéral du carbone (Vonk et al., 2019).

La fonte de la glace présente dans le pergélisol provoquent des affaissements de terrain et des inondations. Ce phénomène est appelé « processus thermokarstique » (Turetsky et al., 2019; van Everdingen, 2005). La distribution et le contenu en glace du sol déterminent le degré de subsidence du thermokarst, c'est-à-dire le degré d'affaissement du sol (Schuur et al., 2008). L'eau et la neige peuvent s'accumuler dans le creux de ces affaissements, ce qui réchauffe le pergélisol. Après le processus de thermokarst, l'eau libre et la végétation émergente peuvent laisser place à des lacs qui transfèrent de la chaleur, au fil du temps, dans le pergélisol situé sous ces lacs (Brewer, 1958; Ling & Zhang, 2003). De plus, lors des mesures de l'épaisseur de la couche active, ces affaissements ne sont pas pris en compte par les scientifiques, ce qui sous-estime les mesures du dégel du pergélisol (Figure 1.10 ; Rodenhizer et al., 2020).

La couche active peut être tellement épaisse qu'elle ne regèle pas complètement durant l'hiver suivant, formant ainsi ce qu'on appelle un *talik*, c'est à dire une couche de sol non gelé entourée de sol gelé (Schuur et al., 2008). La formation de taliks offre des conditions favorables à la décomposition et permet de résister aux fluctuations thermiques interannuelles. L'augmentation de l'épaisseur de la couche active peut être causée par des effets directs et indirects du réchauffement climatique au niveau mondial comme local. Ces phénomènes se déroulent de manière progressive, mais peuvent localement se produire plus rapidement (Schuur et al., 2008).

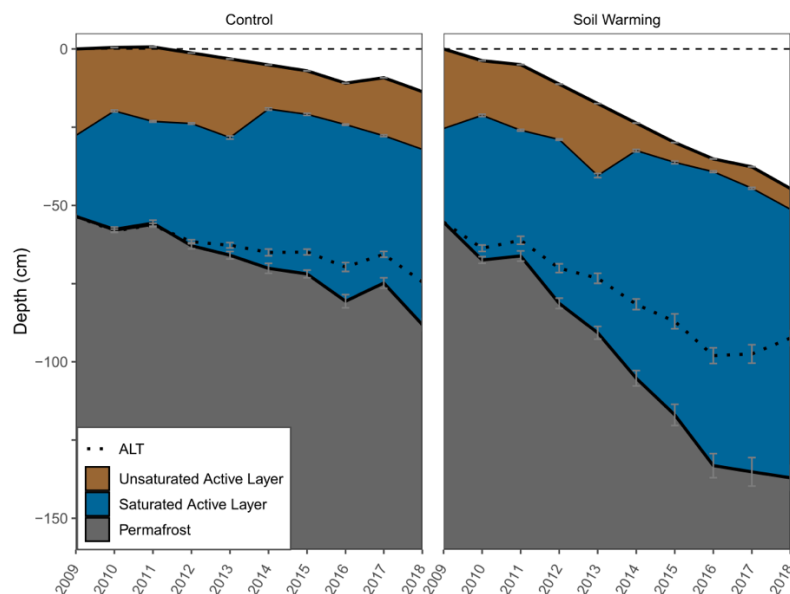


**Figure 1.10 : Profil moyen du sol dans les parcelles de contrôle et de réchauffement du sol.** La couche active non saturée (au-dessus de la nappe phréatique) est représentée en brun, et la couche active saturée (au-dessous de la nappe phréatique) est représentée en bleu. Le pergélisol est représenté en gris. La surface du sol d'origine est indiquée par la ligne pointillée, et la surface du sol (ligne supérieure en gras) a baissé par rapport à la surface du sol d'origine en raison de la subsidence. La ligne pointillée montre la profondeur de dégel par rapport à la surface du sol d'origine et la ligne inférieure en gras montre la profondeur maximale de dégel par rapport à la surface du sol au moment de la prise de mesure. Les barres d'erreur grises indiquent l'erreur standard des mesures d'affaissement, de profondeur de la nappe phréatique, de l'épaisseur de la couche active par rapport à la surface du sol d'origine et à la surface du sol au moment de la prise de mesure (Rodenhizer et al., 2020).

Les conséquences environnementales du dégel du pergélisol peuvent ainsi se produire de manière globale en raison de l'augmentation du dégagement de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, mais également de manière locale en avec la modification de la végétation, de la durée de présence de la couche de neige, de la superficie des lacs ou encore de la fréquence des incendies qui modifient l'albédo. Ces conséquences peuvent avoir des rétractions positives ou négatives sur le réchauffement climatique (Schuur et al., 2008).

## 1.5. Étude et impact de la présence de taliks

### 1.5.1. Terminologie des taliks

Un talik est une couche de sol non gelé en permanence au niveau de la couche active ou au sein du pergélisol (Lamontagne-Hallé et al., 2018; Schuur et al., 2008). Il existe différentes terminologies dans la littérature scientifique pour faire référence aux différents types de taliks que l'on peut retrouver (Devoie et al., 2019; Lamontagne-Hallé et al., 2018; Vonk et al., 2019). La terminologie utilisée de ce mémoire différencie les taliks fermés des taliks ouverts vis-à-vis de l'atmosphère, c'est-à-dire que les taliks fermés n'ont pas de contact avec la surface contrairement aux taliks ouverts (Figure 1.11). Cette terminologie permet de distinguer les conditions d'oxydo-réduction des taliks en présence ou en absence d'oxygène ( $O_2$ ). Les taliks latéraux permettent une connectivité alors que les taliks isolés, eux, ne permettent pas cette connectivité souvent hydraulique (Lamontagne-Hallé et al., 2018; Vonk et al., 2019).

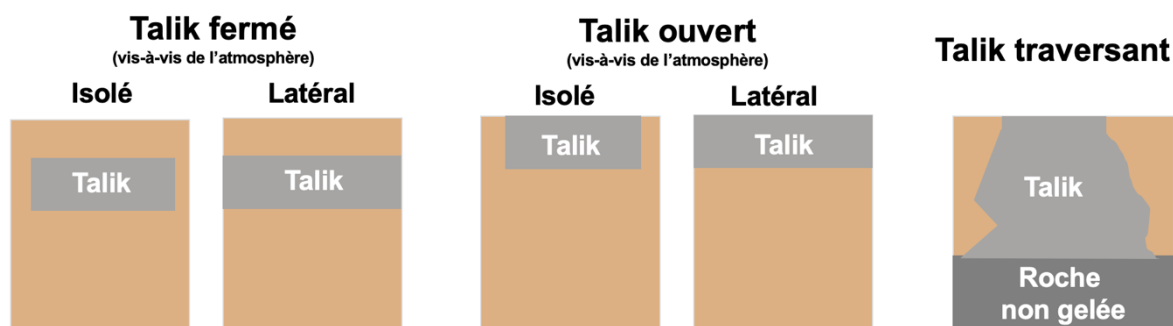


**Figure 1.11 : Terminologie des taliks présents dans la couche active.** Les taliks fermés sont des taliks qui ne sont pas en contact avec l'atmosphère. Les taliks ouverts sont des taliks qui sont en contact avec l'atmosphère. Les taliks latéraux permettent une connectivité hydraulique. Les taliks isolés ne permettent pas de connectivité hydraulique. Les taliks traversants s'étendent de la surface jusqu'à la roche non gelée en profondeur.

Les taliks les plus étudiés sont les taliks ouverts qui se développent en dessous ou à côté de lacs et de zones humides (Devoie et al., 2019). Les différentes études portant sur les taliks ouverts sous les lacs ont mis en avant l'importance de la température moyenne annuelle du lit de ces lacs et des zones humides dans la formation de taliks (Arp et al., 2016; Burn, 2002). Si la température est supérieure au point de congélation, le pergélisol situé en dessous ou sur le côté va dégeler en été et peut ne plus regeler en hiver, créant un talik ouvert sous le plan d'eau (Arp et al., 2016; Burn, 2002). A Barrow, au nord de l'Alaska, entre 1982 et 2011, près de 36 % des lacs gelés jusqu'au lit sont devenus des lacs à glaces flottantes en raison du réchauffement des températures de l'air, plus marqué en hiver que durant le reste de l'année, depuis 1979 (Surdu et al., 2014). Les lacs complètement gelés permettent généralement de maintenir le pergélisol gelé contrairement aux lacs à glaces flottantes. Les lacs peu profonds suivent en été les températures annuelles de l'air et en hiver regèlent et deviennent isothermes près de 0 °C, mais se réchauffent rapidement en raison de la chaleur émise par les sédiments (Arp et al., 2016).

### 1.5.2. Causes de la formation des taliks

L'étude des taliks fermés est récente et se focalise sur l'initiation de ces phénomènes sur base de modélisation depuis 2012. Les taliks fermés se créent lorsque la profondeur de regel est inférieure à la profondeur de dégel durant l'été précédent (Plaza et al., 2019). Dans l'étude de Devoie (2019), ils ont considéré la présence de talik en profondeur si la température dans le profil vertical était supérieure à 0 °C plus de 5 jours consécutifs durant l'hiver.

L'humidité du sol, la température à la surface du sol et la couverture neigeuse ont été identifiées comme étant les trois facteurs influençant le plus la formation de talik (Devoie et al., 2019). Une humidité élevée dans le sol a tendance à favoriser la formation de talik en raison de la convection de chaleur. La température à la surface du sol est importante, car un retard du gel et du dégel peut entraîner une accumulation d'énergie dans le sol qui ne permettra pas au gradient de température de regeler le sol à l'automne (Zhang, 2005; Zhang et al., 1996). Enfin, la couche de neige est un isolant très efficace en raison de son grand volume d'air (Devoie et al., 2019). Les températures du sol sont plus élevées lorsque les précipitations neigeuses sont précoces et lorsque la couche de neige est épaisse, ce qui peut être un élément déclencheur de la formation

de talik (Devoie et al., 2019). Les feux de forêts sont également des facteurs déterminants dans la formation de taliks (Plaza et al., 2019). En effet, les incendies de grande gravité, détruisent la matière organique qui est une couche isolante entre l'atmosphère et le sol, la destruction de cette dernière augmente le flux de chaleur dans le sol (Burn, 2004). De plus, les feux diminuent l'albédo de surface et réduisent l'ombrage et l'évapotranspiration ce qui augmente aussi la chaleur dans le sol. La formation de taliks dans le pergélisol dépendent ainsi de la sévérité du feu mais aussi du climat, de la végétation ainsi que de l'épaisseur de la couche de neige (Darrow, 2011; Minsley et al., 2016; Nossov et al., 2013).

### 1.5.3. Impact de la présence de taliks sur l'environnement

Les taliks s'étendent latéralement et verticalement en raison des étés plus chauds et plus longs et de la diminution de la durée de l'hiver (Figure 1.12). L'augmentation de l'étendue des taliks provoque un effet rétroactif positif sur la croissance de ces taliks en raison du débit d'eau souterraine qui dégage de la chaleur tout au long de l'année et sur la dégradation du pergélisol (Lamontagne-Hallé et al., 2018). À la surface, en l'absence de taliks latéraux, les eaux souterraines se déversent à la surface du sol, car la glace interstitielle ne permet pas la connexion entre le talik et les rivières alors qu'avec des taliks latéraux, ces quantités d'eau peuvent rejoindre les cours d'eau. L'augmentation mesurée des débits d'eau est principalement déterminée par l'augmentation de la connectivité hydrogéologique due au dégel du pergélisol ainsi qu'à la formation de taliks. L'augmentation des précipitations explique également partiellement l'augmentation du débit (Lamontagne-Hallé et al., 2018).

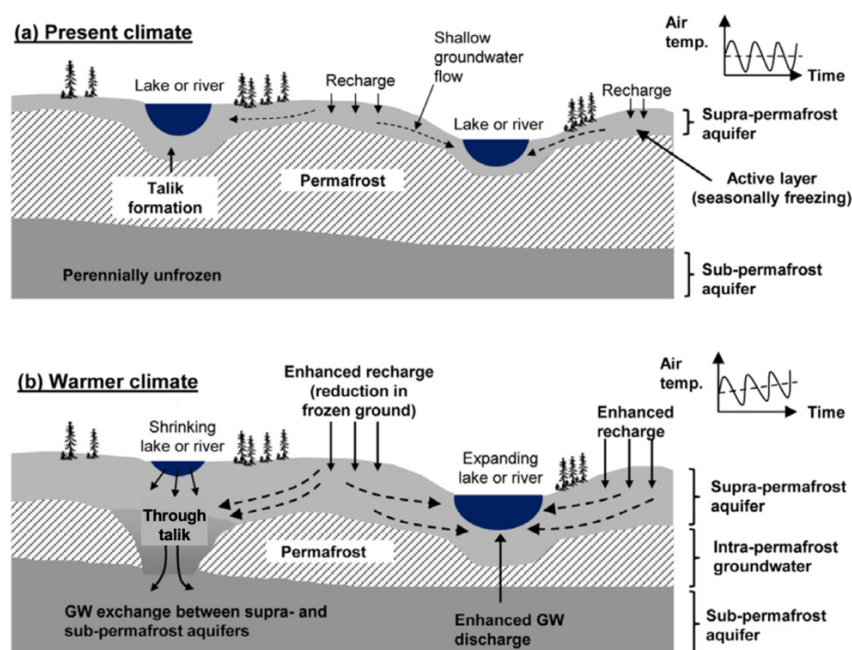


Figure 1.12 : Évolution des conditions hydrogéologiques dues au dégel du pergélisol discontinu pour (a) le climat actuel et (b) un climat plus chaud. Pour le climat plus chaud (b), les taliks traversant nouvellement formés peuvent faciliter le déplacement des eaux souterraines vers les aquifères du pergélisol à des hauteurs inférieures et ainsi drainer les lacs (lac à gauche). Inversement, l'augmentation de la recharge et l'amélioration de l'écoulement des eaux souterraines à travers les aquifères activés peuvent conduire à l'expansion des lacs (lacs à droite) (adapté d'après Walvoord & Kurylyk, 2016).

La formation de taliks affecte les cycles de l'eau et du carbone favorisant le transfert du carbone du pergélisol vers l'atmosphère et vers les rivières (Figure 1.9 ; Vonk et al., 2019). En hiver, le carbone organique non gelé au sein des taliks se retrouve exposé à la décomposition menant à l'émission de GES contribuant à une rétroaction positive du réchauffement (Hugelius et al., 2013; Schuur et al., 2007; Vonk et al., 2019). Dans les taliks ouverts, les conditions d'aérobies favorisent la production de CO<sub>2</sub> alors que les conditions d'anaérobies des taliks fermés favorisent la libération de CH<sub>4</sub> qui est un GES plus puissant que le CO<sub>2</sub> (GIEC, 2007). Ces émissions hivernales de carbone sont peu étudiées car la communauté scientifique estimait qu'il n'y avait pas d'émission de carbone durant l'hiver. De plus, les conditions météorologiques rendent difficiles les missions de terrain durant cette période dans l'environnement périglaciaire. D'ici 2100, les émissions hivernales de CO<sub>2</sub> devrait augmenter de 17% selon le scénario RCP 4,5 et de 41% selon le scénario RCP 8,5 (Natali et al., 2019). Le carbone organique peut se retrouver dans les cours d'eau aussi bien sous forme gazeuse, dissoute ou particulaire. La quantité de carbone transférée dépend principalement des conditions hydrologiques et du paysage (Vonk et al., 2015). Toutefois, les systèmes aquatiques peuvent être un puits de carbone permettant de diminuer la boucle rétroactive positive provoquée par la libération du carbone organique du pergélisol (Vonk et al., 2019). Le carbone dégelé peut atteindre l'océan où il peut être stocké pour une longue période. Le transfert latéral de carbone causé par les mouvements d'eau au sein des taliks latéraux est actuellement mal quantifié et estimé sur base d'échantillons pris dans les cours d'eau (Vonk et al., 2019). Les sources d'azote et de mercure sont également situées au niveau des positions des taliks, le carbone n'est dès lors pas le seul élément libéré en présence de taliks (Plaza et al., 2019).

De nombreuses études s'intéressent aux facteurs influençant la formation des taliks ouverts, quelques-unes s'intéressent plus particulièrement aux taliks fermés qui ne sont pas influencés par la température des lacs à proximité (Devoie et al., 2019; Plaza et al., 2019). L'identification de la présence de taliks fermés et de leur évolution reste un phénomène peu étudié alors que ces taliks permettent une connectivité hydrologique verticale et horizontale, ce qui augmente les débits d'eau et de libération de carbone dans les eaux et l'atmosphère. Le réchauffement climatique prédit par le GIEC devraient augmenter le dégel du pergélisol ainsi que la présence et le volume des taliks (GIEC, 2021, 2022; Lamontagne-Hallé et al., 2018; Schuur et al., 2015). Le dégel plus important du pergélisol et la présence de taliks augmenteront la décomposition organique par les micro-organismes qui libéreront plus de gaz à effet de serre, ce qui accentuera la hausse des températures de l'air et de ce fait le dégel du pergélisol. La présence de talik accentue les effets du dégel du pergélisol et les boucles de rétroactions liées au pergélisol, ce qui justifie la nécessité de mieux quantifier la présence de taliks et la vitesse de leur évolution.

---

## 2. Objectifs

L'objectif du mémoire est d'étudier les évolutions interannuelle et saisonnière des conditions de dégel de la couche active du pergélisol pour répondre à la question suivante :

***« Comment identifier l'apparition et l'évolution de taliks fermés au sein de la couche active du pergélisol au cours du temps ? »***

Afin de répondre à la question de recherche, nous étudions l'évolution des conditions de dégel, entre 2004 et 2021, sur le site d'Eight Mile Lake, en Alaska (Etats-Unis), qui présente un gradient naturel de dégradation du pergélisol. Les variables explicatives des conditions de dégel (et donc de la formation de taliks) utilisées sont la température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige. Les variables indicatrices de la présence de taliks utilisées sont la température du sol à différentes profondeurs (10 et 40 cm) ainsi que la profondeur de dégel (épaisseur de la couche active). L'étude de ces variables en parallèle permettra d'identifier l'apparition de taliks sur la période 2004-2021 et de suivre leur évolution au cours du temps.

Les objectifs spécifiques pour répondre à la question de recherche sont :

- 1- Identifier l'apparition de taliks entre 2004 et 2021 sur base de variables explicatives
  - Identifier la présence de taliks à partir de l'analyse de la profondeur du dégel saisonnier de la couche active
  - Identifier la présence de taliks à partir de l'analyse des températures hivernales du sol à 10 et 40 cm de profondeur
  - Comparer les résultats des deux méthodes d'identification de la présence de taliks
- 2- Estimer les implications de la formation de taliks
  - Estimer l'épaisseur des taliks identifiés
  - Estimer la quantité de carbone organique comprise dans les zones de taliks

---

### 3. Matériel et méthode

#### 3.1. Le site d'étude

Les données disponibles pour répondre aux objectifs cités précédemment proviennent du site d'étude d'Eight Mile Lake (EML) situé en Alaska aux États-Unis (Figure 3.1). Le site d'étude se trouve dans les contreforts nord de la chaîne de l'Alaska à environ 14 km à l'ouest de Healy (Natali et al., 2011; Schuur et al., 2007). Les coordonnées géographiques du site sont 63° 52' 42"N, 149° 15' 12"W (Natali et al., 2011; Schuur et al., 2009). Le site d'étude est situé à 670 m d'altitude et présente une pente douce ( $< 5^\circ$ ) orientée du nord vers l'est sur une toundra acide humide (Osterkamp & Romanovsky, 1999; Schuur et al., 2007). Le site d'EML, principalement composé de pergélisol discontinu, est soumis au dégel du pergélisol ainsi qu'à la formation de thermokarsts depuis ces dernières décennies (Natali et al., 2014). Il est également soumis à un climat continental qui est caractérisé par de grandes variations de température entre l'été et l'hiver (French, 2007). Sur notre site d'étude, la différence de température moyenne entre le mois de janvier et le mois de juillet était de 31 °C entre 1976–2009 (Natali et al., 2012).

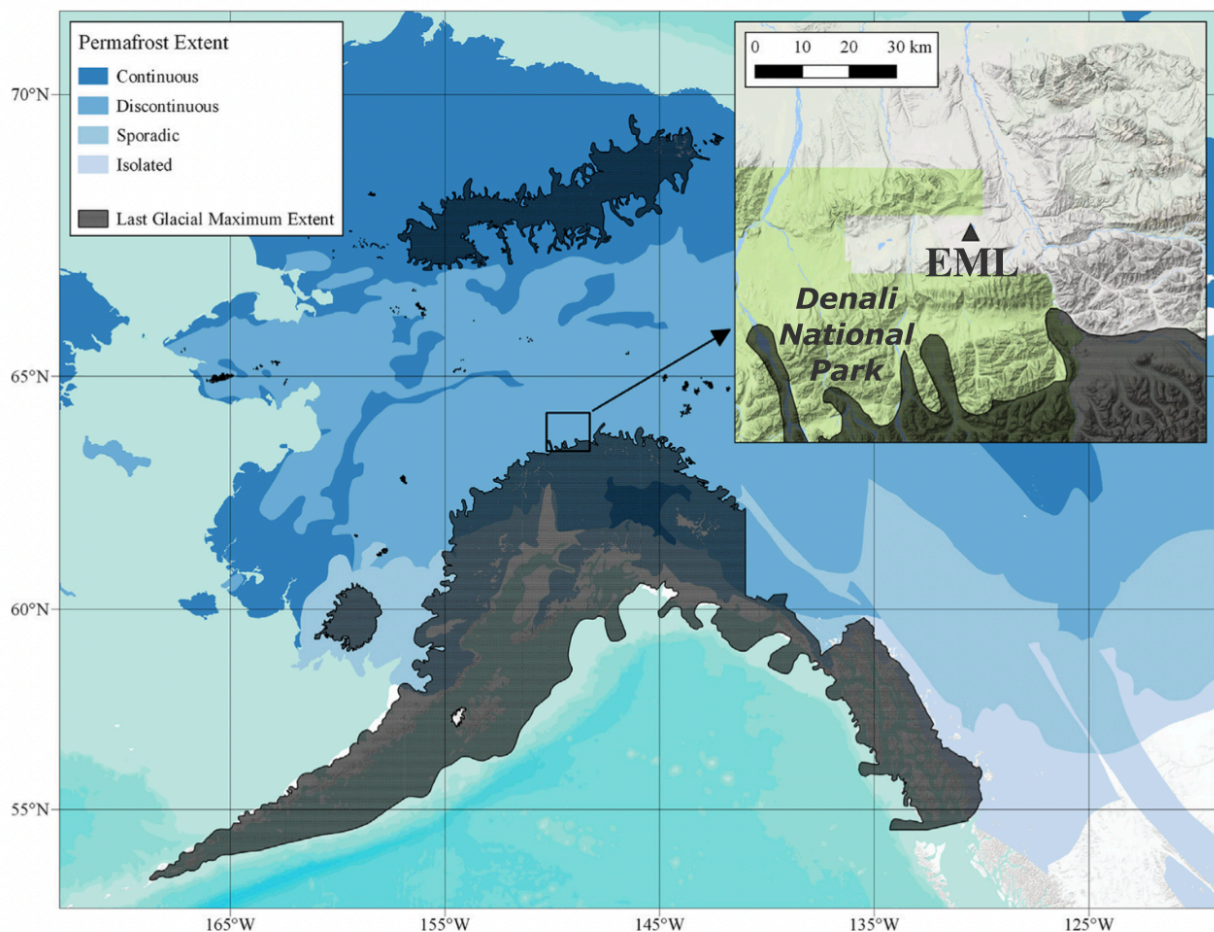


Figure 3.1 : Localisation du site d'Eight Mile Lake en Alaska, États-Unis (modifiée d'après Hutchings et al., 2019).

Depuis 1980, la température moyenne de l'air n'a fait qu'augmenter en Alaska (Markon et al., 2018). Les sept années les plus chaudes en terme de température ont été enregistrées après l'an 2000 avec des températures allant de -1,5 °C à 0,2 °C (ACCAP, 2019). La région dans laquelle se situe le site d'EML, en Alaska, a subi une augmentation de la température de l'air de 2,3 °C entre 1969 et 2018. L'augmentation mesurée entre 1969 et 2014-2018 est de 2,8 °C en hiver, de 2,2 °C au printemps, et va jusqu'à 2,8 °C en automne. Seul l'été reste dans les moyennes observées depuis 1969 (Figure 3.2 ; Thoman & Walsh, 2019).

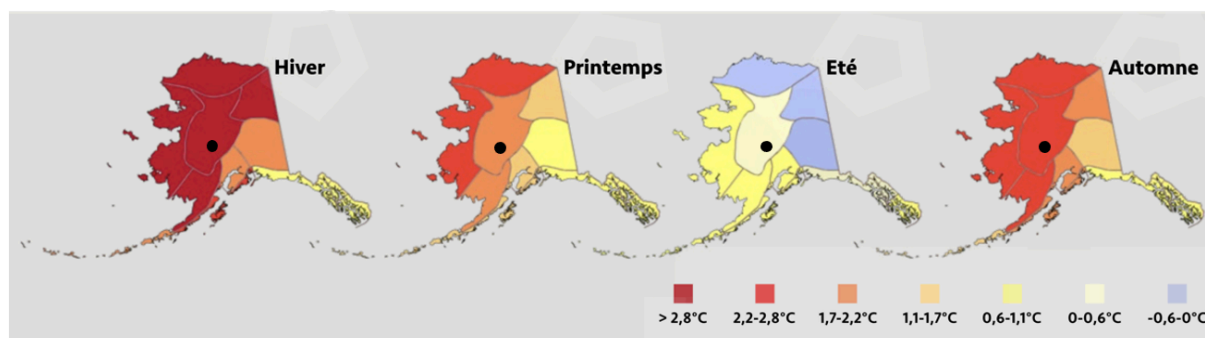


Figure 3.2: Différence de la moyenne de température en Alaska entre 1981-2010 et 2014- 2018. Le point noir représente le site d'Eight Mile Lake (adapté de Thoman & Walsh, 2019).

A la station d'Healy, à proximité du site d'étude, la température maximale annuelle a augmenté de 1,5 °C entre 1969 et 2018 et la température minimale annuelle a augmenté de 1,8°C sur la même période (NOAA, s. d.). La température de l'air entre 2004 et 2011 varie entre  $-17,4 \pm 1,7$  °C en moyenne au mois de janvier et  $13,5 \pm 0,6$  °C au mois de juillet pour une température annuelle moyenne de  $-2,3 \pm 0,5$  °C. Les précipitations moyennes durant l'été sont de  $235 \pm 31$  mm (Natali et al., 2014).

L'augmentation de la température de l'air s'accompagne également d'une augmentation de la température du sol entraînant un dégel du pergélisol plus profond. Le réchauffement hivernal de l'air (Figure 3.2) a provoqué une augmentation de la température du sol (5-40 cm de profondeur) de 2,3 °C durant l'hiver ce qui a entraîné une augmentation de 10% de la profondeur de dégel durant l'été (Natali et al., 2012). En plus de ce phénomène, l'humidité du sol et l'hydrologie globale de la région ont été modifiées aux endroits où la glace a dégelé ou où elle s'est écroulée, menant à un coefficient de variation de l'humidité plus important (Schuur et al., 2007).

Le site d'étude est localisé sur des sols classés comme Cryosols, selon le WRB ou comme Gélisols selon la taxonomie des sols (Bockheim, 2015). Le site d'EML est composé d'un horizon organique d'une épaisseur de 45 à 65 cm au-dessus d'un horizon minéral cryoturbé composé d'un mélange de till glaciaire (dépôts de glacier non consolidés) et de loess (dépôts atmosphériques) (Natali et al., 2012). La couche active a une épaisseur d'environ 50-60 cm en moyenne (Natali et al., 2012).

Le site d'étude EML est divisé en trois parcelles depuis 2003 selon un gradient naturel de dégradation du pergélisol (Figure 3.3 ; Schuur et al., 2007). À l'est du site se situe la parcelle nommée MIN pour « Minimal Thaw » qui est la parcelle la moins dégradée, c'est-à-dire qu'elle a la couche active la moins épaisse avec une profondeur de dégel maximale mesurée à  $45,9 \pm 2,4$  cm à la fin de la saison de dégel de la couche active qui est considérée sur le site à la mi-septembre (Schuur et al., 2007). La parcelle centrale est nommée MOD pour « Moderate Thaw ». Elle a une profondeur de dégel maximale de  $49,7 \pm 2,0$  cm (Schuur et al., 2007). Enfin, le plus à l'ouest se situe la parcelle nommée EXT pour « Extensive Thaw », il s'agit de la parcelle la plus dégradée avec une profondeur de dégel maximale de  $63,3 \pm 7,5$  cm à la mi-septembre (Schuur et al., 2007). L'ensemble de ces trois parcelles sur le même site constitue un gradient naturel de dégradation du pergélisol qui semble pouvoir mettre en évidence les effets à long terme de la présence de thermokarsts et du dégel du pergélisol notamment sur la dynamique des écosystèmes dans des zones relativement bien drainées (Schuur et al., 2007). La végétation sur le site d'étude varie selon le gradient de dégradation, les parcelles MIN et MOD sont principalement recouvertes de graminéoïdes alors que la parcelle EXT est recouverte d'arbustes et mousses (Vogel et al., 2009).

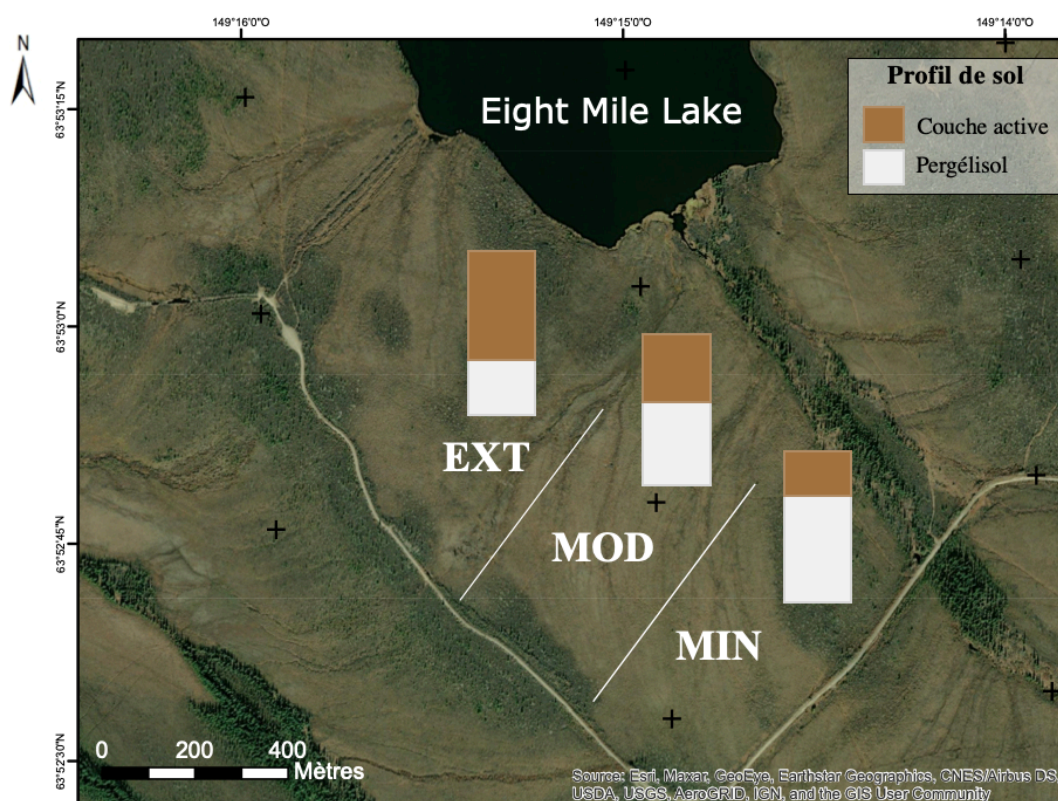


**Figure 3.3 :** Site d'étude à Eight Mile Lake (Alaska, États-Unis) divisé en trois parcelles selon un gradient naturel de dégradation du pergélisol partant de la droite : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée) et EXT (dégradation prononcée) avec une représentation schématisée de leur profil de sol (modifié d'après Villani et al., 2022).

## 3.2. Les données disponibles

### 3.2.1. La base de données

Pour répondre à la question de recherche, les données récoltées par le réseau « BONANZA CREEK LTER » sur différents projets de recherche ont été utilisées. Ces données sont reprises dans une base de données au nom du projet accessible sur : <http://www.lter.uaf.edu/data/data-catalog>.

Le réseau BONANZA CREEK LTER est géré par l'« *Institute of Arctic Biology* » de l'Université d'Alaska à Fairbanks et est financé depuis 1987. Il fait partie du réseau de recherche écologique à long terme (LTER) américain. Ce réseau LTER a été créé en 1980 par la « *National Science Foundation* » qui finance, sur plusieurs années (voire des décennies), des projets de recherches sur diverses questions écologiques. Grâce à la fondation, il est possible de prendre des mesures pendant plusieurs années sur un site en particulier permettant de mettre en évidence des effets à long terme, ce qui était rarement disponible auparavant en raison de financement trop faible. Le réseau LTER met à disposition l'ensemble des données visant à garantir l'accessibilité et l'utilisation de ces données écologiques (LTER Network, 2018).

Le catalogue de données comporte de multiples variables enregistrées sur des décennies et sur de nombreux sites différents. Pour le site d'EML, les mesures disponibles sur les différentes parcelles (MIN, MOD et EXT) concernent notamment : la profondeur de dégel, la température du sol à différentes profondeurs, la température de l'air, l'épaisseur de la couche de neige, la quantité de carbone organique du sol, les flux de CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>, l'humidité du sol, les données météorologiques, etc.

Afin de mettre en évidence la présence de taliks, les variables indicatrices de la présence de taliks utilisées sont la profondeur du dégel et la température du sol à 10 et 40 cm de profondeur. La température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige sont utilisées comme des variables explicatives des conditions de dégel et donc de la formation de taliks (Tableau 3-1). La profondeur de dégel permet d'identifier la présence de taliks lorsqu'à un temps  $t$ , l'augmentation de la profondeur de dégel avec le temps n'est plus linéaire et augmente brutalement (Figure 3.4.A). La température du sol permet, quant à elle, d'identifier si le sol est dégelé ou non en profondeur. Nous prenons comme hypothèse que lorsque la température du sol est supérieure à 0°C pour une profondeur donnée, alors cette portion de sol est dégelée. Nous basons notre hypothèse de sol dégelé sur la définition du pergélisol qui est liée à la température inférieure à 0°C (*cryotic*), en sachant qu'en réalité un sol peut rester dégelé à une température inférieure à 0°C en fonction de la salinité de l'eau (Osterkamp, 2001).

Tableau 3-1: Données exploitées au sein de la base de données Bonanza Creek

| Nom du jeu de données                                                                            | Données exploitées                             | Auteurs               |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------|
| <i>Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient: Seasonal thaw depth 2004-2020</i>          | Profondeur de dégel saisonnier                 | Kelley et al., 2021   |
| <i>Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient: half-hourly soil temperature 2004-2018</i> | Température du sol à 10 et 40 cm de profondeur | Celis et al., 2019    |
| <i>Eight Mile Lake Research Watershed: hourly meteorological data, 2004-2020</i>                 | Température de l'air                           | Schaedel et al., 2021 |
| <i>Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient: Half-hourly snow depth data, 2012-2017</i> | Épaisseur de la couche de neige                | Ledman et al., 2018   |

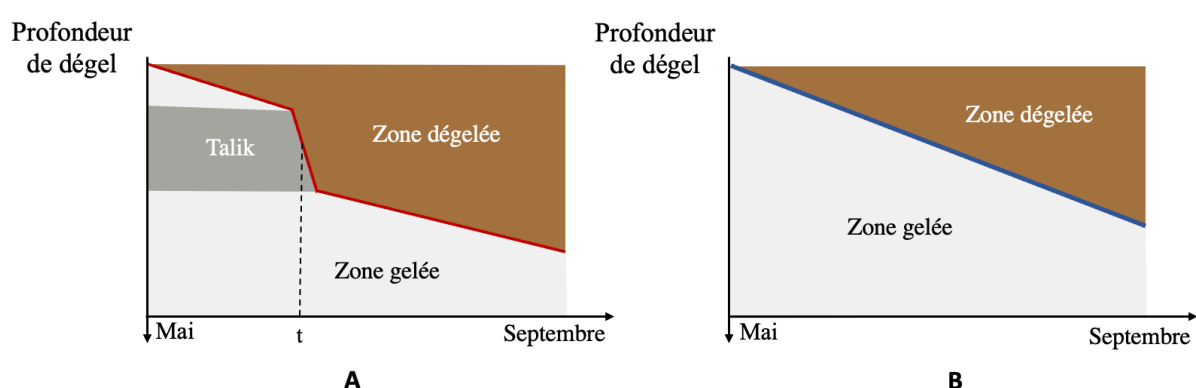


Figure 3.4 : Représentation schématique de la courbe du dégel du sol entre le mois de mai et le mois de septembre : (A) en présence d'un talik, (B) en l'absence de taliks. Au temps t, la présence de talik est marquée en A par le changement abrupt de pente de l'évolution de la profondeur de dégel au cours du temps.

### 3.2.2. Les instruments de mesures

Chacune des parcelles (MIN, MOD et EXT) est divisée en 12 carrés d'échantillonnage dans lesquels sont mesurées les profondeurs de dégel à l'aide d'une fine tige métallique (Figure 3.5 ; Kelley et al., 2021). Les profondeurs de dégel sont mesurées à différents endroits au sein du carré d'échantillonnage. Elles sont prises de façon alternée entre l'axe nord-sud et l'axe est-ouest. La profondeur de dégel a été mesurée toutes les deux semaines durant la période de dégel (de mi-avril à mi-septembre) entre 2004 et 2013 (Tableau 3-2). Entre 2015 et 2018, seule la profondeur maximale au mois de septembre a été prise. De plus, entre 2019 et 2021, les mesures de profondeur de dégel correspondent à la moyenne de deux carrés d'échantillonnage.

**Tableau 3-2 : Valeurs disponibles pour la profondeur de dégel pour les trois parcelles (EXT, MOD, MIN) du site d'étude d'Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek.** La présence d'un « ✓ » signifie que les données existent à un intervalle de deux semaines pendant la période de dégel. La présence d'un « Δ » signifie que la profondeur de dégel n'a été mesurée qu'une fois par an (entre le 9 et le 23 septembre). Le « M » signifie que les données disponibles sont des moyennes de mesures de deux carrés d'échantillonnages. La présence de la mention « NA » signifie qu'il n'existe pas de données pour cette parcelle.

|     | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 | 2017 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| MIN | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | NA   | Δ    | Δ    | Δ    | Δ    | M    | M    | M    |
| MOD | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | NA   | Δ    | Δ    | Δ    | Δ    | M    | M    | M    |
| EXT | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | Δ    | Δ    | Δ    | NA   | Δ    | Δ    | Δ    | Δ    | M    | M    | M    |

La température du sol est prise toutes les demi-heures tout au long de l'année (Tableau 3-3). Celles-ci sont prises via des thermocouples de type T contrôlés par un enregistreur de données CR10X (Celis et al., 2019). Les mesures de la température du sol ont été prises au niveau des puits de 2004 à 2010 et ont ensuite été prises au niveau de trois chambres à CO<sub>2</sub> situées à proximité de trois carrés d'échantillonnage sur chacune des parcelles (Figure 3.5 ; Celis et al., 2019).

**Tableau 3-3 : Valeurs disponibles pour la température du sol pour les trois parcelles (EXT, MOD, MIN) du site d'étude d'Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek.** La présence d'un « ○ » signifie que les données sont incomplètes ; c'est-à-dire qu'elles ne sont pas disponibles pour tous les jours de l'année pour les deux profondeurs (10 cm et 40 cm). Le « ✓ » signifie que les données existent tous les jours de l'année aux deux profondeurs considérées. La présence de la mention « NA » signifie qu'il n'existe pas de données pour cette parcelle.

|     | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 | 2017 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| MIN | 10   | ○    | ○    | ○    | ○    | ✓    | ✓    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
|     | 40   | ○    | ○    | ○    | ○    | ✓    | ✓    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
| MOD | 10   | ○    | NA   | NA   | NA   | ○    | ○    | ○    | ○    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
|     | 40   | ○    | NA   | NA   | NA   | ○    | ○    | ○    | ○    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
| EXT | 10   | ✓    | ✓    | ○    | ✓    | ○    | NA   | ○    | ○    | ○    | ✓    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
|     | 40   | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ○    | NA   | ○    | ○    | ○    | ✓    | ○    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |

Les variables de température de l'air et de la couche de neige, mesurées sur le site d'étude à proximité des parcelles étudiées, sont utilisées afin de déterminer si ces paramètres ont une influence sur la présence de taliks (Annexe A). La température de l'air est enregistrée depuis 2004 à un intervalle de 30 minutes à l'aide d'une station météorologique Onset HOB0 (Schaedel et al., 2021). L'épaisseur de la couche de neige a, quant à elle, été mesurée toutes les 30 minutes entre septembre 2012 et octobre 2017 (Ledman et al., 2018).

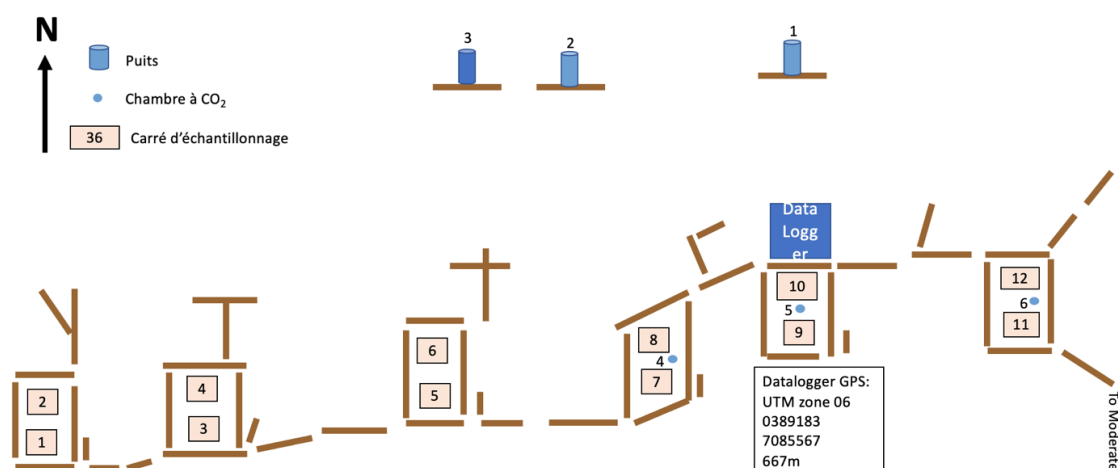


Figure 3.5 : Représentation des lieux de mesures pour les variables de profondeur de dégel et de température du sol sur la parcelle EXT (dégradation prononcée) de site d'étude d'Eight Mile Lake. La disposition est semblable sur les deux autres parcelles MIN (dégradation minimale) et MOD (dégradation modérée ; modifié d'après ECOSS NAU, s.d.).

### 3.3. La méthode d'analyse

#### 3.3.1. Étape 1 : Évolution interannuelle

Afin de mettre en évidence des années contrastées sur lesquelles il est intéressant de regarder les variations saisonnières, nous analysons dans un premier temps l'évolution interannuelle des conditions de dégel sur la période 2004-2021. Pour ce faire, nous nous basons sur deux variables explicatives des conditions de dégel (la température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige), et trois variables indicatrices de la présence de taliks (la profondeur de dégel, et la température du sol à 10 et 40 cm de profondeur).

Les *températures médianes de l'air* en janvier et en août sont calculées afin de pouvoir suivre l'évolution interannuelle de la température de l'air en hiver lorsque le sol est gelé et à la fin de l'été lorsque la profondeur de dégel est maximale. La température médiane annuelle est également utilisée. Pour mettre en évidence des tendances, les valeurs médianes ont l'avantage, par rapport aux valeurs moyennes, d'être moins influencées par des valeurs extrêmes occasionnelles (Qian et al., 2011).

L'*épaisseur de la couche de neige* est généralement la plus importante au mois de janvier (Zhang, 2005). Afin de mettre en évidence l'évolution interannuelle du couvert maximal neigeux en hiver, la valeur maximale de la couche de neige du mois janvier a été sélectionnée. La température du mois de janvier précédant le dégel et l'épaisseur de la couche de neige sont mises en relation avec la profondeur de dégel afin de déterminer si elles influencent la profondeur de dégel et la présence de talik.

La *profondeur de dégel* du 15 septembre de chaque année est sélectionnée afin de pouvoir comparer la profondeur de dégel maximale de la couche active au cours des années. Cependant,

la profondeur de dégel n'a pas toujours été mesurée à cette date. Nous avons donc considéré un intervalle de  $\pm 8$  jours afin d'avoir une donnée pour chaque année.

Les *températures médianes du sol* en janvier sont calculées afin de voir son évolution au cours des années. La portion de sol à 10 cm de profondeur au mois de janvier est en principe gelé contrairement à l'été. La température du sol à 40 cm de profondeur devrait également être négative durant l'hiver. Par contre, si un talik est présent à cette profondeur, les températures seront positives (Devoie et al., 2019).

### **3.3.2. Étape 2 : Sélection d'années contrastées pour une étude saisonnière**

L'analyse de ces différentes conditions de dégel permet de sélectionner au mieux les années à considérer pour une analyse de l'évolution saisonnière des conditions de dégel, en ciblant : deux années témoins, une année marquée par un changement des conditions de dégel ainsi que les années précédant et suivant ce changement.

### **3.3.3. Étape 3 : Évolution saisonnière**

Cette partie de l'approche permet de suivre l'évolution de la formation de taliks grâce à l'évolution saisonnière de trois variables indicatrices de la présence de taliks (la profondeur de dégel et la température du sol à 10 et à 40 cm) et d'évaluer le rôle des variables explicatives des conditions de dégel (la température de l'air et l'épaisseur de la couche de neige) sur cette évolution.

Pour les années sélectionnées, une étude détaillée de l'évolution saisonnière de la profondeur de dégel est réalisée pour chacune des parcelles. Cette étude compare cette évolution le long du gradient naturel de dégradation du pergélisol (MIN, MOD et EXT), mais également entre les différentes années sélectionnées. La même analyse de l'évolution saisonnière est réalisée pour la température du sol à 10 cm et à 40 cm de profondeur.

L'évolution saisonnière de la profondeur de dégel et la température du sol sont ensuite mises en relation afin d'identifier la présence de taliks. Les données permettent de localiser le lieu géographique des taliks ainsi que leurs profondeurs.

Les analyses statistiques sont réalisées avec des modèles linéaires (fonction `lm` dans R) afin de déterminer si les variables sont significatives pour  $\alpha = 0,05$ . Les matrices de corrélations sont calculées via la « `corrplot`-package » dans R.

## **4. Résultats et discussion**

### **4.1. Évolution interannuelle des conditions de dégel (température de l'air, profondeur de dégel, température du sol et épaisseur de la couche de neige)**

La température de l'air, la profondeur maximale de dégel, la température du sol et l'épaisseur de la couche de neige durant l'hiver varient annuellement (Figure 4.1) et qui influencent les conditions de dégel (van Huissteden, 2020). Nous évaluons successivement le lien entre la température de l'air et la profondeur de dégel (section 4.1.1), la température de l'air et la température du sol à différentes profondeurs (section 4.1.2), l'influence de la présence d'une couche de neige sur la profondeur de dégel (section 4.1.3), et nous identifions des années contrastées en termes de paramètres de contrôle des conditions de dégel (section 4.1.4).

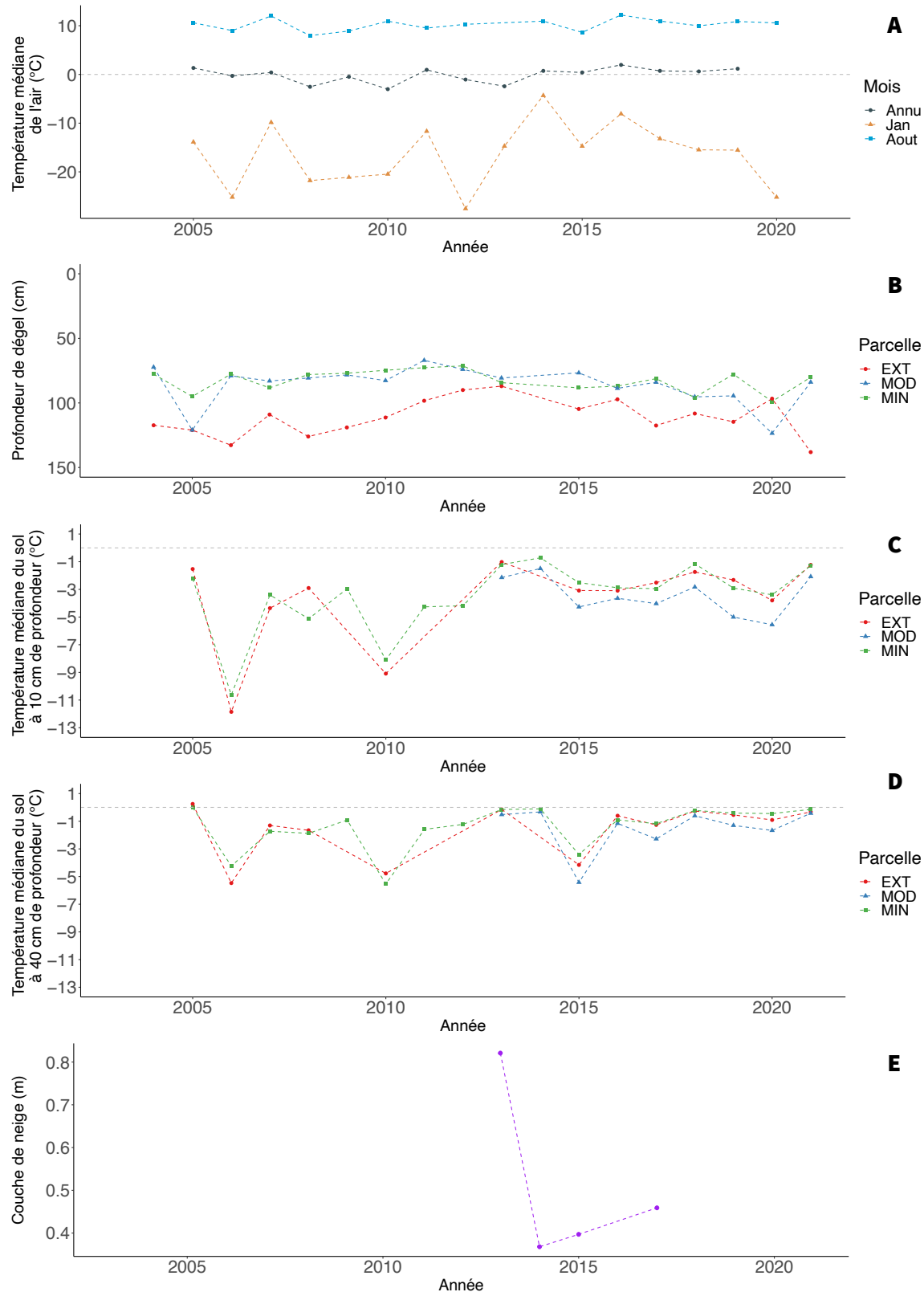


**Figure 4.1 : Évolution des conditions de dégel, entre 2004 et 2021, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les conditions de dégel étudiés sont : (A) la température médiane de l'air au mois de janvier et au mois d'août et annuelle, (B) la profondeur maximale de dégel, sur chacune des parcelles, prise autour du 15 septembre (entre le 9 et le 23 septembre), (C) la température médiane du sol à 10 cm de profondeur au mois de janvier, (D) la température médiane du sol à 40 cm de profondeur au mois de janvier, (E) l'épaisseur annuelle maximale de la couche de neige.**

#### 4.1.1. Lien entre la température de l'air et la profondeur maximale de dégel

Nous testons le lien entre la température de l'air et la profondeur de dégel sur base de l'hypothèse que la première variable influence la seconde (Zhang et al., 1997).

La température médiane de l'air varie entre 7,9 et 12,2 °C (différence de 4,3 °C) au mois d'août entre 2005 et 2020 et celle du mois de janvier varie entre -27,5 et -4,3 °C (différence de 23,2 °C ; Figure 4.1). L'amplitude de la variation de température durant le mois de janvier est également plus grande que durant le mois d'août. La différence de température minimale et maximale de l'air au cours du mois de janvier est en moyenne de  $39,7 \pm 5$  °C alors que la différence est de  $25 \pm 3,9$  °C au cours du mois d'août. Par exemple, en 2005, la température de l'air variait au mois de janvier entre -34,7 et 5,1 °C (différence de 39,8 °C) alors que celle du mois d'août variait entre -5,6 et 15,2 °C (différence de 20,8 °C). Depuis 2014, la température médiane annuelle est toujours positive alors qu'elle oscillait autour de 0 °C auparavant. Sur base des données pour la période 2005-2019, la température annuelle médiane de l'air n'augmente pas significativement ( $p > 0,05$ ) avec les années. Par contre, la température annuelle moyenne augmente significativement ( $p < 0,05$ ) avec les années sur la période étudiée. Cette augmentation significative de la température de l'air au cours du temps a également été enregistrée dans la grande région de la division climatique 3 de l'Alaska (AKCD3), définie par l'Administration nationale des océans et de l'atmosphère (NOAA), qui comprend le site d'Eight Mile Lake (Figure 4.2 ; Schuur et al., 2021).

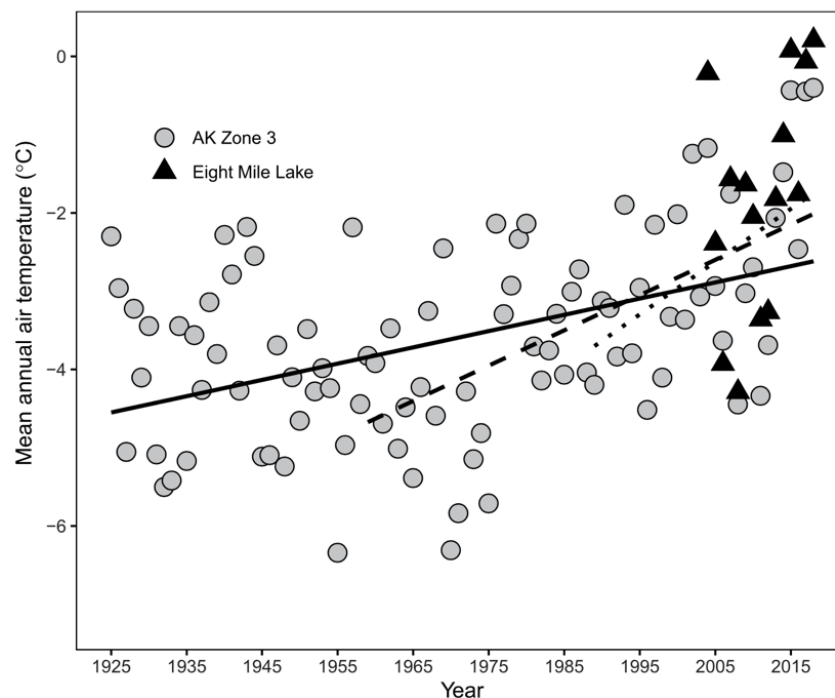


Figure 4.2 : Température annuelle moyenne de l'air pour la région NOAA AKCD3 de 1925 à 2018, et pour le site d'étude du lac Eight Mile de 2004 à 2018. La ligne continue représente l'augmentation moyenne de la température depuis 1925 ; la ligne discontinue depuis 1958 ; la ligne en pointillé depuis 1989. Tous les ajustements de ligne sont statistiquement significatifs et basés sur l'ensemble de données (Schuur et al., 2021).

La profondeur maximale de dégel, à la mi-septembre, varie entre 71 et 117 cm sur la parcelle MIN, entre 67 et 123 cm sur la parcelle MOD et entre 87 et 138 cm sur la parcelle EXT entre 2004 et 2021. En moyenne sur la période de 2004 et 2021, la profondeur maximale de dégel de la parcelle EXT était plus importante de  $25 \pm 21$  cm que la parcelle MOD et de  $28 \pm 18$  cm que la parcelle MIN. En 2020, la profondeur maximale de dégel était plus importante pour les parcelles MIN et MOD que pour la parcelle EXT de 2 cm en MIN et de 27 cm en MOD (Figure 4.1.B). En moyenne entre 2004 et 2021, la profondeur maximale de dégel de la parcelle MOD est plus grande de  $3 \pm 10$  cm que sur la parcelle MIN. Cependant, la profondeur de dégel a, à plusieurs reprises (en 2004, 2007, 2013, 2015 et 2019), été plus importante sur la parcelle MIN que sur la parcelle MOD avec une différence moyenne de  $5 \pm 4$  cm. Lors des années où la profondeur maximale de dégel est plus grande sur la parcelle MOD, la différence est de  $7 \pm 9$  cm.

La profondeur de dégel est plus importante sur la parcelle EXT, car il s'agit de la parcelle la plus dégradée. Elle comporte les thermokarsts les plus profonds (Schuur et al., 2008). Ces derniers favorisent l'accumulation de la neige ce qui augmente l'épaisseur de la couche de neige qui est une variable explicative de la profondeur de dégel (Park et al., 2014; Schuur et al., 2008). Les thermokarsts favorisent également l'accumulation des précipitations dans ces creux. L'accumulation des précipitations réchauffe les sols via l'infiltration de l'eau (Park et al., 2014; Schuur et al., 2008).

Sur la période 2005-2020, la profondeur de dégel maximale moyenne a augmenté de 21 cm sur la parcelle MIN, de 16 cm sur la parcelle MOD et de 14 cm sur la parcelle EXT, ce qui fait une augmentation moyenne de  $17 \pm 3$  cm sur 16 ans soit de  $1,06 \pm 0,19$  cm/an en moyenne. Sur le site d'étude, la profondeur maximale de dégel, entre la fin des années 1980 et le début des années 2000, augmentait d'environ 10 cm/an (Osterkamp, 2005) mais cette tendance n'est plus observée. La période pour laquelle Osterkamp (2005) a estimé ce taux d'augmentation de la profondeur maximale de dégel coïncide avec celle de l'augmentation de la température du pergélisol en profondeur (Figure 4.3). La température à 15 m de profondeur a augmenté d'environ 0,5 °C entre la fin des années 1980 et le début des années 2000 (Schuur et al., 2021).

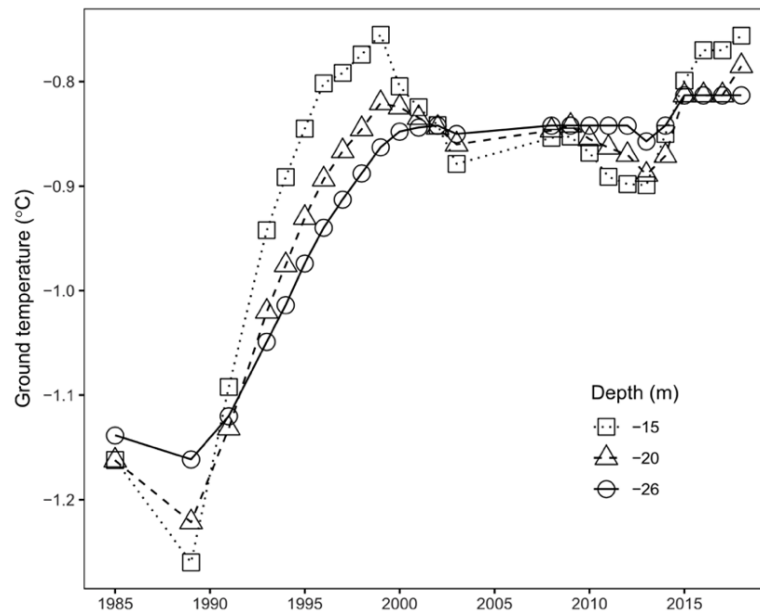


**Figure 4.3 : Température du pergélisol à différentes profondeurs sur le site d'étude Eight Mile Lake entre 1985 et 2018.** Les mesures sont prises en dessous de la profondeur de sol influencée par la variation de température saisonnière à 15, 20 et 26 m de profondeur (Schuur et al., 2021).

Cette augmentation de la profondeur maximale moyenne de dégel est observée, sur différentes périodes, dans différentes parties de l'hémisphère nord : au Canada, en Russie, en Mongolie, en Chine, en Suède et en Alaska (Figure 4.4 ; Åkerman & Johansson, 2008; Jorgenson & Osterkamp, 2005). En Suède, l'augmentation de l'épaisseur maximale de la profondeur de dégel est de 0,7 à 1,3 cm par an sur une période de 29 ans, mais l'augmentation s'est accélérée entre 1998 et 2008 atteignant 2 cm par an dans le site le plus à l'ouest du pays (Åkerman & Johansson, 2008). En Russie, l'augmentation de la profondeur maximale de dégel a été étudiée sur base de 211 stations d'étude depuis 1955 (Figure 4.5 ; GIEC, 2007). Entre 1966 et 1990, la profondeur maximale moyenne a augmenté significativement d'environ 20 cm en Russie selon une étude (Frauenfeld et al., 2004). Par contre, la profondeur de regel diminue laissant place à des portions de sol dégelé, appelé talik fermé au sein du pergélisol. Au cours des hivers 2017-2018 et 2018-2019, la profondeur de regel a été moins importante que la profondeur de dégel des étés précédents sur plusieurs sites d'étude de l'intérieur de l'Alaska (Romanovsky et al., 2020).

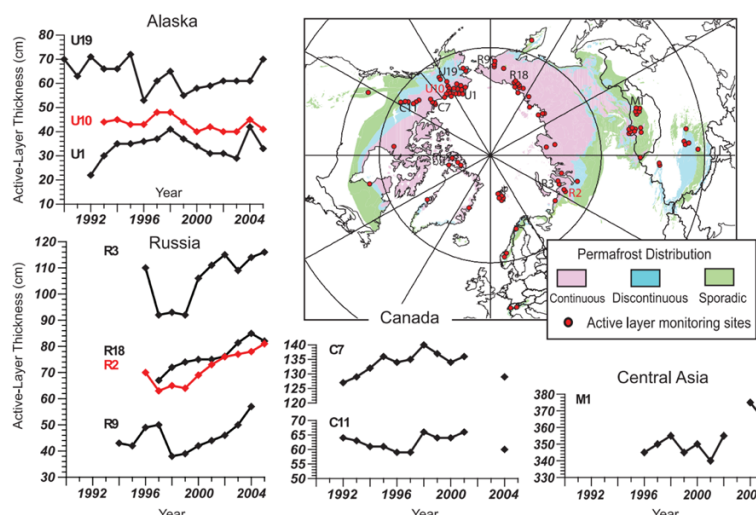


Figure 4.4 : Changement de la profondeur de dégel au cours du temps sur différents sites d'étude (GIEC, 2007).

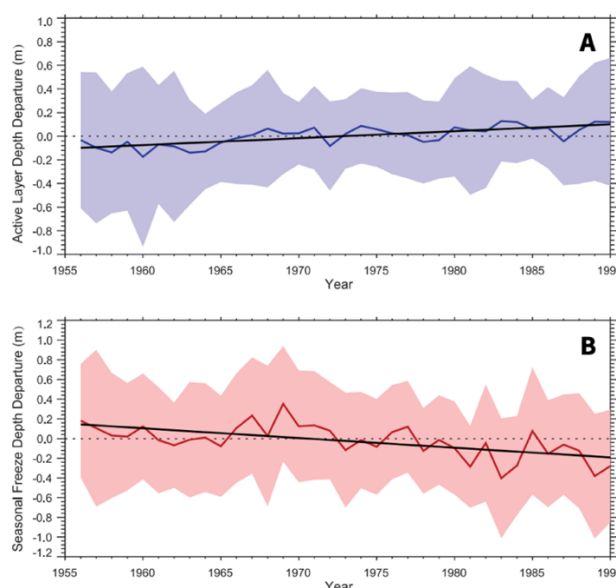


Figure 4.5 : Évolution de (A) la profondeur maximale de dégel (couche active) et de (B) la profondeur de regel des 211 stations russes (GIEC, 2007).

La comparaison des mesures de la *température médiane de l'air au mois de janvier* et de la profondeur maximale de dégel en 2012 suggère un lien entre ces deux variables (Figure 4.1.A-B). En effet, en 2012, les températures étaient les plus fraîches au mois de janvier avec une température médiane de  $-27,5^{\circ}\text{C}$  et, cette même année, la plus faible profondeur de dégel a été enregistrée pour la parcelle MIN (71 cm), la 2<sup>e</sup> plus petite pour la parcelle MOD (74 cm) et la 3<sup>e</sup> plus petite profondeur de dégel pour la parcelle EXT (90 cm). Cependant, le lien entre la profondeur de dégel maximale et la température médiane de l'air du mois de janvier n'est pas significatif ( $p > 0,05$ ) pour les trois parcelles du site d'EML entre 2005 et 2020. Une étude en Russie a démontré que ni la température hivernale prise indépendamment, ni la température estivale prise indépendamment n'a d'influence significative sur la profondeur de dégel (Frauenfeld et al., 2004). Il s'agit donc de considérer la température annuelle.

La *température annuelle médiane de l'air* a, quant à elle, une influence significative ( $p < 0,05$ ) sur la profondeur de dégel sur le site d'EML entre 2005 et 2020. C'est-à-dire que lorsque la température annuelle médiane de l'air augmente, la profondeur moyenne maximale pour les trois parcelles augmente également. La force de corrélation de Pearson est de 0,56 (Figure 4.6). Cette relation entre la température annuelle et la profondeur de dégel a également été démontrée sur différents sites d'étude en Russie avec une force de corrélation de 0,60 sur la période 1956-1990 (Frauenfeld et al., 2004). L'influence de la température annuelle de l'air sur la profondeur maximale de dégel était attendue en raison du lien établi entre la température de l'air et la dégradation du pergélisol directement observée par la profondeur maximale de dégel (GIEC, 2021; Jorgenson et al., 2001; Jorgenson & Osterkamp, 2005; Nelson, 2003; Smith et al., 2022; Zhang et al., 1997).

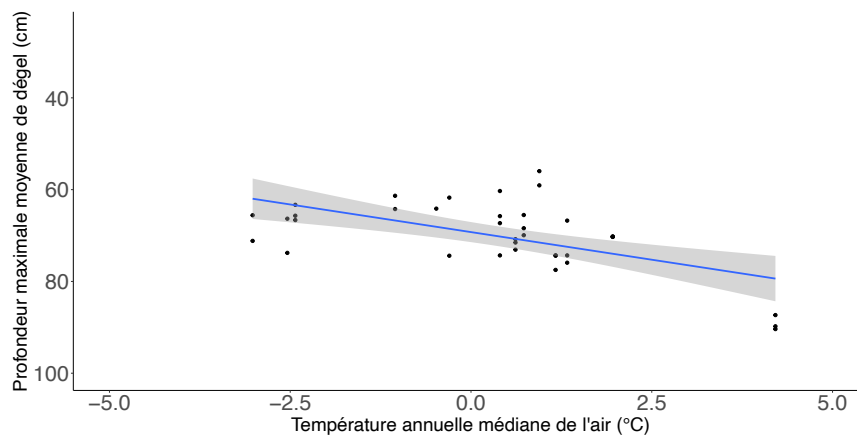


Figure 4.6 : Relation entre la profondeur moyenne de dégel maximale et la température annuelle médiane de l'air pour le site d'Eight Mile Lake entre 2005 et 2020.

#### 4.1.2. Lien entre la température médiane de l'air et la température du sol à différentes profondeurs

Nous testons le lien entre la température médiane de l'air et la température du sol à différentes profondeurs sur base de l'hypothèse que la température de l'air influence la température du sol jusqu'à environ 10 m de profondeur où l'amplitude de température annuelle est de 0°C (van Huissteden, 2020). Nous ne prenons pas en compte l'effet isolant de l'épaisseur de neige en raison du manque de mesure pour cette dernière variable.

La *température médiane du sol à 10 cm* de profondeur au mois de janvier varie entre -0,7 et -11,8 °C entre 2005 et 2021 (Figure 4.1.C). La température du sol au mois de janvier était la plus élevée en 2014 pour les parcelles MIN et MOD (pas de données disponibles en EXT cette année-là) avec des températures médianes respectives de -0,7 °C en MIN et -1,5 °C en MOD. Depuis que les températures ne descendent plus en dessous de -5,5 °C sur les trois parcelles, les températures les plus froides à 10 cm de profondeur ont été enregistrées en 2020 pour les trois parcelles avec des températures de -3,4 °C, -5,5 °C et -3,8 °C selon le gradient croissant de dégel. En 2005, les températures du sol à 10 cm de profondeur sur les parcelles MIN et EXT sont élevées par rapport aux températures enregistrées avant 2013 alors qu'en 2006 et 2010, les températures les plus froides ont été enregistrées.

La *température médiane du sol à 40 cm* de profondeur au mois de janvier varie entre -5,5 et 0,2 °C entre 2005 et 2021 (Figure 4.1.D). Depuis 2016, les températures du sol à 40 cm de profondeur au mois de janvier sont toujours supérieures à -2,3 °C pour les trois parcelles. Les températures les plus faibles ont été enregistrées en 2010 pour la parcelle MIN, en 2015 pour la parcelle MOD et en 2006 pour la parcelle EXT. Les températures médianes du sol à 40 cm de profondeur sur la parcelle MIN en 2013, 2014 et 2021 étaient respectivement de -0,2 °C, -0,1 °C, -0,1 °C ce qui est proche du seuil de dégel si l'on considère que le sol dégèle dès qu'il atteint ou dépasse 0 °C.

L'augmentation de la température du sol en profondeur, qui se rapproche du point de dégel, n'est pas seulement mesurée dans la couche active, mais également dans le pergélisol à 15, 20 et 26 m de profondeur depuis les années 1985 sur le site d'EML. La température du pergélisol à 15 m de profondeur est passée de -1,3 °C en 1989 à -0,8 °C en 2018 (Figure 4.3 ; Schuur et al., 2021). La température avait atteint pour la première fois des températures supérieures à -0,8 °C à la fin des années 90, mais entre 2000 et 2010 la température stagnait autour de -0,85 °C, depuis 2011 la température du pergélisol augmente (Schuur et al., 2021). La température du pergélisol, à partir de 10-20 m, n'est plus affectée par les fluctuations de températures journalières ou saisonnières (Schuur et al., 2021; van Huissteden, 2020), elle est plutôt le reflet des conditions climatiques du XXe siècle (Schaefer et al., 2012; Smith et al., 2005). Il s'agit d'une zone isotherme qui est uniquement déterminée par le gradient de température causé par le flux de chaleur provenant de l'intérieur de la Terre, par la température moyenne à la surface et par les fluctuations climatiques à long terme. Le flux de chaleur varie selon les propriétés thermiques du sol qui sont liées à la composition du sol et aux changements de phase de l'eau du sol (Romanovsky et al., 2002; van Huissteden, 2020).

L'amplitude de température du sol au mois de janvier à 40 cm de profondeur est de 5,8 °C ce qui est plus faible que celle à 10 cm de profondeur qui est de 12,6 °C (Figure 4.1.B-C). Cette différence d'amplitude en profondeur est documentée dans la littérature (Figure 1.2 ; van Huissteden, 2020) et se produit notamment en raison de la différence d'isolation et la variation du transfert de chaleur qui est dominé par la conduction depuis la surface jusqu'en profondeur (Beardsmore et al., 2001; Lenmelä et al., 1981).

Le lien entre la température médiane de l'air au mois de janvier et la température médiane du sol au mois de janvier est significatif à 10 cm de profondeur ( $p < 0,05$ ) mais pas à 40 cm de profondeur ( $p > 0,05$ ). Cette différence était attendue, car la température du sol à 40 cm de profondeur est influencée saisonnièrement par la température de l'air et non quotidiennement comme la température du sol à 10 cm de profondeur (Figure 1.2 ; van Huissteden, 2020). La température de l'air du mois de janvier n'est pas une période suffisamment longue pour identifier une influence sur la température du sol à cette profondeur pour la même période. Selon plusieurs études, la température de l'air et la température du sol à la surface et jusqu'à environ 10 m de profondeur (zone où l'amplitude de température du sol est nulle) sont corrélées, mais modulées par la couche de neige en hiver (Figure 4.3 ; Grünberg et al., 2020; Harris, 1981;

Lawrence & Slater, 2010; Smith & Riseborough, 2002; Sokratov & Barry, 2002; van Huissteden, 2020; Zhang, 2005). Il y a un lien physique via le transfert de chaleur entre la température de l'air et la température du sol qui peut expliquer ce lien significatif (GIEC, 2021).

La sensibilité de la température du sol, entre 0 et 20 cm de profondeur, à la température de l'air en Russie entre 1980 et 2000, a été calculée via les pentes des régressions linéaires entre les deux variables et est significative  $p \leq 0,01$  (Wang et al., 2016). Cette sensibilité varie selon l'épaisseur de la couche de neige. Elle est plus élevée lorsque la couche de neige est d'une épaisseur inférieure à 20 cm (sensibilité de 0,62,  $R^2 = 0,79$ ) que lorsque la couche de neige est épaisse de plus de 45 cm (sensibilité de 0,21 ;  $R^2 = 0,41$ ). La tendance à l'augmentation de la température du sol est plus importante que celle de la température de l'air en Russie entre 1921 et 2011 en raison de l'impact de la couche de neige en hiver (Park et al., 2014). Une étude sur le plateau tibétain entre 1960 et 2014, a montré une augmentation de la température significative sur la période de 0,36°C par décennie entre 5 et 20 cm (Fang et al., 2019).

Les études sur la température du sol, se concentrent principalement sur la compréhension de l'influence de la température de l'air, de la couche organique, de la couche de neige et de la végétation sur celle-ci. Les études à long-terme de la température du sol dans les zones de pergélisols se concentrent sur la température du pergélisol et non de la couche active, car dans la couche active (Figure 4.3 ; Figure 4.7), il est difficile de distinguer les fluctuations à long terme des fluctuations à court terme (Batir et al., 2017).

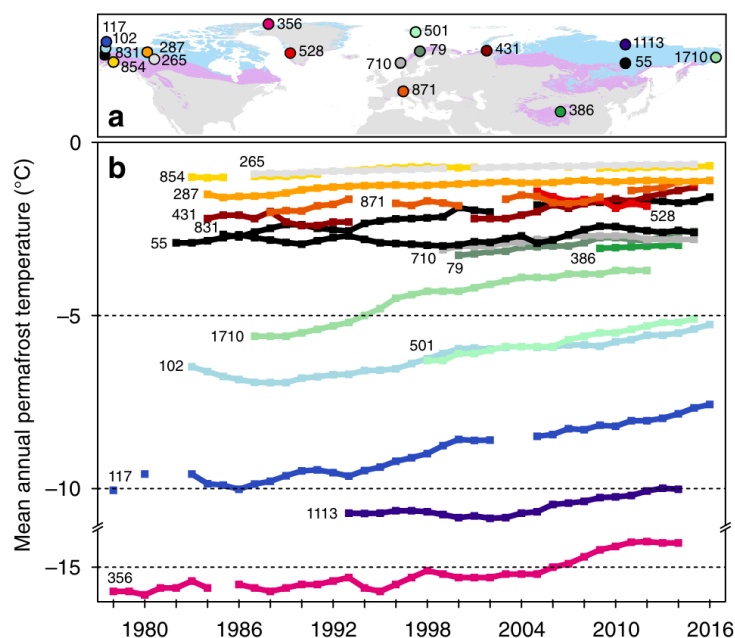


**Figure 4.7 : Enregistrements, à long terme, de température du pergélisol pour différents sites sélectionnés à travers l'hémisphère nord.** (a) Localisation des forages avec de longues séries de données temporelles. La profondeur des mesures est conforme au Réseau terrestre mondial pour le pergélisol et varie entre 5m (ID 528) et 24,4 m (ID 356). La zone bleue claire représente la zone de pergélisol continu (couverture >90 %) et la zone violette clair représente les zones de pergélisol discontinu (couverture <90 %). (b) Température annuelle moyenne du sol au fil du temps. Les couleurs indiquent l'emplacement des forages en (a) (Biskaborn et al., 2019).

#### 4.1.3. Lien entre la présence d'une couche de neige et la profondeur de dégel

Nous testons le lien entre l'épaisseur de la couche de neige et la profondeur maximale de dégel sur base de l'hypothèse que la couche de neige a une influence sur la profondeur de dégel en raison de son pouvoir isolant qui augmente la température du sol jusqu'au dégel (Frauenfeld et al., 2004; Zhang, 2005).

L'épaisseur maximale de la couche de neige varie entre 37 et 82 cm entre 2013 et 2017 (Figure 4.1.E). Les données disponibles pour la couche de neige ne permettent pas d'établir un lien significatif ( $p > 0,05$ ) entre les deux variables. Les données des deux variables ne sont simultanément disponibles que durant trois années (2013, 2015 et 2017), ce résultat doit donc être pris avec prudence. Sur notre site d'étude, l'épaisseur de la couche de neige n'est prise qu'à un seul endroit alors que l'épaisseur de la couche de neige dépend de l'hétérogénéité spatiale, c'est-à-dire de la subsidence et du micro-relief propre à chacune des parcelles (Belshe et al., 2012; Schuur et al., 2007; Zhang, 2005). Les données disponibles sur notre site d'étude ne nous permettent donc pas de conclure un lien entre les deux variables et d'attribuer à l'épaisseur de la couverture neigeuse une influence sur la formation de taliks.

L'épaisseur et la densité de la couche de neige, ainsi que la date des premières précipitations neigeuses, sont des variables à approfondir à la suite de ce mémoire en raison de leurs impacts potentiels sur la présence de taliks (Osy et al., 2022; Zhang, 2005). L'augmentation de la température de l'air entraînant une diminution de l'épaisseur de la couche de neige et sa fonte précoce pourrait diminuer l'effet isolant entre l'atmosphère et la surface du sol (Groffman et al., 2001; Hardy et al., 2001). Par contre, au printemps, avec la fonte de la couche de neige, la température du sol augmentera plus rapidement en raison des flux d'eau, des températures positives de l'air et de la diminution de l'effet albédo (Frauenfeld et al., 2004; Qian et al., 2011).

La couche de neige n'est pas la seule couche qui permet d'isoler le sol des fluctuations de la température de l'air. La couche organique est également une couche isolante grâce à sa faible diffusivité et sa conductivité thermique (Adams, 1973; Farouki, 1981). La couche organique ne se refroidit pas rapidement en automne et en hiver ce qui réchauffe légèrement le sol durant cette période, par contre, elle rafraîchit le sol au printemps et en été ce qui permet de retarder le moment de dégel du sol, réduisant ainsi la profondeur maximale de dégel (Bonan & Shugart, 1989; Dankers et al., 2011; Decharme et al., 2016; Lawrence & Slater, 2010). D'ailleurs, une étude sur le site d'EML montre que les profils de sol avec une profondeur maximale de dégel plus petite ont une épaisseur de couche organique plus épaisse (Mauclet, 2022). La teneur en carbone de ces couches organiques influence l'efficacité de ces dernières (Decharme et al., 2016), c'est pourquoi, l'étude de l'épaisseur et de la teneur en carbone de la couche organique sont des variables à approfondir à la suite de ce mémoire.

#### 4.1.4. Variabilité interannuelle des facteurs influençant le dégel : identification d'années contrastées

Sur base de l'évolution interannuelle des conditions de dégel étudiées (Figure 4.1), l'année 2014 est l'année où les températures de l'air et du sol aux deux profondeurs étudiées au mois de janvier sont proches de la barre des 0 °C. L'année 2014 a été, une année, particulièrement chaude sur le globe et est la 5<sup>e</sup> année la plus chaude enregistrée à Fairbanks, situé à environ 180 km du site d'étude, depuis 1930 (NOAA, 2021; Northon, 2015; Thompson, 2014). Malheureusement, aucune mesure de la profondeur de dégel n'a été prise cette année-là, ce qui ne nous permet pas d'identifier la présence de taliks. Les années 2019 et 2016 sont, quant à elles, respectivement la 1<sup>er</sup> année et la 3<sup>e</sup> année les plus chaudes depuis 1930 à Fairbanks (NOAA, 2021).

L'année 2019 a été en moyenne l'année la plus chaude jamais enregistrée en Alaska notamment en raison de températures record entre le 23 juin et le 10 juillet. À la station météorologique de l'aéroport d'Anchorage, situé à environ 400 km au sud d'EML, le mercure a atteint les 32 °C lors du 4 juillet 2019, soit 3 °C de plus que le record de température précédent datant du 4 juin 1969 (NOAA, 2019; Weidman et al., 2021). Cet épisode de chaleur a été accompagné d'une vague de chaleur marine dans le Pacifique Nord et d'un dôme de haute pression qui ont permis de maintenir ces températures records (NOAA, 2020; Weidman et al., 2021). Ces fortes chaleurs, accompagnées de conditions sèches, ont favorisé le développement de feux de forêts qui impactent également la profondeur maximale de dégel (Weidman et al., 2021). L'année 2020, qui suit ces épisodes particulièrement chauds, se situe dans la moyenne des autres années depuis 1930 en termes de températures de l'air à Fairbanks (NOAA, 2021). Par contre, la profondeur de dégel en 2020 est plus importante pour les parcelles MOD et MIN que pour la parcelle EXT (Figure 4.1). Il y a une inversion du gradient de dégel qui est peut-être lié aux conditions climatiques de l'année 2019. L'année 2021, quant à elle, est également dans les moyennes de températures de l'air et suit le gradient de dégel attendu (Figure 4.1; NOAA, 2021). Elle permet de mettre en évidence l'impact d'une période chaude sur la profondeur de dégel et la présence de taliks sur une période de deux ans.

Sur base de l'évolution interannuelle des températures du sol aux différentes profondeurs, les températures plus élevées, avant 2014, ont été enregistrées l'année 2005 avec une profondeur maximale de dégel plus élevée que la moyenne sur la période 2005-2014 sur les trois parcelles. Elle était 15 cm au-dessus de la moyenne sur la parcelle MIN, de 39 cm sur la parcelle MOD et de 10 cm sur la parcelle EXT. L'année 2010 est, quant à elle, l'année qui présente la température du sol la plus négative pour la parcelle MIN à 40 cm de profondeur, et qui présente une profondeur de dégel sur les trois parcelles dans la moyenne sur la période 2005-2014. Pour ces deux raisons, l'année 2010 est considérée comme une année témoin pour notre site d'étude. L'année 2005 est située au début de la période de prise de mesure sur le site d'EML et est l'année avec les températures les plus élevées en profondeur avant l'année 2014.

L'évolution interannuelle de ces conditions de dégel ainsi, que l'ensemble des données disponibles (Tableaux 2 et 3), permettent d'identifier cinq années clés : *2005, 2010, 2019, 2020 et 2021*. Ces années permettent de mettre en lien toutes les variables indicatrices de la présence de taliks étudiées (profondeur de dégel et température du sol à 10 et 40 cm de profondeur), au début, au milieu et à la fin de la période de la prise de données. Elles permettent également de mettre en avant les effets des fortes températures qu'a subis l'Alaska en 2019 et de leurs impacts sur les années suivantes (NOAA, 2020).

## 4.2. Évolution saisonnière des variables indicatrices de la présence de taliks (profondeur de dégel et température du sol)

Pour les cinq années contrastées sélectionnées dans la section 4.1.5, nous suivons l'évolution saisonnière des variables qui influencent les conditions de dégel et permettent l'identification de taliks : la profondeur de dégel et la température du sol à 10 et 40 cm de profondeur. Ces variables évoluent quotidiennement, comme cela peut être observé en 2005 (Figure 4.8), 2010 (Figure 4.9), 2019 (Figure 4.10), 2020 (Figure 4.11), et 2021 (Figure 4.12).

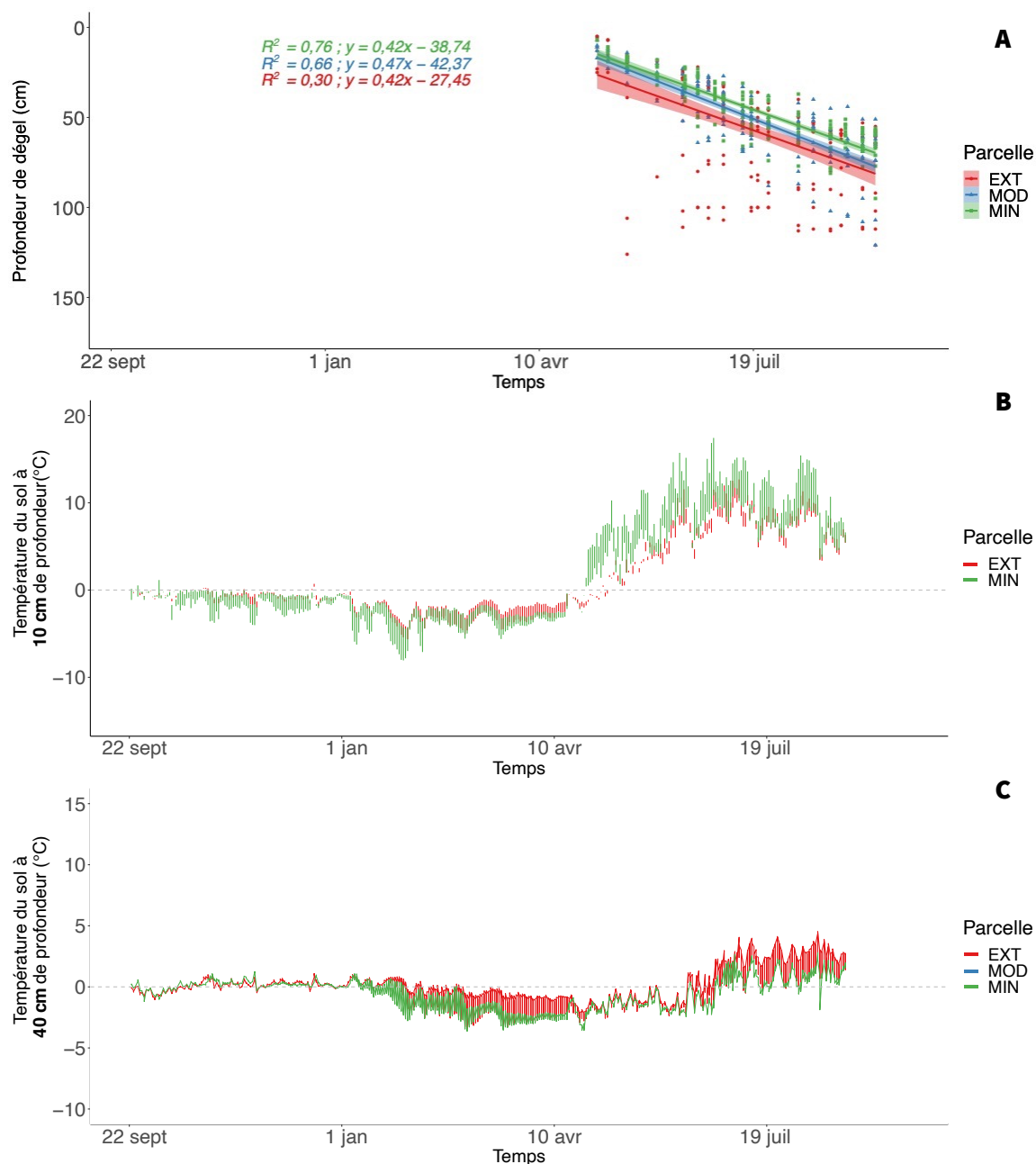


**Figure 4.8 :** Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2004 et septembre 2005, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les variables indicatrices sont : (A) la profondeur de dégel, (B) la température du sol à 10 cm de profondeur, (C) la température du sol à 40 cm de profondeur. L'échelle pour la température du sol est différente pour les deux profondeurs.

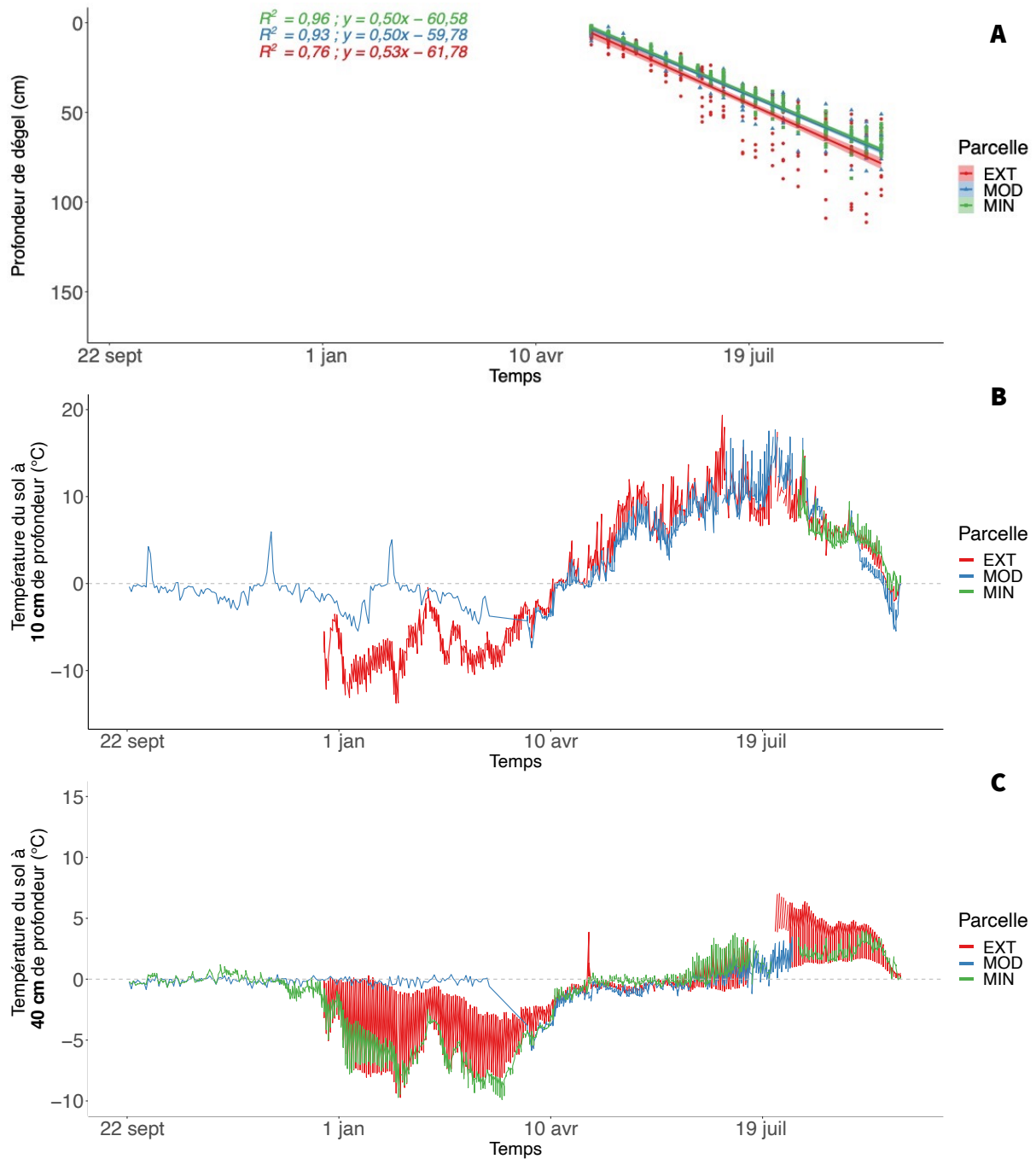


Figure 4.9: Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2009 et septembre 2010, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les variables indicatrices sont : (A) la profondeur de dégel, (B) la température du sol à 10 cm de profondeur, (C) la température du sol à 40 cm de profondeur. L'échelle pour la température du sol est différente pour les deux profondeurs.

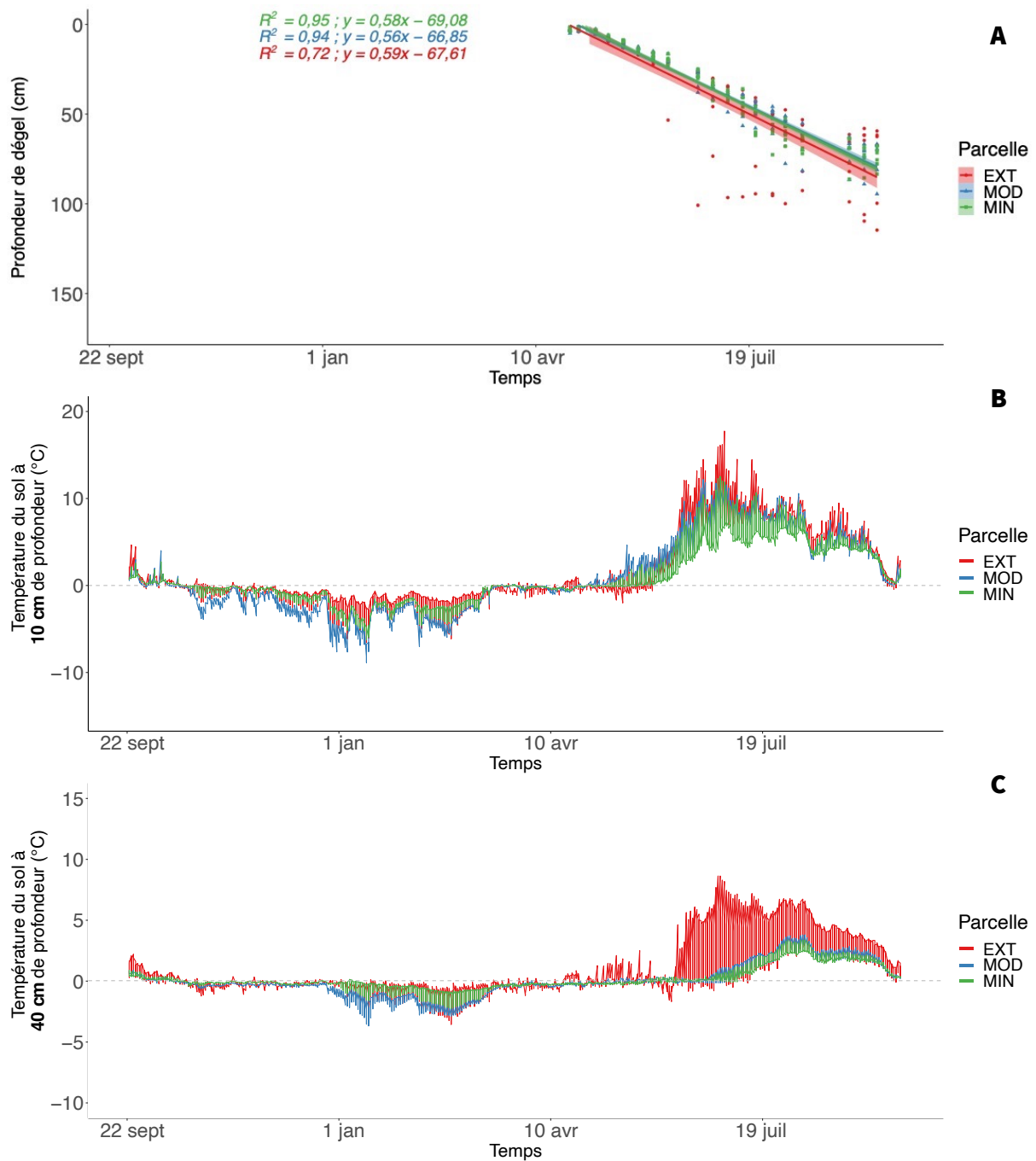


**Figure 4.10 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2018 et septembre 2019 sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les variables indicatrices sont : (A) la profondeur de dégel, (B) la température du sol à 10 cm de profondeur, (C) la température du sol à 40 cm de profondeur. L'échelle pour la température du sol est différente pour les deux profondeurs.**

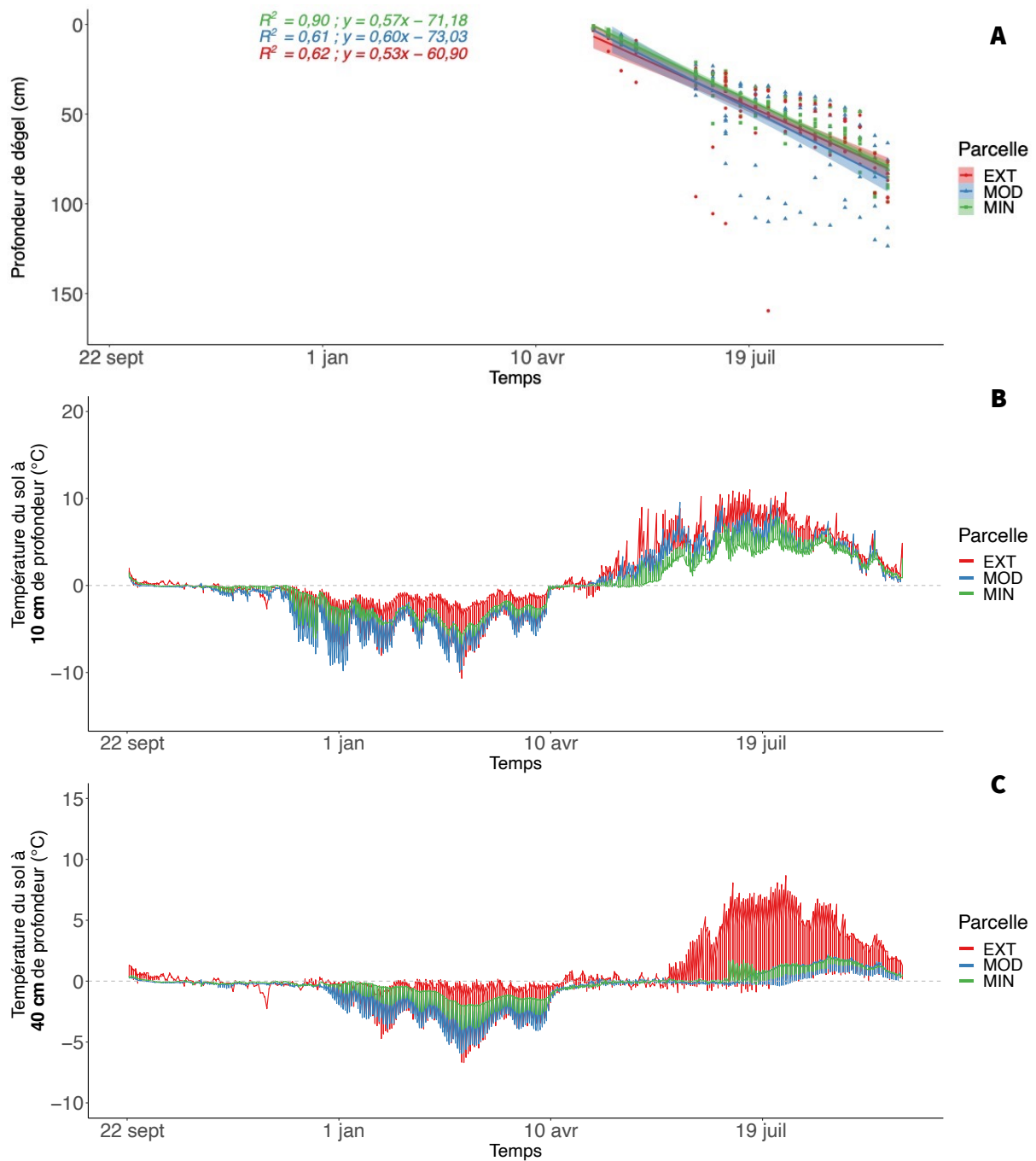


**Figure 4.11 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2019 et septembre 2020, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les variables indicatrices sont : (A) la profondeur de dégel, (B) la température du sol à 10 cm de profondeur, (C) la température du sol à 40 cm de profondeur. L'échelle pour la température du sol est différente pour les deux profondeurs.**

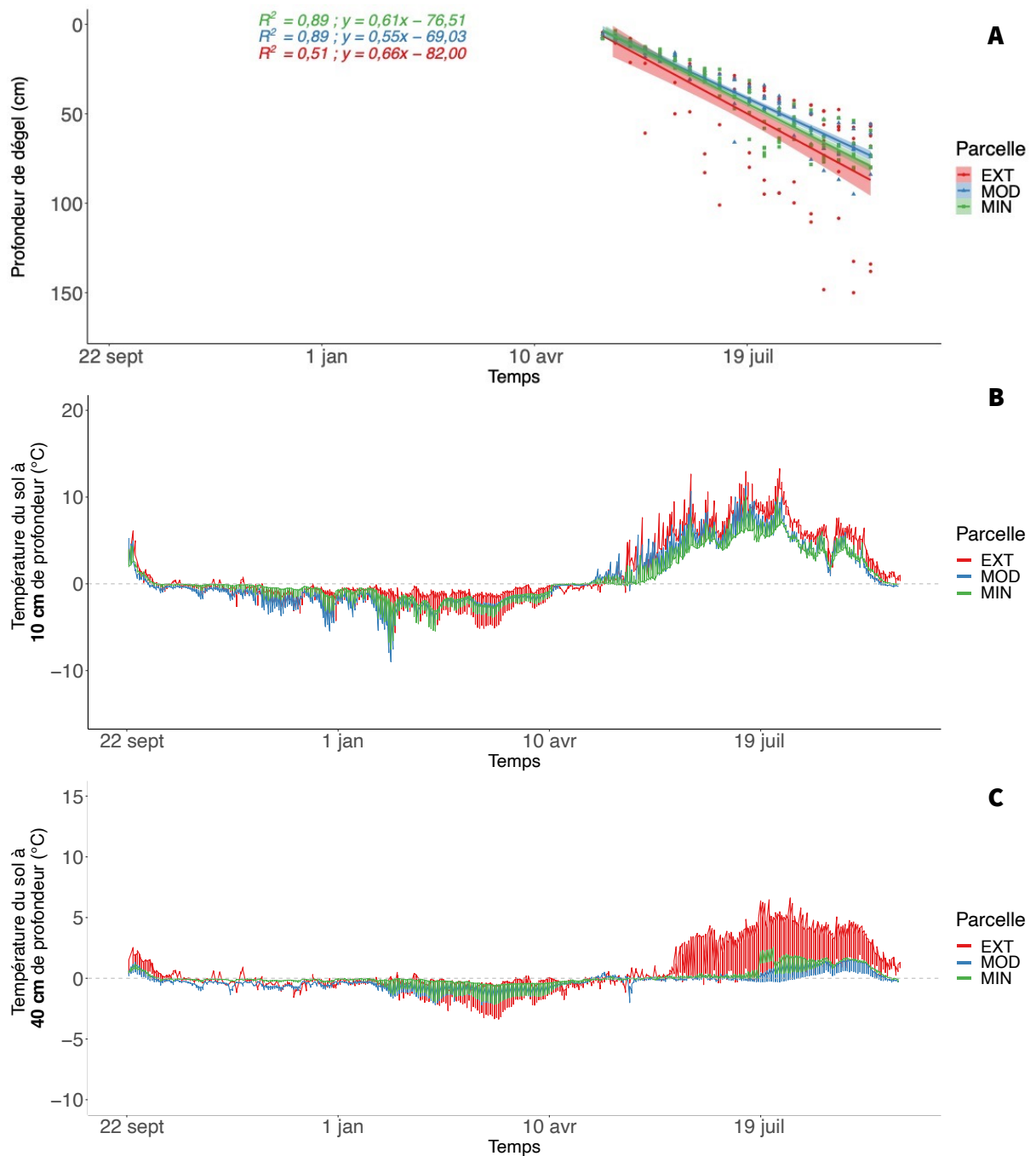


**Figure 4.12 : Évolution des variables indicatrices de la présence de taliks, entre septembre 2020 et septembre 2021, sur les trois parcelles du site d'Eight Mile Lake : MIN (dégradation minimale), MOD (dégradation modérée), EXT (dégradation prononcée). Les variables indicatrices sont : (A) la profondeur de dégel, (B) la température du sol à 10 cm de profondeur, (C) la température du sol à 40 cm de profondeur. L'échelle pour la température du sol est différente pour les deux profondeurs.**

De manière générale, la vitesse de dégel de la couche active est constante (les  $R^2$  de l'évolution de la profondeur de dégel en fonction du temps sont élevés ;  $R^2 = 0,75 \pm 0,20$  en moyenne) tout au long de la saison de dégel pour toutes les parcelles bien que certains points montrent que le dégel est plus rapide pour certains profils de carrés d'échantillonnage (Figure 4.8-12 ; Tableau 4-1). Par contre, en 2005, la vitesse de dégel n'est constante pour aucune des parcelles (les  $R^2$  sont faibles ;  $R^2$  compris entre 0,30 et 0,75). Il y a une très grande variabilité de la vitesse de dégel entre le mois d'avril et la mi-septembre et entre les profils de sol des différents carrés d'échantillonnage pour les trois parcelles en 2005. La variabilité de la vitesse de dégel, cette année-là, pourrait en partie s'expliquer par la température de l'air durant la période de dégel qui a été très variable. La température de l'air a varié cet été-là entre 27,2 °C (atteint le 8 août) et -5,5 °C (atteint le 30 août). La température de l'air a, à plusieurs reprises, été négative pendant la nuit. La vitesse de dégel au cours d'une saison augmente pour chacune des parcelles au cours des années, excepté, en 2021, pour *la parcelle MOD* où la vitesse de dégel est passée de 0,60 cm par jour en 2020 à 0,55 cm par jour en 2021 (Tableau 4-1). Cependant, la vitesse de dégel était plus constante en 2021 qu'en 2020 puisque le  $R^2$  est passé de 0,60 à 0,89 (Tableau 4-1). En effet, en 2020, début juillet, plusieurs mesures montrent un dégel plus rapide sur une courte période (d'une à deux semaines) et ensuite, la vitesse de dégel rediminue pour à nouveau suivre la tendance de la vitesse de dégel (Figure 4.11). Cette courbe de dégel est caractéristique de la présence d'un talik sur la parcelle (Figure 3.4). En 2021, il n'y a plus de mesures de dégel rapide sur une courte période comme observés en 2020.

Une valeur élevée du  $R^2$  pour la vitesse de dégel (Tableau 4-1) à deux significations : (i) que le dégel est constant tout au long de la période de dégel, (ii) que tous les profils de sol de la parcelle en question suivent la même courbe de dégel. La parcelle EXT a, chaque année sauf en 2020, le  $R^2$  le plus faible en raison de l'hétérogénéité plus importante de la parcelle (Tableau 4-1). De plus, la vitesse de la parcelle EXT plus élevée que celle des autres parcelles, en 2010, 2019 et 2021, en raison notamment de la dégradation plus prononcée de la parcelle.

**Tableau 4-1 : Résultats de la profondeur de dégel moyenne et de la vitesse de dégel pour les trois parcelles au cours des cinq années**

| Année | Parcelle | Profondeur maximale (cm) | Profondeur maximale moyenne (cm) | Vitesse de dégel (cm/jour) | R <sup>2</sup> |
|-------|----------|--------------------------|----------------------------------|----------------------------|----------------|
| 2005  | MIN      | 95                       | 66 ± 8                           | 0,42                       | 0,76           |
|       | MOD      | 121                      | 74 ± 20                          | 0,47                       | 0,66           |
|       | EXT      | 121                      | 76 ± 24                          | 0,42                       | 0,30           |
| 2010  | MIN      | 75                       | 67 ± 6                           | 0,50                       | 0,96           |
|       | MOD      | 83                       | 68 ± 8                           | 0,50                       | 0,94           |
|       | EXT      | 111                      | 74 ± 20                          | 0,53                       | 0,76           |
| 2019  | MIN      | 78                       | 72 ± 4                           | 0,58                       | 0,95           |
|       | MOD      | 95                       | 78 ± 13                          | 0,56                       | 0,94           |
|       | EXT      | 115                      | 85 ± 27                          | 0,59                       | 0,77           |
| 2020  | MIN      | 99                       | 87 ± 8                           | 0,57                       | 0,90           |
|       | MOD      | 123                      | 90 ± 23                          | 0,60                       | 0,60           |
|       | EXT      | 97                       | 88 ± 7                           | 0,53                       | 0,62           |
| 2021  | MIN      | 80                       | 72 ± 8                           | 0,60                       | 0,89           |
|       | MOD      | 84                       | 69 ± 10                          | 0,55                       | 0,89           |
|       | EXT      | 138                      | 85 ± 39                          | 0,66                       | 0,51           |

L'évolution saisonnière de la température du sol passe par trois phases : la phase hivernale caractérisée par des températures négatives, la phase de dégel du sol qui est caractérisée par des températures qui oscillent autour de 0 °C et la phase estivale qui est caractérisée par des températures positives. Il y a un déphasage de quelques jours entre les températures du sol à 10 cm de profondeur et à 40 cm de profondeur, le dégel et le gel commencent plus rapidement dans la profondeur la plus faible (Figure 4.8-12). Le décalage temporel de la température dans le sol avec la température de l'air est de quelques heures à la surface du sol et augmente linéairement avec la profondeur (Rome et al., 2008).

La durée de la phase hivernale à 40 cm de profondeur varie entre 127 et 282 jours, en moyenne, de gel sur l'ensemble des trois parcelles du site d'étude sur les cinq années sélectionnées. En 2020, la température, à cette profondeur, était positive sur la parcelle EXT à plusieurs reprises, durant l'hiver au niveau d'un des thermocouples (Figure 4.11 ; Annexe B). Le sol n'a été gelé que 30 jours consécutifs sur toute la phase hivernale. Cela signifie que le sol n'était pas complètement gelé à cette profondeur tout au long de l'hiver. Il est possible qu'un talik se soit formé au niveau du thermocouple à cette profondeur-là.

Durant l'hiver 2009-2010, la température hivernale du sol, à 40 cm de profondeur, a également été positive sur la parcelle MOD à plusieurs reprises . Toutefois, les valeurs de la température du sol de la parcelle MOD ne sont pas cohérentes avec les valeurs de températures du sol de la parcelle EXT (Figure 4.9). Il n'y a donc pas de talik formé cette année-là au niveau du thermocouple. Le dispositif de prises de mesures a été déplacé, durant l'hiver en question,

depuis les puits jusqu'aux carrés d'échantillonnage, ce qui peut expliquer ces valeurs peu cohérentes par rapport aux températures de la parcelle EXT (Celis et al., 2019). Les instruments n'étaient probablement pas encore mis en place lorsque les enregistrements ont commencé.

Le premier jour de dégel, à 10 cm de profondeur, varie entre le 19 avril (en 2010 sur la parcelle MOD) et le 19 mai (en 2020 sur la parcelle MOD). Le jour de dégel, à 40 cm de profondeur, varie entre le 24 avril (en 2019 sur la parcelle EXT) et le 18 juillet (en 2020 sur la parcelle MOD). La durée de la phase hivernale influence positivement et significativement ( $p < 0,05$ ) la profondeur de dégel. La date du premier jour de dégel à 40 cm de profondeur influence négativement et significativement ( $p < 0,05$ ) la profondeur maximale moyenne de dégel, alors que la date du premier jour de dégel à 10 cm de profondeur de dégel n'a pas d'influence significative ( $p > 0,05$ ) sur la profondeur maximale moyenne de dégel. Le lien significatif entre la date du premier jour de dégel à 40 cm de profondeur et la profondeur maximale moyenne de dégel était attendue. En effet, plusieurs études ont mis en évidence que plus la fonte de la neige a lieu tôt dans le printemps, plus le premier jour de dégel du sol est tôt dans le printemps et plus la profondeur maximale de dégel est grande (Decharme et al., 2016; Grünberg et al., 2020; Wilcox et al., 2019; Zhang, 2005). Les résultats pour la date du premier dégel à 10 cm de profondeur sont étonnants par rapport aux résultats à 40 cm de profondeur puisque les deux valeurs devraient être liées. En effet, la date du dégel du sol à 40 cm de profondeur dépend de la date du dégel du sol à 10 cm de profondeur puisque le sol se réchauffe au printemps depuis la surface jusqu'en profondeur (Batir et al., 2017).

Nous avons identifié deux signes de taliks pour l'année 2020, l'un sur base de l'évolution du dégel du sol et l'autre sur base de l'évolution hivernale de la température du sol. Nous discutons des liens entre les deux variables pour déterminer si nous pouvons quantifier l'épaisseur des taliks identifiés.

Le premier signe était la vitesse de dégel sur la parcelle MOD qui était plus importante avec une hétérogénéité plus grande que les autres années et que sur les autres parcelles. De plus, nous avons observé un dégel plus rapide de certains carrés d'échantillonnage sur une courte période au début du mois de juillet. Les données de température du sol à 10 et 40 cm de profondeur en hiver sont négatives et ne montrent aucun signe de la présence de taliks. Toutefois, la profondeur de dégel n'a pas été mesurée sur le même profil que la température du sol, ce qui rend difficile de mettre en lien les deux variables. Nous pouvons estimer l'épaisseur d'un ou plusieurs éventuels taliks sur la parcelle MOD en étudiant l'évolution de la profondeur de dégel pour chacun des carrés d'échantillonnage.

Le second signe était la température du sol à 40 cm de profondeur durant l'hiver qui a été régulièrement positive pour l'un des enregistreurs sur la parcelle EXT. Lors du dégel, on n'observe pas de dégel rapide d'un ou plusieurs carrés d'échantillonnage à un instant  $t$  tel que pour la parcelle MOD (Figure 4.11). Il ne sera ainsi pas possible de quantifier l'épaisseur du talik sur la parcelle EXT sur base de la courbe de dégel.

### 4.3. Évolution saisonnière de la profondeur de dégel

Pour les cinq années contrastées sélectionnées, nous évaluons de manière chronologique l'apparition de taliks sur une parcelle moyennement dégradée (MOD) en comparant la pente de l'évolution saisonnière de la profondeur de dégel pour les cinq années.

#### 4.3.1. Évolution de la vitesse de dégel

Les profondeurs de dégel évoluent de manière similaire et progressive pour tous les carrés d'échantillonnage de la parcelle MOD en 2005, 2010, 2019, 2020, 2021 (Figure 4.13), sauf en milieu de saison en 2020 ce qui fera l'objet d'une discussion ci-dessous.

On peut remarquer qu'en 2005, la courbe de dégel du carré d'échantillonnage 12 a une vitesse de dégel plus grande que les autres. Sa vitesse de dégel est de 0,69 cm/jour ( $R^2 = 0,97$ ) alors que celle des autres carrés d'échantillonnage est de  $0,43 \pm 0,07$  cm/jour. Sa profondeur de dégel atteint les 114 cm alors que la moyenne des autres carrés d'échantillonnage est de  $66 \pm 7$  cm.

Le 7 juillet 2020, la profondeur de dégel a rapidement augmenté pour tous les carrés d'échantillonnage et a diminué la semaine suivante. Une explication de l'observation de ce phénomène est que les mesures ne sont pas, chaque semaine, prises exactement au même endroit et l'hétérogénéité spatiale est importante sur le site d'étude (Belshe et al., 2012). Il est donc possible que la profondeur de dégel soit plus importante dans un des axes de la parcelle.

En outre, en 2020, les courbes de dégel des carrées d'échantillonnage 7 et 9 ont une vitesse de dégel qui augmente rapidement durant le mois de juillet. Pour le carré d'échantillonnage 7, entre le 14 juillet et le 21 juillet, la profondeur de dégel a augmenté de 45 cm soit à une vitesse moyenne de 6,42 cm/jour contre 0,82 pour la vitesse moyenne sur toute la période de dégel. Pour le carré d'échantillonnage 12, entre le 1<sup>er</sup> juillet et le 14 juillet, la profondeur de dégel a augmenté de 72,40 cm soit à une vitesse de 5,17 cm/jour contre 0,99 cm/jour en moyenne sur la période de dégel. On peut estimer que la profondeur du premier talik est d'environ 39 cm et commence à environ 34 cm de profondeur et que la profondeur du second talik est d'environ 58 cm et débute à environ 23 cm de profondeur. L'estimation se fait sur base de deux hypothèses : (i) l'écart-type des mesures individuelles qui ont servi à faire la moyenne de la profondeur de dégel pour un carré d'échantillonnage est petit, (ii) la profondeur du talik est équivalente à la taille de la portion dégelée rapidement moins la portion de sol dégelée par la vitesse de dégel moyenne.

#### 4.3.2. Hétérogénéité de la présence de taliks

Les signes de la présence de taliks sont observés sur seulement deux carrés d'échantillonnage de la parcelle MOD en 2020. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer la raison pour laquelle la présence de taliks n'est pas observée sur tous les carrés d'échantillonnage de la parcelle et sur les autres parcelles. La température de l'air et l'humidité ne peuvent pas expliquer ce

phénomène étant donné qu'il n'y a pas de différences significatives sur la parcelle et avec les autres parcelles (Schuur et al., 2008). Le processus de thermokarst crée une hétérogénéité spatiale sur chacune des parcelles et entre les parcelles (Belshe et al., 2012). Les affaissements sur le site permettent une accumulation de l'eau et de la neige à ces endroits qui réchauffent la température du sol de manière inégale sur les parcelles (Park et al., 2014; Schuur et al., 2008).

Les signes de la présence de taliks fermés sont visibles uniquement sur la parcelle MOD durant l'été 2020. Le phénomène n'est plus présent l'été 2021 ce qui laisse penser que la présence de taliks est un phénomène ponctuel. Un talik s'est formé suite aux épisodes d'extrêmes chaleurs qui se sont produits en 2019 sur l'ensemble du global et particulièrement en Alaska. Ces fortes températures ont impacté le dégel durant l'été 2019 (la profondeur de dégel en 2019). Bien que les études sur le dégel du pergélisol se focalisent sur des scénarios progressifs, plusieurs études ont mis en évidence que le dégel du pergélisol pouvait se faire (se ferait) de manière non-progressive en raison de toutes les modifications du microclimat (Turetsky et al., 2019; Vonk et al., 2019; Walter Anthony et al., 2018). Selon nos résultats, le développement de taliks ne semble pas se faire de manière progressive, mais bien de manière ponctuelle et abrupte. L'augmentation des températures prévues, en particulier durant l'hiver et l'augmentation des précipitations dans les hautes latitudes, pourraient augmenter la fréquence de ces phénomènes (GIEC, 2022).

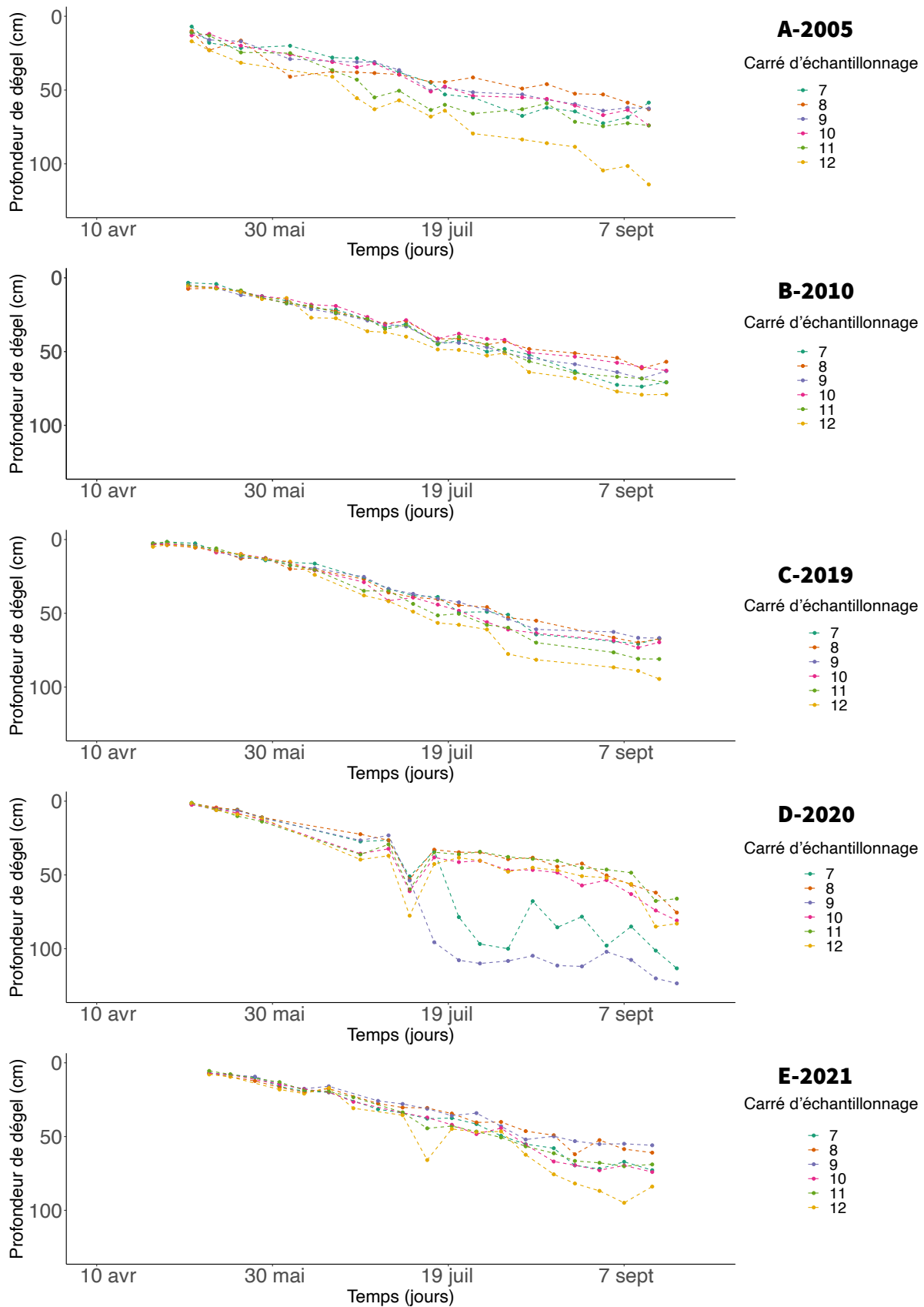


Figure 4.13 : Évolution de la profondeur de dégel pour chaque carré d'échantillonnage de la parcelle MOD (dégradation modérée) en : (A) 2005, (B) 2010, (C) 2019, (D) 2020, (E) 2021.

#### 4.4. Implications de la présence de taliks

La quantité de carbone organique impliquée dans les zones de taliks identifiés (section 4.3.1) peut être estimée sur base des stocks de carbone organique (OC) disponibles par couche du profil du sol. Nous utilisons les données du projet WeThaw disponibles dans la thèse d'Elisabeth Mauclet (Mauclet, 2022) qui proviennent du même site d'étude à Eight Mile Lake sur des profils de sols échantillonnés en 2019, à proximité des sites sur lesquels les taliks ont été identifiés en 2020 (Annexe C).

Sur base des trois profils MOD, dont la profondeur est d'un mètre, étudiés dans la thèse d'Elisabeth Mauclet, les profils de la parcelle MOD contiennent en moyenne  $38 \pm 19$  kg OC/m<sup>2</sup>. Pour le premier talik identifié (section 4.3.1) compris entre 34 et 73 cm de profondeur (épaisseur de 39 cm), la quantité de carbone organique comprise dans ce talik est en moyenne de  $20 \pm 12$  kg OC/m<sup>2</sup>, ce qui représente 52 % de l'ensemble du carbone organique du premier mètre de profondeur du profil étudié. Pour le second talik identifié (section 4.3.1) compris entre 23 et 81 cm de profondeur (épaisseur de 51 cm), la quantité de carbone organique au sein de ce dernier est de  $25 \pm 16$  kg OC/m<sup>2</sup>, ce qui représente 66 % du carbone organique présent dans le premier mètre du profil de sol. En moyenne, il y aurait donc environ  $22 \pm 2$  kg OC/m<sup>2</sup> dans les taliks identifiés, ce qui représente en moyenne 59 % du stock de carbone organique entre 0 et 1 mètre de profondeur.

Cette première estimation basée sur les taliks identifiés en 2020 permet de mettre en évidence que plus de la moitié du stock de carbone compris dans le premier mètre du sol est concernée par des interactions eau-sol même durant l'hiver, ce qui contribue à la dégradation du carbone organique et donc à augmenter la libération des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et l'export de carbone organique latéralement via les flux hydriques (Hugelius et al., 2013; Schuur et al., 2007; Vonk et al., 2019).

## 5. Conclusion

Ce mémoire s'est intéressé à l'étude de l'identification, de l'évolution et à l'estimation de l'implication de la présence de taliks sur la période 2004-2021 sur le site d'étude d'Eight Mile Lake qui est divisé en trois parcelles selon un gradient naturel de dégradation du pergélisol. Le premier volet s'est intéressé à l'évolution des variables influençant les conditions de dégel et des variables indicatrices de la présence de taliks sur notre site d'étude. Le second volet s'est consacré à l'évaluation de l'épaisseur des taliks identifiés ainsi qu'à leurs impacts potentiels en termes de libération de carbone organique.

Tout d'abord, les résultats de l'évolution interannuelle de la température médiane de l'air au cours du temps, sur la période étudiée, concorde avec l'augmentation de la température enregistrée sur le globe. Les résultats ont également confirmé l'influence significative de la température médiane de l'air sur la profondeur maximale de dégel. Les résultats de l'influence de la température médiane de l'air du mois de janvier sur la température du sol à 10 et 40 cm au mois de janvier concordent avec la théorie de l'évolution du gradient thermique dans le profil d'un Cryosol. Par contre, nous n'avons pas pu conclure, sur base des données disponibles, à une influence significative de l'épaisseur de la couche de neige sur la profondeur maximale de dégel. Les résultats de l'analyse des différentes variables influençant la profondeur maximale de dégel ont permis de mettre en évidence cinq années contrastées qui sont 2005, 2010, 2019, 2020, 2021. Les résultats de l'évolution saisonnière de la profondeur de dégel des cinq années contrastées montrent une vitesse constante de dégel au cours de la période de dégel, mais une augmentation de la profondeur de dégel du pergélisol au cours des années. L'évolution particulière du dégel de certains profils de sols des carrés d'échantillonnage sur la parcelle modérément dégradée (MOD), pendant l'été 2020, a permis d'identifier la présence de deux taliks. L'évolution de la température saisonnière a confirmé l'influence de la durée du gel sur la profondeur de dégel et qu'au plus le dégel du sol à 40 cm de profondeur a lieu tôt plus au printemps, plus la profondeur de dégel est grande. L'évolution de la température hivernale du sol à 40 cm de profondeur a permis d'identifier un potentiel talik sur la parcelle à dégradation prononcée (EXT) en 2020. L'apparition de signes de taliks n'ont pu être observé en 2021, ce qui laisse penser que la présence de taliks est actuellement un phénomène ponctuel.

Sur base des courbes de dégel de deux profils de sol, nous avons estimé une épaisseur de taliks de 39 et 51 cm, respectivement. Le premier talik était compris entre 34 et 73 cm de profondeur et le second entre 23 et 81 cm de profondeur. En moyenne, dans la zone des deux taliks,  $22 \pm 2$  kg OC/m<sup>2</sup> sont susceptibles d'être impliqué dans des interactions eau-sol menant à la dégradation du carbone organique et à sa libération dans l'atmosphère ou à son export latéral par l'eau du sol. Cette quantité de carbone organique représente en moyenne 59 % de l'ensemble du carbone organique compris dans le premier mètre de profondeur du profil de sol.

---

## 6. Perspectives

Plusieurs perspectives de recherches sont soulevées par ce mémoire, concernant l'étude des variables influençant la profondeur maximale de dégel et la formation de taliks.

Premièrement, sur base des données disponibles sur le site de Bonanza Creek, la température du sol à 20 et 30 cm de profondeur pourrait également être étudiée notamment en 2020 sur la parcelle EXT pour définir si le talik identifié est déjà présent aux plus faibles profondeurs. Les variables de précipitations et de flux de CO<sub>2</sub> auraient également pu être étudiées : la première comme variable explicative de la profondeur de dégel et la seconde pour identifier s'il existe bien un lien entre la présence de taliks et les émissions de CO<sub>2</sub>.

Deuxièmement, plusieurs perspectives sont liées au schéma d'échantillonnage des différentes variables sur le site d'étude. La modification du protocole de prises de mesures, en prenant toutes les mesures des variables explicatives du dégel et les variables indicatrices de la présence de taliks au même endroit, permettrait de mettre en relation les différentes variables de manière plus fiable. Le site présentant une certaine hétérogénéité, la prise de mesure à différents endroits du site d'étude ne permet pas de mettre en avant tous les liens de cause à effet des différentes variables influençant la dégradation du pergélisol. De plus, des informations concernant les propriétés de la couche organique du sol, telles que son épaisseur et sa teneur en carbone sur les profils étudiés, permettraient d'estimer de manière plus précise son rôle d'isolant et l'impact de la présence de taliks en termes de carbone libéré et minéralisé.

Troisièmement, la disponibilité de l'ensemble des variables sur les mêmes périodes aurait pu permettre une analyse plus approfondie des liens potentiels entre ces variables et d'identifier des taliks supplémentaires. En effet, sur les parcelles étudiées, les mesures de l'évolution de la profondeur de dégel sur toute la période de dégel n'ont pas été prises entre 2011 et 2018. Or, au regard de l'évolution interannuelle des variables qui influencent la profondeur de dégel, l'année 2014 semble particulière, notamment en raison des fortes chaleurs enregistrées cette année-là. La température du sol associée à l'évolution de la profondeur de dégel aurait pu permettre de voir si ces conditions de chaleur avaient pu former un talik cette année-là. L'évolution de la profondeur de dégel de l'été 2018 aurait été intéressante également à analyser étant donné que la présence de taliks a été identifiée l'hiver précédent sur plusieurs sites d'étude en Alaska (Romanovsky et al., 2020).

Enfin, réaliser l'étude de la température du sol entre 5 et 40 cm de profondeur sur d'autres sites d'étude de l'environnement périglaciaire permettrait de comparer nos résultats avec ceux d'autres sites d'étude. Tout comme pour l'augmentation de la température du pergélisol, les tendances à l'augmentation pourraient être plus ou moins importante d'un site à l'autre selon les conditions d'enneigement, l'épaisseur de la couche organique, la température de l'air, etc. L'étude de la vitesse de dégel au cours d'une saison pourrait également être étendue à d'autres

sites d'études afin de comparer nos résultats. Actuellement, les recherches se concentrent principalement sur la vitesse de dégel interannuelle.

## 7. Bibliographie

- ACCAP. (2019, septembre 4). *Air Temperature* | ACCAP. Alaska Center for Climate Assessment and Policy. <https://uaf-accap.org/air-temperature/>
- Adams, W. A. (1973). The Effect of Organic Matter on the Bulk and True Densities of Some Uncultivated Podzolic Soils. *Journal of Soil Science*, 24(1), 10-17. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1973.tb00737.x>
- Åkerman, H. J., & Johansson, M. (2008). Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 279-292. <https://doi.org/10.1002/ppp.626>
- Anisimov, O. A. (1989). Changing Climate and Permafrost Distribution in the Soviet Arctic. *Physical Geography*, 10(3), 285-293. <https://doi.org/10.1080/02723646.1989.10642383>
- Arp, C. D., Jones, B. M., Grosse, G., Bondurant, A. C., Romanovsky, V. E., Hinkel, K. M., & Parsekian, A. D. (2016). Threshold sensitivity of shallow Arctic lakes and sublake permafrost to changing winter climate. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6358-6365. <https://doi.org/10.1002/2016GL068506>
- Batir, J. F., Hornbach, M. J., & Blackwell, D. D. (2017). Ten years of measurements and modeling of soil temperature changes and their effects on permafrost in Northwestern Alaska. *Global and Planetary Change*, 148, 55-71. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.009>
- Beardsmore, G. R., Beardsmore, S. R. F. G. R., Cull, J. P., & Cull, J. P. (2001). *Crustal Heat Flow : A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press.
- Belshe, E. F., Schuur, E. a. G., Bolker, B. M., & Bracho, R. (2012). Incorporating spatial heterogeneity created by permafrost thaw into a landscape carbon estimate. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G1). <https://doi.org/10.1029/2011JG001836>
- Bieniek, P., Bhatt, U., Thoman, R., Angeloff, H., Partain, J., Papineau, J., Fritsch, F., Holloway, E., Walsh, J., Daly, C., Shulski, M., Hufford, G., Hill, D., Calos, S., & Gens, R. (2012). Climate Divisions for Alaska Based on Objective Methods. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0168.1>
- Biskaborn, B. K., 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., Guglielmin, M., ... Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 10(1), 264. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>
- Bockheim, J. G. (2015). Classification of Cryosols. In J. G. Bockheim (Éd.), *Cryopedology* (p. 65-77). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-08485-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-08485-5_6)
- Boike, J., Georgi, C., Kirilin, G., Muster, S., Abramova, K., Fedorova, I., Chetverova, A., Grigoriev, M., Bornemann, N., & Langer, M. (2015). Thermal processes of thermokarst lakes in the continuous permafrost zone of northern Siberia – observations and modeling (Lena River Delta, Siberia). *Biogeosciences*, 12(20), 5941-5965. <https://doi.org/10.5194/bg-12-5941-2015>
- Bonan, G. B., & Shugart, H. H. (1989). Environmental Factors and Ecological Processes in Boreal Forests. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 20, 1-28.
- Brewer, M. C. (1958). The thermal regime of an Arctic lake. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 39(2), 278-284. <https://doi.org/10.1029/TR039i002p00278>
- Brigham, L., & Nelson, F. (2003). *Climate Change, Permafrost, and Impacts on Civil Infrastructure*. Arlington, Virginia. <https://www.semanticscholar.org/paper/Climate-Change%2C-Permafrost%2C-and-Impacts-on-Civil-Brigham-Nelson/d275f06b72bfe40bb975056a51e1177b9b2e3069>

- Brown, J., Ferrians Jr, O. J., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. S. (1997). *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions*.
- Burn, C. R. (2002). Tundra lakes and permafrost, Richards Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(8), 1281-1298. <https://doi.org/10.1139/e02-035>
- Burn, C. R. (2004). The Thermal Regime of Cryosols. In J. M. Kimble (Éd.), *Cryosols : Permafrost-Affected Soils* (p. 391-413). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06429-0\\_19](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06429-0_19)
- Burn, C. R., & Kokelj, S. V. (2009). The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), 83-105. <https://doi.org/10.1002/ppp.655>
- Camill, P., & Clark, J. S. (1998). Climate Change Disequilibrium of Boreal Permafrost Peatlands Caused by Local Processes. *The American Naturalist*, 151(3), 207-222. <https://doi.org/10.1086/286112>
- Celis, G., Ledman, J., Bracho, R. G., Schuur, E. A. G., & Bonanza Creek LTER. (2019). *Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient : Half-hourly soil temperature 2004-2018* [Data set]. Environmental Data Initiative. <https://doi.org/10.6073/PASTA/29D79CF984929BC247173268C3785ECA>
- Chapin, F. S., Sturm, M., Serreze, M. C., McFadden, J. P., Key, J. R., Lloyd, A. H., McGuire, A. D., Rupp, T. S., Lynch, A. H., Schimel, J. P., Beringer, J., Chapman, W. L., Epstein, H. E., Euskirchen, E. S., Hinzman, L. D., Jia, G., Ping, C.-L., Tape, K. D., Thompson, C. D. C., ... Welker, J. M. (2005). Role of land-surface changes in arctic summer warming. *Science (New York, N.Y.)*, 310(5748), 657-660. <https://doi.org/10.1126/science.1117368>
- Cheng, G. (1983). *Study of climate change in the permafrost regions of China : A review* (National Academy Press, p. 139-144.) [In Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, July 1983.].
- Clayton, L. K., Schaefer, K., Battaglia, M. J., Bourgeau-Chavez, L., Chen, J., Chen, R. H., Chen, A., Bakian-Dogaheh, K., Grelik, S., Jafarov, E., Liu, L., Michaelides, R. J., Moghaddam, M., Parsekian, A. D., Rocha, A. V., Schaefer, S. R., Sullivan, T., Tabatabaenejad, A., Wang, K., ... Zhao, Y. (2021). Active layer thickness as a function of soil water content. *Environmental Research Letters*, 16(5), 055028. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abfa4c>
- Connon, R., Devoie, É., Hayashi, M., Veness, T., & Quinton, W. (2018). The Influence of Shallow Taliks on Permafrost Thaw and Active Layer Dynamics in Subarctic Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123(2), 281-297. <https://doi.org/10.1002/2017JF004469>
- Dankers, R., Burke, E. J., & Price, J. (2011). Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme. *The Cryosphere*, 5(3), 773-790. <https://doi.org/10.5194/tc-5-773-2011>
- Darrow, M. (2011). *Thermal modeling of roadway embankments over permafrost—ScienceDirect*. 65(3), 474-487. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.11.001>
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., & Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, 10(2), 853-877. <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>
- de Grandpré, I., Fortier, D., & Stephani, E. (2012). Degradation of permafrost beneath a road embankment enhanced by heat advected in groundwater! This article is one of a series of papers published in this CJES Special Issue on the theme of Fundamental and applied research on permafrost in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8), 953-962. <https://doi.org/10.1139/e2012-018>
- Devoie, É. G., Craig, J. R., Connon, R. F., & Quinton, W. L. (2019). Taliks : A Tipping Point in Discontinuous Permafrost Degradation in Peatlands. *Water Resources Research*, 55(11), 9838-9857. <https://doi.org/10.1029/2018WR024488>

- Ding, Y. (1998). Recent degradation of permafrost in China and the response to climatic warming. *Proceedings of the 7th International Conference of Permafrost*. Yellowknife, Canada, 23-27.
- ECOSS NAU. (s.d.). *EcoSS – Center for Ecosystem Science and Society*. <https://ecoss.nau.edu/>
- Fang, X., Luo, S., & Lyu, S. (2019). Observed soil temperature trends associated with climate change in the Tibetan Plateau, 1960–2014. *Theoretical and Applied Climatology*, 135(1), 169-181. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2337-9>
- Farouki, O. T. (1981). *Thermal Properties of Soils*. COLD REGIONS RESEARCH AND ENGINEERING LAB HANOVER NH. <https://apps.dtic.mil/sti/citations/ADA111734>
- Frauenfeld, O. W., Zhang, T., Barry, R. G., & Gilichinsky, D. (2004). Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D5). <https://doi.org/10.1029/2003JD004245>
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment* (Third Edition). John Wiley & Sons.
- GIEC. (2007). *AR4 Climate Change 2007: The Physical Science Basis* (p. 112). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg1/>
- GIEC. (2019). *Réchauffement planétaire de 1,5 °C* (p. 630). IPCC. <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- GIEC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis* (p. 152). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>
- GIEC. (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnérabilité* (p. 3776). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-ii/>
- Godin, E., & Fortier, D. (2012). 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>
- Grant, R. F., Humphreys, E. R., & Lafleur, P. M. (2015). Ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange in a mixed tundra and a fen within a hydrologically diverse Arctic landscape : 1. Modeling versus measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(7), 1366-1387. <https://doi.org/10.1002/2014JG002888>
- Groffman, P. M., Driscoll, C. T., Fahey, T. J., Hardy, J. P., Fitzhugh, R. D., & Tierney, G. L. (2001). Colder soils in a warmer world : A snow manipulation study in a northern hardwood forest ecosystem. *Biogeochemistry*, 56(2), 135-150. <https://doi.org/10.1023/A:1013039830323>
- Grünberg, I., Wilcox, E. J., Zwieback, S., Marsh, P., & Boike, J. (2020). Linking tundra vegetation, snow, soil temperature, and permafrost. *Biogeosciences*, 17(16), 4261-4279. <https://doi.org/10.5194/bg-17-4261-2020>
- Guan, X. J., Spence, C., & Westbrook, C. J. (2010). Shallow soil moisture – ground thaw interactions and controls – Part 2 : Influences of water and energy fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7), 1387-1400. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1387-2010>
- Halsey, L. A., Vitt, D. H., & Zoltai, S. C. (1995). Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change. *Climatic Change*, 30(1), 57-73. <https://doi.org/10.1007/BF01093225>
- Hardy, J. P., Groffman, P. M., Fitzhugh, R. D., Henry, K. S., Welman, A. T., Demers, J. D., Fahey, T. J., Driscoll, C. T., Tierney, G. L., & Nolan, S. (2001). Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 56(2), 151-174. <https://doi.org/10.1023/A:1013036803050>

- Harris, S. A. (1981). Climatic Relationships of Permafrost Zones in Areas of Low Winter Snow-Cover. *Arctic*, 34(1), 64-70.
- Heginbottom, J. A., Brown, J., Humlum, O., & Svensson, H. (2012). *Permafrost and Periglacial Environment*.
- Hugelius, G., Tarnocai, C., Broll, G., Canadell, J. G., Kuhry, P., & Swanson, D. K. (2013). The Northern Circumpolar Soil Carbon Database : Spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions. *Earth System Science Data*, 5(1), 3-13. <https://doi.org/10.5194/essd-5-3-2013>
- Hutchings, J. A., Bianchi, T. S., Kaufman, D. S., Kholodov, A. L., Vaughn, D. R., & Schuur, E. A. G. (2019). Millennial-scale carbon accumulation and molecular transformation in a permafrost core from Interior Alaska. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 253, 231-248. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.03.028>
- Jones, B. M., Tape, K. D., Clark, J. A., Nitze, I., Grosse, G., & Disbrow, J. (2020). Increase in beaver dams controls surface water and thermokarst dynamics in an Arctic tundra region, Baldwin Peninsula, northwestern Alaska. *Environmental Research Letters*, 15(7), 075005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab80f1>
- Jorgenson, M. T., & Osterkamp, T. E. (2005). Response of boreal ecosystems to varying modes of permafrost degradation. *Canadian Journal of Forest Research*, 35(9), 2100-2111. <https://doi.org/10.1139/x05-153>
- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., & Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost Degradation and Ecological Changes Associated with a Warming Climate in Central Alaska. *Climatic Change*, 48(4), 551-579. <https://doi.org/10.1023/A:1005667424292>
- Juszk, I., Eugster, W., Heijmans, M. M. P. D., & Schaepman-Strub, G. (2016). Contrasting radiation and soil heat fluxes in Arctic shrub and wet sedge tundra. *Biogeosciences*, 13(13), 4049-4064. <https://doi.org/10.5194/bg-13-4049-2016>
- Kelley, A. K., Pegoraro, E. F., Mauritz, M., Hutchings, J. A., Natali, S. M. N., Hicks-Pries, C. E., Schuur, E. A. G., & Bonanza Creek LTER. (2021). *Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient : Seasonal thaw depth 2004-2020* [Data set]. Environmental Data Initiative. <https://doi.org/10.6073/PASTA/BEB6635175CBCE79C9F83DDF657075EE>
- Kropp, H., Loranty, M. M., Natali, S. M., Kholodov, A. L., Rocha, A. V., Myers-Smith, I., Abbot, B. W., Abermann, J., Blanc-Betes, E., Blok, D., Blume-Werry, G., Boike, J., Breen, A. L., Cahoon, S. M. P., Christiansen, C. T., Douglas, T. A., Epstein, H. E., Frost, G. V., Goeckede, M., ... Lund, M. (2020). Shallow soils are warmer under trees and tall shrubs across Arctic and Boreal ecosystems. *Environmental Research Letters*, 16(1), 015001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abc994>
- Lamontagne-Hallé, P., McKenzie, J. M., Kurylyk, B. L., & Zipper, S. C. (2018). Changing groundwater discharge dynamics in permafrost regions. *Environmental Research Letters*, 13(8), 084017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad404>
- Lawrence, D. M., & Slater, A. G. (2010). The contribution of snow condition trends to future ground climate. *Climate Dynamics*, 34(7), 969-981. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0537-4>
- Ledman, J., Schuur, E. A. G., Mauritz, M., & Bonanza Creek LTER. (2018). *Eight Mile Lake Research Watershed, Thaw Gradient : Half-hourly snow depth data, 2012-2017* [Data set]. Environmental Data Initiative. <https://doi.org/10.6073/PASTA/50343ECC90B137F4713E4952B292D655>
- Lee, H., Schuur, E., Vogel, J., Lavoie, M., Bhadra, D., & Staudhammer, C. (2010). A spatially explicit analysis to extrapolate carbon fluxes in upland tundra where permafrost is thawing. *Global Change Biology*, 17, no-no. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02287.x>

- Lenmelä, R., Sucksdorff, Y., & Gilman, K. (1981). Annual variation of soil temperature at depth 20 to 700 cm in an experimental field in Hyrylä, South-Finland during 1969 to 1973. *Geophysica*, 17(1–2), 143–154.
- Ling, F., & Zhang, T. (2003). Numerical simulation of permafrost thermal regime and talik development under shallow thaw lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16). <https://doi.org/10.1029/2002JD003014>
- Loranty, M., Abbott, B., Blok, D., Douglas, T., Epstein, H., Forbes, B., Jones, B., Kholodov, A., Kropp, H., Malhotra, A., Mamet, S., Myers-Smith, I., Natali, S., O'Donnell, J., Phoenix, G., Rocha, A., Sonnentag, O., Tape, K., & Walker, D. (2018). Reviews and syntheses : Changing ecosystem influences on soil thermal regimes in northern high-latitude permafrost regions. *Biogeosciences Discussions*, 1–56. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-201>
- LTER Network. (2018). About the LTER Network. *LTER*. <https://lternet.edu/about/>
- Markon, C., Gray, S., Berman, M., Eerkes-Medrano, L., Hennessy, T., Huntington, H. P., Littell, J., McCammon, M., Thoman, R., & Trainor, S. F. (2018). *Chapter 26 : Alaska. Impacts, Risks, and Adaptation in the United States: The Fourth National Climate Assessment, Volume II*. U.S. Global Change Research Program. <https://doi.org/10.7930/NCA4.2018.CH26>
- Mauclet, E. (2022). *Influence of permafrost degradation on the mineral nutrient cycling by Arctic tundra vegetation*. Thèse UCLouvain.312p.
- Mc Guire, A. D., Lawrence, D. M., Koven, C., Clein, J. S., Burke, E., Chen, G., Jafarov, E., MacDougall, A., Marchenko, S., Nicolsky, D., Peng, S., Rinke, A., Ciais, P., Gouttevin, I., Hayes, D. J., Ji, D., Krinner, G., Moore, J. C., Romanovsky, V., ... Zhuang, Q. (2018). *Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change* | *PNAS*. 115(15). <https://www.pnas.org/doi/abs/10.1073/pnas.1719903115>
- Mekonnen, Z., Riley, W., Berner, L., Bouskill, N., Torn, M., Iwahana, G., Breen, A., Myers-Smith, I., Criado, M. G., Liu, Y., Euskirchen, E., Goetz, S., Mack, M., & Grant, R. (2021). Arctic tundra shrubification : A review of mechanisms and impacts on ecosystem carbon balance. *Environmental Research Letters*. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abf28b>
- Minsley, B. J., Pastick, N. J., Wylie, B. K., Brown, D. R. N., & Andy Kass, M. (2016). Evidence for nonuniform permafrost degradation after fire in boreal landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(2), 320–335. <https://doi.org/10.1002/2015JF003781>
- Natali, S. M., Schuur, E. A. G., & Rubin, R. L. (2012). Increased plant productivity in Alaskan tundra as a result of experimental warming of soil and permafrost. *Journal of Ecology*, 100(2), 488–498. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2011.01925.x>
- Natali, S. M., Schuur, E. a. G., Trucco, C., Pries, C. E. H., Crummer, K. G., & Lopez, A. F. B. (2011). Effects of experimental warming of air, soil and permafrost on carbon balance in Alaskan tundra. *Global Change Biology*. 17(3): 1394–1407, 17(3), 1394–1407.
- Natali, S. M., Schuur, E. A. G., Webb, E. E., Pries, C. E. H., & Crummer, K. G. (2014). Permafrost degradation stimulates carbon loss from experimentally warmed tundra. *Ecology*, 95(3), 602–608. <https://doi.org/10.1890/13-0602.1>
- Natali, S. M., Watts, J. D., Rogers, B. M., Potter, S., Ludwig, S. M., Selbmann, A.-K., Sullivan, P. F., Abbott, B. W., Arndt, K. A., Birch, L., Björkman, M. P., Bloom, A. A., Celis, G., Christensen, T. R., Christiansen, C. T., Commane, R., Cooper, E. J., Crill, P., Czimczik, C., ... Zona, D. (2019). Large loss of CO<sub>2</sub> in winter observed across the northern permafrost region. *Nature Climate Change*, 9(11), 852–857. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0592-8>

- Nelson, F. (2003). *(Un)frozen in Time*. 299(5613), 1673-1675. <https://doi.org/DOI:10.1126/science.1081111>
- Neumann, R. B., Moorberg, C. J., Lundquist, J. D., Turner, J. C., Waldrop, M. P., McFarland, J. W., Euskirchen, E. S., Edgar, C. W., & Turetsky, M. R. (2019). Warming Effects of Spring Rainfall Increase Methane Emissions From Thawing Permafrost. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1393-1401. <https://doi.org/10.1029/2018GL081274>
- NOAA. (s. d.). *NOAA Climate*. Consulté 4 février 2022, à l'adresse <https://www.climate.gov/search?query=Healy&section=news&clustermappingFilter=topics&sorting=relevance>
- NOAA. (2019). *High temperatures smash all-time records in Alaska in early July 2019* | NOAA Climate.gov. <https://www.climate.gov/news-features/event-tracker/high-temperatures-smash-all-time-records-alaska-early-july-2019>
- NOAA. (2020). *Assessing the U.S. Climate in 2019*. National Centers for Environmental Information (NCEI). <http://www.ncei.noaa.gov/news/national-climate-201912>
- NOAA. (2021). *State of the Climate: Monthly National Climate Report for Annual 2021*. <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/national/202113>
- Northon, K. (2015, mars 19). *NASA, NOAA Find 2014 Warmest Year in Modern Record* [Text]. NASA. <http://www.nasa.gov/press/2015/january/nasa-determines-2014-warmest-year-in-modern-record>
- Nossov, D. R., Jorgenson, M. T., Kielland, K., & Kanevskiy, M. Z. (2013). Edaphic and microclimatic controls over permafrost response to fire in interior Alaska. *Environmental Research Letters*, 8(3), 035013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035013>
- O'Reilly, C., Arvola, L. M. J., & O'Reilly, C. M., Sharma, S. ., Gray, D. K. ., Hampton, S. E. ., Read, J. S. ., Rowley, R. J. ., Schneider, P. ., Lenters, J. D. ., McIntyre, P. B. ., Kraemer8 B. M. ., Weyhenmeyer, G. A. ., Straile, D. ., Dong, B. ., Adrian, R. ., Allan, M. G. ., Anneville, O. ., Arvola, L. ., Austin, J. ., Bailey. (2015). Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters*, 42(24), 773-781. <https://doi.org/10.1002/2015GL066235>
- Osterkamp, T. E. (2001). *Sub-sea permafrost*. 2902-2912.
- Osterkamp, T. E. (2005). The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change*, 49(3), 187-202. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2005.09.001>
- Osterkamp, T. E. (2007). Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2). <https://doi.org/10.1029/2006JF000578>
- Osterkamp, T. E., & Romanovsky, V. E. (1999). Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1), 17-37. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199901/03\)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO;2-4)
- Osterkamp, T. E., Viereck, L., Shur, Y., Jorgenson, M. T., Racine, C., Doyle, A., & Boone, R. D. (2000). Observations of Thermokarst and Its Impact on Boreal Forests in Alaska, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(3), 303-315. <https://doi.org/10.1080/15230430.2000.12003368>
- Osy, C., Massonnet, F., & Opfergelt, S. (2022). *Drivers of changes in the permafrost late shoulder season* (N° EGU22-6289). EGU22. Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-6289>
- Palmer, Burn, C. R., Kokelj, S. V., & Allard, M. (2012). *Factors influencing permafrost temperatures across tree line in the uplands east of the Mackenzie Delta, 2004–2010*. 49, 877-894.

- Park, H., Sherstiukov, A. B., Fedorov, A. N., Polyakov, I. V., & Walsh, J. E. (2014). An observation-based assessment of the influences of air temperature and snow depth on soil temperature in Russia. *Environmental Research Letters*, 9(6), 064026. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/6/064026>
- Pavlov, A. V. (1994). Current changes of climate and permafrost in the arctic and sub-arctic of Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(2), 101-110. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430050204>
- Plaza, C., Pegoraro, E., Bracho, R., Celis, G., Crummer, K. G., Hutchings, J. A., Hicks Pries, C. E., Mauritz, M., Natali, S. M., Salmon, V. G., Schädel, C., Webb, E. E., & Schuur, E. A. G. (2019). Direct observation of permafrost degradation and rapid soil carbon loss in tundra. *Nature Geoscience*, 12(8), 627-631. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0387-6>
- Qian, B., Gregorich, E. G., Gameda, S., Hopkins, D. W., & Wang, X. L. (2011). Observed soil temperature trends associated with climate change in Canada. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D2). <https://doi.org/10.1029/2010JD015012>
- Quinton, W., Berg, A., Braverman, M., Carpino, O., Chasmer, L., Connon, R., Craig, J., Devoie, É., Hayashi, M., Haynes, K., Olefeldt, D., Pietroniro, A., Rezanezhad, F., Schincariol, R., & Sonnentag, O. (2019). A synthesis of three decades of hydrological research at Scotty Creek, NWT, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(4), 2015-2039. <https://doi.org/10.5194/hess-23-2015-2019>
- Rodenhizer, H., Ledman, J., Mauritz, M., Natali, S. M., Pegoraro, E., Plaza, C., Romano, E., Schädel, C., Taylor, M., & Schuur, E. (2020). Carbon Thaw Rate Doubles When Accounting for Subsidence in a Permafrost Warming Experiment. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(6). <https://doi.org/10.1029/2019JG005528>
- Romanovsky, V., Burgess, M., Smith, S., Yoshikawa, K., & Brown, J. (2002). Permafrost temperature records: Indicators of climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(50), 589-594. <https://doi.org/10.1029/2002EO000402>
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., Isaksen, K., Nyland, K. E., Kholodov, A. L., Shiklomanov, N. I., Streletskiy, D. A., Farquharson, L. M., Drozdov, D. S., Malkova, G. V., & Christiansen, H. H. (2020). State of the climate in 2019. 101, S265-S269. <https://doi.org/10.1175/2020BAMSStateoftheClimate.1>
- Rome, S., Bigot, S., Chaffard, V., & Biron, P.-E. (2008). Relation entre les températures de l'air et les températures du sol: L'exemple des Hauts Plateaux du Vercors. 21, 555. <https://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-00325249>
- Schaedel, C., Celis, G., Mauritz, M., Taylor, M. A., Ledman, J., Natali, S. M. N., Schuur, E. A. G., & Bonanza Creek LTER. (2021). Eight Mile Lake Research Watershed: Hourly meteorological data, 2004-2020 [Data set]. Environmental Data Initiative. <https://doi.org/10.6073/PASTA/E3DAB8C0985253CC2D60B3E417228A2A>
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V., & Schuur, E. (2012). Policy Implications of Warming Permafrost. *Undefined*. <https://www.semanticscholar.org/paper/Policy-Implications-of-Warming-Permafrost-Schaefer-Lantuit/99f37a1cd55195325e737bf64104afba5660cc92>
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V., Schuur, E., & Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, 9, 085003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003>
- Schuur, E. A. G., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., Hagemann, S., Kuhry, P., Lafleur, P. M., Lee, H., Mazhitova, G., Nelson, F. E., Rinke, A., Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J. G., & Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle. *BioScience*, 58(8), 701-714. <https://doi.org/10.1641/B580807>

- 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(7546), 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Schuur, E. A. G., Vogel, J. G., Crummer, K. G., Lee, H., Sickman, J. O., & Osterkamp, T. E. (2009). The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature*, 459(7246), 556-559. <https://doi.org/10.1038/nature08031>
- Schuur, E., Bracho, R., Celis, G., Belshe, E. F., Ebert, C., Ledman, J., Mauritz, M., Pegoraro, E. F., Plaza, C., Rodenhizer, H., Romanovsky, V., Schädel, C., Schirokauer, D., Taylor, M., Vogel, J. G., & Webb, E. E. (2021). Tundra Underlain By Thawing Permafrost Persistently Emits Carbon to the Atmosphere Over 15 Years of Measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 126(6), e2020JG006044. <https://doi.org/10.1029/2020JG006044>
- Schuur, E., Crummer, K., Vogel, J., & Mack, M. (2007). Plant Species Composition and Productivity following Permafrost Thaw and Thermokarst in Alaskan Tundra. *Ecosystems*, 10, 280-292. <https://doi.org/10.1007/s10021-007-9024-0>
- Sharkhuu, N. (1998). TRENDS OF PERMAFROST DEVELOPMENT IN THE SELENGE RIVER BASIN, MONGOLIA. *Undefined*. <https://www.semanticscholar.org/paper/TRENDS-OF-PERMAFROST-DEVELOPMENT-IN-THE-SELENGE-Sharkhuu/2024c42b20b1c57bc330eaa652bb85c8d2d3afc>
- Shogren, A. J., Zarnetske, J. P., Abbott, B. W., Iannucci, F., & Bowden, W. B. (2020). We cannot shrug off the shoulder seasons : Addressing knowledge and data gaps in an Arctic headwater. *Environmental Research Letters*, 15(10), 104027. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9d3c>
- Shur, Y., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (2005). The transient layer : Implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17. <https://doi.org/10.1002/ppp.518>
- Shur, Y., Jorgenson, M. T., & Pullman, E. R. (2003). *Widespread Degradation of Ice Wedges on the Arctic Coastal Plain in Northern Alaska in Response to the Recent Warmer Climate*. 2003, C11A-05.
- Shur, Y. L., & Jorgenson, M. T. (1998). *Cryostructure development on the floodplain of the Colville River Delta, northern Alaska*. 57, 993-1000.
- Sjöberg, Y., Coon, E., K. Sannel, A. B., Pannetier, R., Harp, D., Frampton, A., Painter, S. L., & Lyon, S. W. (2016). Thermal effects of groundwater flow through subarctic fens : A case study based on field observations and numerical modeling. *Water Resources Research*, 52(3), 1591-1606. <https://doi.org/10.1002/2015WR017571>
- Smith, M. W., & Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost : A zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1-15. <https://doi.org/10.1002/ppp.410>
- Smith, S. L., Burgess, M. M., Riseborough, D., & Mark Nixon, F. (2005). Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 19-30. <https://doi.org/10.1002/ppp.511>
- Smith, S. L., O'Neill, H. B., Isaksen, K., Noetzli, J., & Romanovsky, V. E. (2022). The changing thermal state of permafrost. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3(1), 10-23. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00240-1>
- Sokratov, S. A., & Barry, R. G. (2002). Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D10), ACL 13-1-ACL 13-6. <https://doi.org/10.1029/2001JD000489>

- Surdu, C. M., Duguay, C. R., Brown, L. C., & Fernández Prieto, D. (2014). Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): Radar remote-sensing and numerical modeling data analysis. *The Cryosphere*, 8(1), 167-180. <https://doi.org/10.5194/tc-8-167-2014>
- Thie, J. (1974). Distribution and Thawing of Permafrost in the Southern Part of the Discontinuous Permafrost Zone in Manitoba. *Arctic*, 27(3), 189-200.
- Thoman, R., & Walsh, J. (2019). *Alaska's changing environment : Documenting Alaska's physical and biological changes through observations*. International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks. [https://uaf-iarc.org/wp-content/uploads/2019/08/Alaskas-Changing-Environment\\_2019\\_WEB.pdf](https://uaf-iarc.org/wp-content/uploads/2019/08/Alaskas-Changing-Environment_2019_WEB.pdf)
- Thompson, A. (2014). *2014: A Weird Weather Year in Alaska So Far*. <https://www.climatecentral.org/news/2014-weird-weather-year-alaska-17651>
- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Anthony, K. W., Olefeldt, D., Schuur, E. A. G., Grosse, G., Kuhry, P., Hugelius, G., Koven, C., Lawrence, D. M., Gibson, C., Sannel, A. B. K., & McGuire, A. D. (2020). Carbon release through abrupt permafrost thaw. *Nature Geoscience*, 13(2), 138-143. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>
- Turetsky, M. R., Abbott, B. W., Jones, M. C., Walter Anthony, K., Olefeldt, D., Schuur, E. A. G., Koven, C., McGuire, A. D., Grosse, G., Kuhry, P., Hugelius, G., Lawrence, D. M., Gibson, C., & Sannel, A. B. K. (2019). Permafrost collapse is accelerating carbon release. *Nature*, 569(7754), 32-34. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-01313-4>
- van Everdingen, R. O. (2005). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. The Arctic Institute of North America The University of Calgary Calgary, Alberta, CANADA.
- van Huissteden, J. (2020). *Thawing Permafrost : Permafrost Carbon in a Warming Arctic* (Springer International Publishing). <https://doi.org/10.1007/978-3-030-31379-1>
- Villani, M., Mauclet, E., Agnan, Y., Druel, A., Jasinski, B., Taylor, M., Schuur, E. A. G., & Opfergelt, S. (2022). Mineral element recycling in topsoil following permafrost degradation and a vegetation shift in sub-Arctic tundra. *Geoderma*, 421, 115915. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.115915>
- Vitt, D. H., Halsey, L. A., & Zoltai, S. C. (1994). The Bog Landforms of Continental Western Canada in Relation to Climate and Permafrost Patterns. *Arctic and Alpine Research*, 26(1), 1-13. <https://doi.org/10.1080/00040851.1994.12003032>
- Vogel, J., Schuur, E. A. G., Trucco, C., & Lee, H. (2009). Response of CO<sub>2</sub> exchange in a tussock tundra ecosystem to permafrost thaw and thermokarst development. *Journal of Geophysical Research*, 114(G4), G04018. <https://doi.org/10.1029/2008JG000901>
- Vonk, J. E., Tank, S. E., Bowden, W. B., Laurion, I., Vincent, W. F., Alekseychik, P., Amyot, M., Billet, M. F., Canário, J., Cory, R. M., Deshpande, B. N., Helbig, M., Jammet, 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(23), 7129-7167. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7129-2015>
- Vonk, J. E., Tank, S. E., & Walvoord, M. A. (2019). Integrating hydrology and biogeochemistry across frozen landscapes. *Nature Communications*, 10(1), 5377. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13361-5>
- Walter Anthony, K., Schneider von Deimling, T., Nitze, I., Frolking, S., Emond, A., Daanen, R., Anthony, P., Lindgren, P., Jones, B., & Grosse, G. (2018). 21st-century modeled permafrost carbon emissions accelerated by abrupt thaw beneath lakes. *Nature Communications*, 9(1), 3262. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05738-9>

- Walter, K. M., Zimov, S. A., Chanton, J. P., Verbyla, D., & Chapin, F. S. (2006). Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. *Nature*, 443(7107), 71-75. <https://doi.org/10.1038/nature05040>
- Walvoord, M. A., & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review. *Vadose Zone Journal*, 15(6), vzj2016.01.0010. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Ji, D., Cui, X., Peng, S., Lawrence, D. M., McGuire, A. D., Burke, E. J., Chen, X., Decharme, B., Koven, C., MacDougall, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., Bohn, T. J., Ciais, P., Delire, C., ... Sherstiukov, A. B. (2016). Evaluation of air–soil temperature relationships simulated by land surface models during winter across the permafrost region. *The Cryosphere*, 10(4), 1721-1737. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1721-2016>
- Weidman, S. K., Delworth, T. L., Kapnick, S. B., & Cooke, W. F. (2021). The Alaskan Summer 2019 Extreme Heat Event : The Role of Anthropogenic Forcing, and Projections of the Increasing Risk of Occurrence. *Earth's Future*, 9(8), e2021EF002163. <https://doi.org/10.1029/2021EF002163>
- When permafrost thaws. (2020). *Nature Geoscience*, 13(12), 765-765. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-00668-y>
- Wik, M., Varner, R. K., Anthony, K. W., MacIntyre, S., & Bastviken, D. (2016). Climate-sensitive northern lakes and ponds are critical components of methane release. *Nature Geoscience*, 9(2), 99-105. <https://doi.org/10.1038/ngeo2578>
- Wilcox, E., Keim, D., de Jong, T., Walker, B., Sonnentag, O., Sniderhan, A., Mann, P., & Marsh, P. (2019). Tundra shrub expansion may amplify permafrost thaw by advancing snowmelt timing. *Arctic Science*, 5. <https://doi.org/10.1139/AS-2018-0028>
- Williams, P. J., & Smith, M. W. (1989). *The frozen earth : Fundamentals of geocryology*. 306.
- Wright, N., Hayashi, M., & Quinton, W. L. (2009). Spatial and temporal variations in active layer thawing and their implication on runoff generation in peat-covered permafrost terrain. *Water Resources Research*, 45(5). <https://doi.org/10.1029/2008WR006880>
- Zhang, L., Xia, X., Liu, S., Zhang, S., Li, S., Wang, J., Wang, G., Gao, H., Zhang, Z., Wang, Q., Wen, W., Liu, R., Yang, Z., Stanley, E. H., & Raymond, P. A. (2020). Significant methane ebullition from alpine permafrost rivers on the East Qinghai–Tibet Plateau. *Nature Geoscience*, 13(5), 349-354. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0571-8>
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime : An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4). <https://doi.org/10.1029/2004RG000157>
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A., & Brown, J. (1999). *Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the northern hemisphere* · GéoProdig, portail d'information géographique. 23(2), 132-154.
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Ling, F., & Armstrong, R. L. (2003). *Distribution of seasonally and perennally frozen ground in the Northern Hemisphere*. 2(1289-1294), 6.
- Zhang, T., Osterkamp, T. E., & Stamnes, K. (1997). Effects of Climate on the Active Layer and Permafrost on the North Slope of Alaska, U.S.A. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(1), 45-67. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199701\)8:1<45::AID-PPP240>3.0.CO;2-K](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199701)8:1<45::AID-PPP240>3.0.CO;2-K)
- Zhang, T., Stamnes, K., & Bowling, S. A. (1996). Impact of Clouds on Surface Radiative Fluxes and Snowmelt in the Arctic and Subarctic. *Journal of Climate*, 9(9), 2110-2123. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2110:IOCOSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2110:IOCOSR>2.0.CO;2)

- Zhang, Y., Carey, S. K., Quinton, W. L., Janowicz, J. R., Pomeroy, J. W., & Flerchinger, G. N. (2010). Comparison of algorithms and parameterisations for infiltration into organic-covered permafrost soils. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(5), 729-750. <https://doi.org/10.5194/hess-14-729-2010>
- Zoltai, S. C., & Vitt, D. H. (1990). Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33(2), 231-240. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90021-C](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90021-C)



## A. Annexes

### Annexe A – Complément d’information quant à la disponibilité des mesures pour chacune des variables explicatives de la formation de taliks tout au long de la période étudiée

Tableau A-1 : Données disponibles pour la température de l’air et de la couche de neige pour le site d’Eight Mile Lake dans la base de données Bonanza Creek. Le « ✓ » signifie que les données existent pour l’année en question. La présence de la mention « NA » signifie qu’il n’existe pas de données pour l’année concernée.

|                 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 | 2017 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| T° air          | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    |
| Couche de neige | NA   | NA   | NA   | NA   | NA   | NA   | NA   | NA   | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | ✓    | NA   | NA   | NA   | NA   |

**Annexe B - Évolution saisonnière de la température du sol à 40 cm de profondeur de la parcelle EXT (dégradation prononcée), en 2020, pour chacun des thermocouples du site d'Eight Mile Lake**

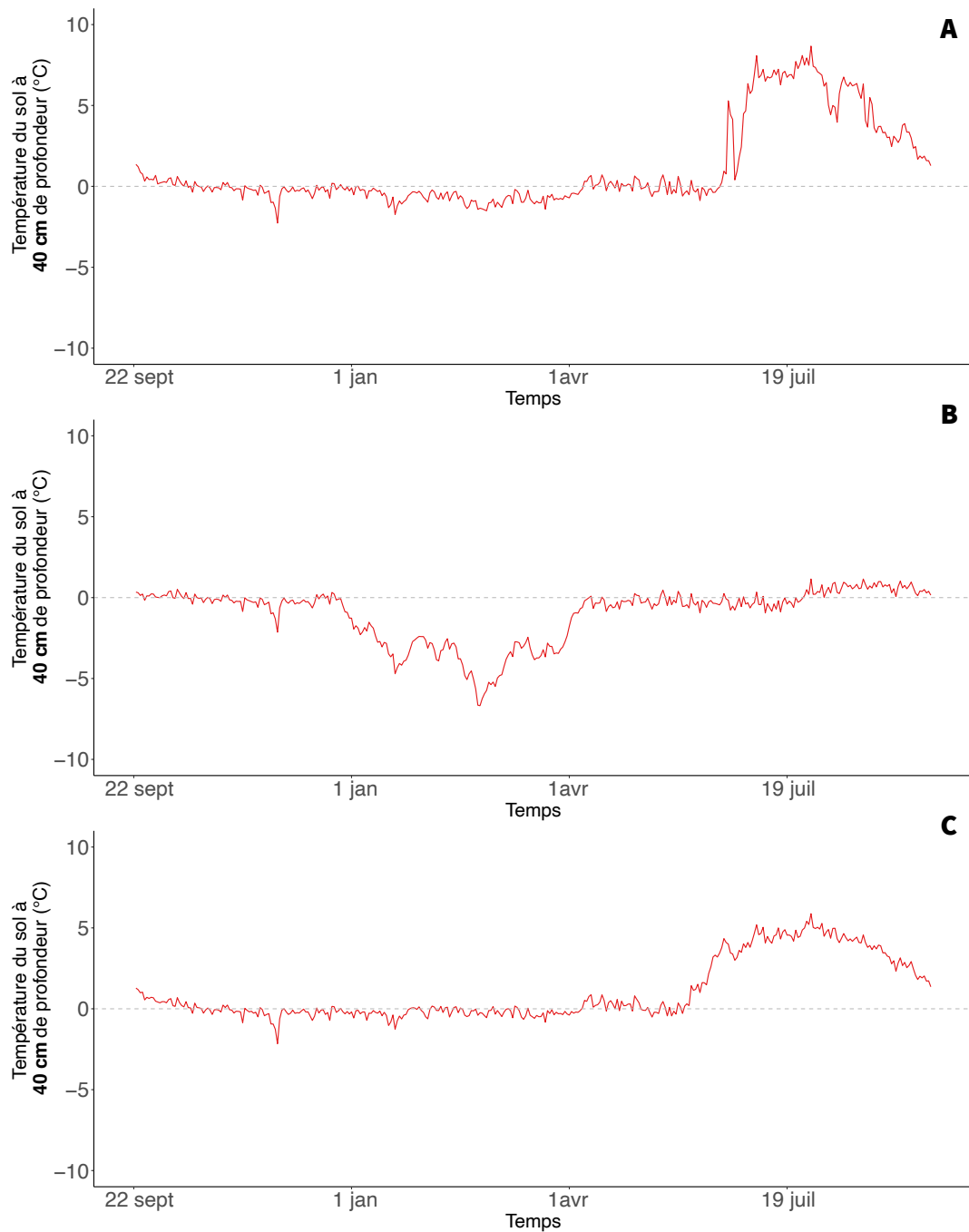


**Figure A.1 : Évolution saisonnière de la température du sol à 40 cm de profondeur de la parcelle EXT (dégradation prononcée) du site d'étude d'Eight Mile Lake, en 2020, pour chacun des thermocouples : (A) thermocouple 1, (B) thermocouple 2 et (C) thermocouple 3.**

## Annexe C - Données sur la quantité de carbone organique sur la parcelle modérément dégradée du site d'étude d'Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis)

Tableau A-2 : Données de caractérisation du stocks de carbone organique total (TOC) et de carbone organique (OC) par couche de profil de sol de la parcelle modérément dégradées à Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis). Les horizons du sol en gris-italique sont fictifs, ils ont été approximés par la valeur moyenne des deux horizons inférieurs et supérieurs adjacents pour l'estimation des stocks cumulés de carbone organique (CO). Les données proviennent de la thèse d'Elisabeth Mauclet (*Mauclet, 2022*). Les couleurs bleues et vertes sont les couches de sol comprises dans notre estimation de l'épaisseur des taliks (section 4.3.1). Le premier talik allant de 34 à 73 cm de profondeur est représenté par les couches bleues et le second talik allant de 23 à 81 cm de profondeur est représenté par les couches bleues et vertes.

| Thermokarst area | Permafrost category | Soil profile | Depth   | TOC  | BD                    | Cumulated OC stock    | Cumulated OC stock in the top 100cm* |
|------------------|---------------------|--------------|---------|------|-----------------------|-----------------------|--------------------------------------|
|                  |                     |              | (cm)    | (%)  | (g cm <sup>-3</sup> ) | (g cm <sup>-2</sup> ) | (kg cm <sup>-2</sup> )               |
| Moderate         | Poorly thawed       | Mod1         | 0-5     | 46,7 | 0,0628                | 1465,4                | 1,47                                 |
|                  |                     |              | 5-10    | 46,7 | 0,0624                | 2920,74               | 2,92                                 |
|                  |                     |              | 10-15   | 47,8 | 0,041                 | 3901,11               | 3,9                                  |
|                  |                     |              | 15-20   | 47,4 | 0,0494                | 5071,78               | 5,07                                 |
|                  |                     |              | 20-25   | 47,2 | 0,0534                | 6331,51               | 6,33                                 |
|                  |                     |              | 25-30   | 45,3 | 0,0884                | 8331,94               | 8,33                                 |
|                  |                     |              | 30-35   | 43,3 | 0,1253                | 11042,69              | 11,04                                |
|                  |                     |              | 35-40   | 42,1 | 0,1473                | 14140,76              | 14,14                                |
|                  |                     |              | 40-45   | 24,8 | 0,4637                | 19899,13              | 19,9                                 |
|                  |                     |              | 40-55   | 7,6  | 0,7802                | 25836,96              | 25,84                                |
|                  |                     |              | 55-65   | 12,5 | 0,6912                | 34445,92              | 34,45                                |
|                  |                     |              | 65-75   | 28   | 0,4055                | 45801,83              | 45,8                                 |
|                  |                     |              | 75-80   | 32,1 | 0,3305                | 51104,36              | 51,1                                 |
| Moderate         | Highly thawed       | Mod2         | 80-85   | 17,7 | 0,5949                | 56368,17              | 56,37                                |
|                  |                     |              | 85-105  | 3,3  | 0,8592                | 62055,98              | 60,63*                               |
|                  |                     |              | 0-10    | 49,7 | 0,0066                | 327,84                | 0,33                                 |
|                  |                     |              | 10-15   | 8,4  | 0,766                 | 3537,57               | 3,54                                 |
|                  |                     |              | 15-20   | 3,7  | 0,8512                | 5131,29               | 5,13                                 |
|                  |                     |              | 20-65   | 2,1  | 0,8819                | 13351,18              | 13,35                                |
|                  |                     |              | 65-75   | 2,6  | 0,8719                | 15634,71              | 15,63                                |
|                  |                     |              | 75-85   | 2,8  | 0,8689                | 18051,51              | 18,05                                |
| Moderate         | Highly thawed       | Mod3         | 85-95   | 3,1  | 0,8632                | 20718,77              | 20,72                                |
|                  |                     |              | 95-105  | 3,4  | 0,857                 | 23656,33              | 22,19*                               |
|                  |                     |              | 105-110 | 1    | 0,9012                | 24118,13              | -                                    |
|                  |                     |              | 0-5     | 47,5 | 0,048                 | 1138,73               | 1,14                                 |
|                  |                     |              | 5-10    | 46   | 0,075                 | 2862,62               | 2,86                                 |
|                  |                     |              | 10-15   | 45   | 0,0933                | 4962,67               | 4,96                                 |
|                  |                     |              | 15-20   | 35,8 | 0,2617                | 9651,61               | 9,65                                 |
|                  |                     |              | 20-25   | 3,6  | 0,8539                | 11188,52              | 11,19                                |
|                  |                     |              | 25-30   | 2,2  | 0,88                  | 12147,18              | 12,15                                |
|                  |                     |              | 30-35   | 2,3  | 0,8774                | 13164,75              | 13,16                                |
|                  |                     |              | 35-65   | 3,9  | 0,849                 | 23158,18              | 23,16                                |
|                  |                     |              | 65-75   | 6,2  | 0,806                 | 28158,76              | 28,16                                |
|                  |                     |              | 75-85   | 3,3  | 0,8599                | 30972,43              | 30,97                                |
|                  |                     |              | 85-95   | 1,4  | 0,8946                | 32208,97              | 32,21                                |
|                  |                     |              | 95-105  | 1,7  | 0,8881                | 33749,15              | 32,98*                               |
|                  |                     |              | 105-115 | 1,6  | 0,89                  | 35203,13              | -                                    |
|                  |                     |              | 115-120 | 0,7  | 0,9062                | 35542,93              | -                                    |

## Identification de l'apparition et de l'évolution de taliks fermés avec le dégel du pergélisol

Cas d'étude : Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis)

Victoria PINTE

Le pergélisol, recouvrant près d'un quart de la surface terrestre de l'hémisphère nord, est particulièrement sensible aux changements climatiques. Sa dégradation est favorisée par les modifications de ses conditions de dégel (température de l'air, enneigement, notamment). Le carbone organique (OC) gelé au sein du pergélisol, qui représente un stock de carbone deux fois plus important que l'atmosphère, se retrouve exposé à la décomposition libérant potentiellement du CO<sub>2</sub> et du CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère. L'augmentation de l'épaisseur de la couche active qui dégèle de façon saisonnière peut être telle que certaines zones restent non gelées durant l'hiver et forment ce qu'on appelle un talik fermé, isolé de l'atmosphère. La formation de ces taliks favorise les interactions eau-sol durant l'hiver, la décomposition du OC et la libération de gaz à effet de serre, ce qui amplifie le dégel du pergélisol. Malgré leur importance pour les émissions de carbone des zones de pergélisol, il existe peu d'études qui s'intéressent à l'identification et à l'apparition de taliks fermés et à leur évolution temporelle.

Nous avons cherché à identifier la présence de taliks et leur évolution en nous basant sur des variables explicatives des conditions de dégel (température de l'air et épaisseur de la couche de neige) et des variables indicatrices de la présence de taliks (température du sol à 10 et 40 cm de profondeur et profondeur maximale de dégel). Ces données sont disponibles entre 2004 et 2021 sur le site d'Eight Mile Lake (Alaska, Etats-Unis) qui présente un gradient naturel de dégradation du pergélisol. La présence de talik a été identifiée sur la parcelle de dégradation prononcée, en 2020, sur base de la température hivernale du sol à 40 cm de profondeur. Deux autres taliks ont été identifiés sur la parcelle modérément dégradée, en 2020, sur base de l'évolution saisonnière de la profondeur de dégel : leur épaisseur est estimée à 39 et 51 cm, respectivement. Nous estimons que ces taliks exposent  $22 \pm 2$  kg OC/m<sup>2</sup>, ce qui représente 59 % du stock de OC dans le sol de 0-1m. Nos résultats indiquent que sur la période 2004-2021, la présence de taliks est observée en 2020 ce qui fait suite aux records de températures de l'air enregistrées en Alaska en été 2019. Il s'agira donc à l'avenir de considérer l'influence des épisodes de chaleurs extrêmes pour identifier l'apparition de taliks.