

Université de Montréal

**Paléoécologie d'une tourbière à pergélisol en dégradation du sud des Territoires du
Nord-Ouest: implications pour le cycle du carbone**

par Nicolas Pelletier

Département de Géographie
Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade de
Maître ès. Science (M.Sc.)
en géographie

Avril 2016

© Nicolas Pelletier, 2016

Résumé

Les tourbières ont contribué à refroidir le climat terrestre pendant l'Holocène en accumulant un réservoir de carbone important. Dans la forêt boréale canadienne, les sols gelés en permanence (pergélisols) sont répandus et ceux-ci sont principalement localisés dans les tourbières où ils forment des plateaux surélevés. Le dégel du pergélisol, causé entre autres par le réchauffement atmosphérique ou d'autres perturbations, provoque l'effondrement des plateaux et la saturation en eau du sol ce qui modifie entre autres le couvert végétal et le cycle du carbone. Les modélisations suggèrent que les latitudes nordiques seront les plus affectées par le réchauffement climatique alors qu'on y observe déjà un recul du couvert du pergélisol. Il est primordial de comprendre comment le dégel du pergélisol affecte la fonction de puits de carbone des tourbières puisque des rétroactions sur le climat sont possibles si une grande quantité de gaz à effet de serre est émise ou séquestrée.

J'utilise une chronoséquence représentant le temps depuis le dégel d'un plateau de pergélisol des Territoires du Nord-Ouest pour comprendre les facteurs influençant l'aggradation et la dégradation du pergélisol dans les tourbières et évaluer l'effet du dégel sur l'accumulation de carbone et la préservation du carbone déjà accumulé. Les taux d'accumulation de carbone associés à la présence de pergélisol dans le passé et au présent sont lents, et la tourbe est moins décomposée dans les secteurs ayant été affectés plus longtemps par le pergélisol. En somme, le pergélisol réduit l'accumulation de carbone en surface mais permet une meilleure préservation du carbone déjà accumulé.

Mots-clés

Carbone, tourbières, pergélisol, changements climatiques, feux, paléoécologie

Summary

Peatlands have contributed to cool the Earth's climate during the Holocene by accumulating a large carbon pool. In the Canadian boreal forest, perennially frozen soils (permafrost soils) are abundant and they are located mainly in peatlands where they form elevated plateaus. Thawing permafrost caused by atmospheric warming or other disturbances lead to the collapse of plateaus and soil saturation, impacting vegetation cover and carbon cycling. Models suggest that northern latitudes will be the most severely affected by global warming as we are already observing a decline in permafrost cover. It is important to understand how permafrost thaw affects the peatland carbon sink function as feedbacks on the climate are possible if a large amount of greenhouse gas is emitted or sequestered.

I use a chronosequence representing the time since permafrost in a Northwest Territories peatland to understand the factors influencing aggradation and degradation of permafrost in peatlands and to evaluate the effect of thawing on the carbon accumulation and preservation. The carbon accumulation rates associated with the presence of permafrost in the past and present are slow, and the peat is less decomposed in areas that have been affected by permafrost longer. In sum, permafrost reduces surface carbon accumulation but allows for better preservation of the carbon already accumulated.

Key words

Carbon, peat, permafrost, climate change, wildfires, paleoecology

TABLE DES MATIERES

Résumé	i
Mots-clés	i
Summary.....	ii
Key words.....	ii
Table des matières.....	iii
Liste des tableaux.....	v
Liste des figures	vi
Liste des sigles	vii
Liste des abréviations	viii
Remerciements.....	ix
Introduction.....	1
Chapitre 1 – Synthèse de la littérature.....	3
1.1 Les tourbières : Définitions et classification.....	3
1.2 Les tourbières nordiques, un réservoir de carbone important.....	4
1.3 L’accumulation de la tourbe : Considérations générales	6
1.3.1 Facteurs autogènes influençant l’accumulation de tourbe	8
1.3.2 Facteurs exogènes influençant l’accumulation de tourbe	13
1.3.3 Mesure de l'accumulation de carbone.....	22
1.4 Les tourbières touchées par le pergélisol.....	23
1.4.1 Facteurs locaux influençant la distribution du pergélisol dans les tourbières.....	27
1.4.2 Dégradation du pergélisol dans les tourbières: Observations et causes probables.	29
1.4.3 Implications pour le cycle du carbone	31
1.4.4 Flux modernes sur les plateaux de pergélisol et dans les tourbières non-gelées....	33
1.4.5 Changements dans les réservoirs de carbone, une lacune dans les connaissances.	34
1.4.6 Les feux de tourbe et leur importance dans le cycle du carbone.....	34
1.4.7 Paléoécologie des tourbières de la zone de pergélisol discontinu	36
1.4.8 Les tourbières du Nord-Ouest Canadien.....	38
1.5 Buts, objectifs et hypothèses de l’étude.....	42

Chapitre 2 : Article à soumettre	44
2.1 Avant-propos.....	44
2.2 Abstract.....	46
2.3 Introduction.....	47
2.4 Methods.....	50
2.5 Results.....	60
2.6 Discussion	75
2.7 Conclusion	79
Chapitre 3 : Conclusion générale	82
4. Références.....	84
Annexe 1: Résultats supplémentaires.....	106
Transects supplémentaires analysés	106
Annexe 2: Analyses de ^{210}Pb	112
Annexe 3: Diagrammes de macrorestes végétaux	113
Annexe 4: Diagrammes de thécamoebiens	115
Annexe 5: Analyse des charbons	117

Liste des tableaux

Tableau 1 : Estimations du contenu en carbone dans tourbières dans la littérature à différents échelles et détails des études.....	5
Tableau 2: Fréquence de retour des feux en tourbière selon la région et le type de tourbière.....	20
Tableau 3: Résumé de quelques études ayant mesuré l'augmentation des flux de méthane suite au dégel d'un plateau de pergélisol.....	34
Tableau 4:Les 5 différents types de tourbières rencontrés dans le Nord-Ouest du Canada et les différentes formes géomorphologiques rencontrées dans chacun de ces types.	41
Table 5 : Material used for radiocarbon dating, associated uncalibrated ages and calibrated ages according to Intcal13 calibration curve (Reimer et al., 2013).....	57
Table 6 : Common functional group on FTIR spectra of peat.....	61
Table 7 : Macrofossil zones delimitation with description of the paleoenvironement, indicator taxa, relative abundance of the indicator taxa (RA), relative frequency of the indicator taxa (RF), indicator value of the indicator taxa, p-value of the indicator taxa, average inferred water table depth (WTD) for this zone from testate amoebae transfer function and number of samples (n) analysed for testate amoebae analysis.	67

Liste des figures

Figure 1: Schéma conceptuel démontrant les interactions entre le l'environnement et le potentiel de séquestration de carbone à différente échelle de temps dans une tourbière	7
Figure 2 : Photo prise en avion au-dessus des tourbières des basses-terres de la rivière Liard démontrant l'hétérogénéité du paysage	26
Figure 3: Zone de pergélisol discontinu du Nord-Ouest Canadien ou l'on peut retrouver les 5 types de tourbières du tableau 4. Tiré de Vitt et al., (1994).....	40
Figure 4: Localisation map and aerial photography from (date) showing coring location.....	51
Figure 5: Age-depth model for all cores. Blue shapes represent radiocarbon calibrated age and ^{210}Pb dates. Red lines represent mean modeled ages and gray area represent the 1σ probability distribution. Arrows represent tephra locations.	62
Figure 6: Schematic representation of the transect with indicated macrofossil zones.	67
Figure 7: Fire frequency during the last 9000 years in the Scotty Creek watershed and fire events in terms of local (affected the PLATEAU coring location) and extra-local (in the watershed but not affecting coring location). Grey zones represent permafrost plateau periods.....	68
Figure 8: Apparent carbon accumulation rate for each macrofossil zone. Time (in x) is the mean age of each macrofossil zone.	70
Figure 9: Total nitrogen, C:N ratio and humification index for PLATEAU, BOG_{edge} and $\text{BOG}_{\text{center}}$. Colored dot are individual characteristic group ratio as determined by FTIR analysis and black line (humification index) is the average of all normalized ratio.	71
Figure 10: Relationship between peat age and peat humification index for PLATEAU and $\text{BOG}_{\text{center}}$ cores	72
Figure 11: Synthesis of main macrofossil groups, water table depth reconstructions (WTD), humification index (HI), C : N ratios, Apparent carbon accumulation rate (ACAR) per 1 cm increment and loss on ignition (LOI) for all cores. Wavy pattern represent permafros.....	74
Figure A1: Contenus en matière organique par profondeur pour chaque carottes des 4 transects, incluant celui présenté dans l'article de Pelletier et al., (à soumettre)	108
Figure A2: Accumulation apparente dans les bogs en fonction du temps depuis le dégel du pergélisol (les données du chapitre 2 ont été ajoutées au graphique)	109
Figure A3 A) Contenus en carbone totale pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement et B) Dates basales pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement.	110
Figure A4: LORCA pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement.....	111
Figure A5: Concentrations de ^{210}Pb et âge inférée par profondeur pour la carotte $\text{BOG}_{\text{center}}$	112
Figure A6: Concentrations de ^{210}Pb et âge inférée par profondeur pour la carotte BOG_{edge}	112
Figure A7: Macrorestes végétaux identifiés pour la carotte PLATEAU. Les zones en gris représentent des périodes de pergélisol.	113
Figure A8: Macrorestes végétaux identifiés pour la carotte $\text{BOG}_{\text{center}}$. Les zones en gris représentent des périodes de pergélisol.....	114
Figure A9: Thécamoebiens identifiés pour la carotte PLATEAU.....	115
Figure A10: Thécamoebiens identifiés pour la carotte $\text{BOG}_{\text{center}}$	116
Figure A11: Nombre et taille moyenne des charbons par profondeur dans la carotte PLATEAU.	117

Liste des sigles

ACAR	Apparent carbon accumulation rate (taux d'accumulation apparent du carbone)
C:N	Ratio carbone azote
FTIR	Fourier Transform InfraRed spectroscopy (Spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier)
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
HI	Humification index (indice d'humification)
HTM	Holocene thermal maximum (maximum thermique de l'Holocène)
IV	Indicator value (valeur d'indicateur)
PAG	Petit âge glaciaire
LOI	Loss on ignition (perte au feu)
LORCA	Long-term rate of carbon accumulation (taux d'accumulation à long terme du carbone)
MO	Matière organique
NECB	Net ecosystem carbon balance (bilan de carbone net de l'écosystème)
NPP	Net primary production (production primaire nette)
RA	Relative abundance (abondance relative)
RERCA	Recent rate of carbon accumulation (taux d'accumulation récent du carbone)
RF	Relative frequency (fréquence relative)
SOM	Soil organic matter (matière organique du sol)
TC	Total carbon (carbone total)
TN	Total nitrogen (azote total)
UV	Ultra-violet
WTD	Water table depth (profondeur de nappe phréatique)
XRF	X-ray fluorescence (fluorescence des rayons X)

Liste des abréviations

C	Carbone
Cal yr BP	Calibrated year before present (Années calibrées avant 1950)
C_{area}	Charcoal area (aire des charbons)
C_{back}	Background charcoal input (inquant de charbons d'arrière-plan)
C_{count}	Charcoal count (compte de charbons)
C_{fire}	Charcoal input from local vegetation (inquant de charbons de la végétation locale)
C_{noise}	Long-distance charcoal input (inquant de charbons lointains)
C_{peak}	Charcoal peak components (Composante de pics de charbons)
C_{size}	Charcoal size (grandeur des charbons)
Et al.	Et autres
N	Azote
Pg	Pétagrammes (10^{15} g)
Sp.	Espèce
Spp.	Espèces

Remerciements

Merci à Julie Talbot pour le support scientifique, financier et moral pendant la durée du projet ; Alayn Larouche pour l'enseignement bénévole de l'analyse de macrorestes végétaux ; Bassam Ghaleb pour l'aide avec les analyses de plomb ; Olivier Blarquez pour l'aide avec le logiciel CharAnalysis ; Jordan Paillard, Laurina Sauvée, Rapha el Pirro et Julien Fortier-Auclair pour leur excellent travail en laboratoire ; Pour l'aide sur le terrain merci à Masson Stothart pour 2013 et Andrew Kolhenberg pour 2014 ; Kellina Higgins et Marie-Ève Garon-Labrecque pour leur relevé de végétation de Scotty Creek ; Pour le soutien financier, merci au Centre sur les changements climatiques et l'environnement global (C₃EG), à la faculté des études supérieures et postdoctorales (FESP), au département de géographie de l'Université de Montréal et au conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Merci aussi aux co-auteurs de l'article inclus dans ce mémoire, particulièrement David Olefeldt qui fut d'une grande aide pour la planification des terrains et l'analyse des données.

Introduction

Ce mémoire traite du dégel actuel du pergélisol dans les tourbières nordiques canadiennes et de son effet sur le cycle du carbone. Les latitudes nordiques contiennent la vaste majorité des tourbières (Gorham, 1991) et le réchauffement climatique y est plus intense et plus rapide qu'au sud (GIEC, 2013). Les tourbières ont un rôle de réservoir important dans le cycle global du carbone puisqu'elles ont lentement séquestré une grande quantité de dioxyde de carbone (CO₂) au cours de l'Holocène via la photosynthèse. Ce CO₂ est aujourd'hui emmagasiné sous forme de tourbe, de la matière organique peu décomposée, et les conditions de préservation de la tourbe sont le fruit de plusieurs conditions environnementales sensibles au climat. Le rôle de réservoir de carbone des tourbières pourrait ainsi être affecté par les changements climatiques en cours. Le dégel du pergélisol est la perturbation associée aux changements climatiques qui risque le plus d'influencer les fonctions écosystémiques des tourbières (Tarnocai 2009 ; Shuur et al., 2008). Les connaissances par rapport à l'effet du dégel du pergélisol sur le cycle du carbone ont beaucoup progressé au cours des 15 dernières années mais elles restent incomplètes. D'après l'état actuel des connaissances, le dégel des tourbières à pergélisol pourrait permettre un accroissement de la capacité photosynthétique de ces écosystèmes mais une perte simultanée du carbone lentement accumulé par les plantes au cours de l'Holocène. L'effet net sur la capacité de séquestration du carbone demeure jusqu'à présent incertain.

Le but de la présente étude est de déterminer l'effet du dégel du pergélisol sur la séquestration et la conservation du carbone d'une tourbière située dans les Territoires du Nord-Ouest. Une approche paléo-écologique est utilisée afin de (1) caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la distribution du pergélisol à l'échelle fine sur le site (~100 m), (2)

identifier les moteurs autogènes et exogènes potentiels des changements observés, (3) quantifier l'effet du pergélisol sur l'accumulation de carbone de la tourbière et (4) identifier l'effet du pergélisol sur la conservation du carbone sous forme de matière organique enfouie.

Le premier chapitre du mémoire consiste en une synthèse de la littérature couvrant les thèmes nécessaires à la compréhension des processus d'accumulation de carbone dans les tourbières, de la dynamique du pergélisol et des tourbières de l'ouest canadien. Le deuxième chapitre comprend une version préliminaire d'un article qui sera soumis à la revue scientifique *The Holocene* en 2016. Des carottes de tourbes prélevées à l'intérieur d'une même tourbière à des sites ayant une histoire du pergélisol différente (chronoséquence) sont analysées afin de déterminer l'effet qu'a eu le pergélisol sur l'accumulation de carbone dans le passé et au présent. Plusieurs indicateurs permettant de retracer l'histoire de l'hydrologie, de la végétation et du pergélisol sont utilisés. Des datations radiogéniques et des mesures physico-chimiques de la tourbe permettent de retracer l'histoire de l'accumulation apparente de carbone tandis que des mesures stœchiométriques permettent d'acquérir des informations sur l'état de décomposition de la tourbe. Le troisième et dernier chapitre permet de replacer les conclusions de l'étude dans le cadre des connaissances actuelles et identifier les éléments novateurs issus de cette recherche.

Chapitre 1 – Synthèse de la littérature

1.1 LES TOURBIÈRES : DÉFINITIONS ET CLASSIFICATION

Une tourbière est un milieu humide avec une couche de matière organique (MO) peu décomposée (tourbe) d'au moins 30 à 40 cm en surface pouvant atteindre une profondeur de plusieurs mètres. La nappe phréatique élevée de ces écosystèmes entraîne des conditions anoxiques, acides, froides et réductrices dans le sol qui diminuent le taux de décomposition de la MO au point de le rendre inférieur au taux de production de MO végétale en surface. Les sphaignes sont communes dans plusieurs types de tourbière et ces plantes exacerbent encore l'acidité du sol en prélevant les rares cations du milieu et en bloquant potentiellement la remontée d'eaux sous-terraines plus alcalines (Soudzilovskaia et al., 2010).

Il existe plusieurs façons de caractériser les tourbières et presque chaque pays où l'on en trouve possède son propre système de classification. Au Canada on utilise un système hiérarchique à trois niveaux pour classer les milieux humides (National Wetland Working Group, 1997). Le premier niveau compte quatre *classes* qui réfèrent à la genèse de la tourbière. Ces classes peuvent être divisées en plusieurs *formes* selon leur morphologie, le terrain minéral sous-jacent et leur hydrologie. Au dernier niveau on divise les formes en plusieurs *types* selon la végétation qui occupe la tourbière. On se contente souvent d'identifier le premier de ces niveaux, la classe, parmi lesquelles on compte les bogs, les fens, les marais et les marécages.

Les bogs sont des tourbières où la nappe phréatique se trouve près du sol et qui sont ombrotrophes, c'est-à-dire qu'ils sont déconnectés de tout réseau hydrologique. Les apports en eau et en nutriments ne proviennent donc que des précipitations. Les fens sont des tourbières où la nappe phréatique est également près du sol mais qui possèdent une connexion hydrologique avec les eaux souterraines riches en nutriments (minérotrophes). Les marécages sont des écosystèmes tourbeux où la surface est constamment recouverte par de l'eau stagnante ou des réseaux hydrologiques de surface riches en nutriments (minérotrophes). Finalement, les

marais sont des milieux humides comprenant des sections d'eau stagnante ou mobile de façon périodique pendant l'été, surtout à la fonte des neiges en Amérique du Nord. Ces derniers écosystèmes ont une nappe phréatique beaucoup plus mobile que les trois autres et bien que leur surface soit déconnectée de la nappe phréatique pendant la majeure partie de la saison de croissance, l'apport d'eau riche en nutriments au printemps suffit à les classer comme des milieux humides minérotrophes.

1.2 LES TOURBIÈRES NORDIQUES, UN RÉSERVOIR DE CARBONE IMPORTANT

On retrouve des tourbières dans une multitude d'environnements différents mais environ 80% de celles-ci se retrouvent dans le biome de la forêt boréale (Wieder et al., 2006). Le biome boréal occupe la région circumpolaire entre 50 et 70 degrés de latitude nord et se trouve donc surtout sur la masse continentale canadienne et sibérienne. Il s'agit du deuxième biome forestier en importance en termes d'étendue et de quantité de carbone stocké après la forêt amazonienne (Lorenz et al., 2010). Le climat froid et sec de la région boréale diminue la capacité photosynthétique, la conductance stomatique et les taux de croissance de la végétation (Balocchi et al., 2000). Ce climat est tout de même particulièrement propice à l'accumulation et au stockage à long terme de la MO puisque les températures froides réduisent la décomposition de la MO et les taux d'évapotranspiration y sont réduits, entraînant la présence de secteurs saturés en eau. Les aspects topographiques (faible gradient hydrologique) et géologiques (couche de sol imperméable) s'ajoutent au facteur climatique pour expliquer l'importance de l'aire occupée par les tourbières de la région boréale. Les basses-terres sont particulièrement propices à l'accumulation de tourbe puisqu'elles sont près du niveau de la mer, ont peu de relief et sont généralement associées à une couche d'argile imperméable sous-jacente. Ces conditions exceptionnelles ont par exemple permis aux tourbières de s'imposer dans 90% des 325 000 km² des basses-terres de la baie d'Hudson (Martini, 2006).

Les tourbières nordiques sont reconnues comme des réservoirs de carbone terrestre importants. Au cours de l'Holocène, ces écosystèmes ont contribué à refroidir le climat planétaire (Frolking et al., 2011) en accumulant $\sim 500 \pm 100$ Pg (10^{15} g) de carbone sous forme de MO (Tableau 1). Ainsi, en occupant seulement 3% du territoire terrestre, les tourbières contiennent à elles seules plus de 30% du réservoir global de carbone terrestre (Limpens et al., 2008), soit près de 58% de la quantité de carbone actuellement contenu dans l'atmosphère sous forme de CO₂ (NOAA, 2016).

Tableau 1 : Estimations du contenu en carbone des tourbières dans la littérature à différents échelles et détail des approches utilisées.

Quantité de carbone stocké (PgC)	Aire à l'étude	Profondeur de sol incluse (m)	Aire comprise ($\times 10^6$ km ²)	Concentration en C moyen (g cm ⁻³)	Auteurs (année)	Approches
88.6	Tropicale		0.4		Page et al., (2011)	Volume
147	Canada		1.136		Tarnocai et al., (2006)	Densité
270–370	Tourbières à pergélisol		3.46	0.04	Turunen et al., (2002)	Volume
153	Tourbières à pergélisol	3	1.2		Hugelius et al., (2014)	Densité
300 ± 150	Arctique/ subarctique	3	2,1		Hugelius et al., (2014)	Densité
455	Arctique/ subarctique		3,46	0.058	Gorham (1991)	Volume
473–621	Arctique/ subarctique /		4		Yu et al., (2010)	Historique
500 ± 100	Arctique/ subarctique /				Yu et al., (2012)	Revue de littérature
234–252	Globale		3.985	0.059–0.063	Lappalainen (1996)	Volume
462	Globale		3,4		Bridgham et al., (2006)	Revue de littérature

Historiquement, trois approches ont été utilisées pour estimer la taille du réservoir de carbone terrestre des tourbières (Tableau 1). La première calcule la somme des produits de l'aire occupée par les tourbières dans une région, de la profondeur moyenne de tourbe dans cette

région et de la densité en carbone théorique de la tourbe (*Approche par volume*, e.g. Gorham, 1991). La deuxième approche utilise le produit de l'aire occupée par les tourbières dans une région et du contenu en carbone du sol sur une profondeur donnée (*Approche par densité de carbone*, e.g. Hugelius et al., 2014). La troisième approche utilise plutôt l'aire des tourbières, leur âge et les taux d'accumulation moyens calculés pour chaque période de temps (*approche historique*, e.g. Yu et al., 2010).

1.3 L'ACCUMULATION DE LA TOURBE : CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

On accorde plus d'importance en recherche au taux d'accumulation du carbone plutôt qu'au taux d'accumulation verticale de tourbe. Bien que ces deux taux soient souvent reliés, il existe des différences qui sont dues à une variabilité de la densité en MO de la tourbe et une variabilité du contenu en carbone de la MO. La densité sèche de la tourbe (*bulk density*) varie entre 0.003 et 0.498 g cm⁻³, avec une valeur moyenne de 0.118 ± 0.069 g cm⁻³ (Loisel et al., 2014). Le contenu en MO correspond à $90.7 \pm 13\%$ de la masse sèche et entre 42% et 50% de la masse de cette MO est constituée de carbone organique ($42.3 \pm 3.0\%$ pour la tourbe formée de sphaigne et $49.2 \pm 2.4\%$ pour tous types de tourbe confondus) (Loisel et al. 2014). La densité en carbone (= [densité de MO] × [contenu en C de la MO]) de la tourbe varie donc selon le type de tourbe, les valeurs les plus élevées sont associées à la tourbe formée de sphaignes et les valeurs les plus basses représentent la tourbe formée de mousses brunes ou de MO humifiée.

L'accumulation de MO (ou de carbone) représente la différence entre la production par la végétation et la décomposition par les organismes (surtout les micro-organismes) décomposeurs. Bien que cette différence soit minime dans les tourbières, une balance globale positive tout au long de l'Holocène a permis d'accumuler les 500 PgC (Tableau 1) actuellement présents dans ces écosystèmes. Les tourbières continuent à accumuler du carbone à un rythme actuel d'environ 0.088 Gt C yr⁻¹ (Yu, 2011) dans les latitudes extratropicales. À partir des

profils de tourbe datés à haute résolution à l'aide du radiocarbone, il est possible d'observer des différences dans les taux d'accumulation de la tourbe à différentes époques de l'Holocène. Certaines caractéristiques des tourbes fossiles, comme par exemple le type de végétaux dominants, semblent influencer les taux d'accumulation de façon assez constante d'un site à l'autre (Kuhry et al., 2008, Camill et al., 2001, Robinson et Moore 2000). Toutefois, la vitesse d'accumulation de la tourbe demeure le fruit d'une interaction complexe de facteurs à la fois autogènes (la principale force de changement vient de forces endogènes, i.e. de l'intérieur de l'écosystème) et exogènes (la principale force de changement vient de forces exogènes, i.e. de l'extérieur de l'écosystème). La figure 1 résume bien la complexité de ces interactions.

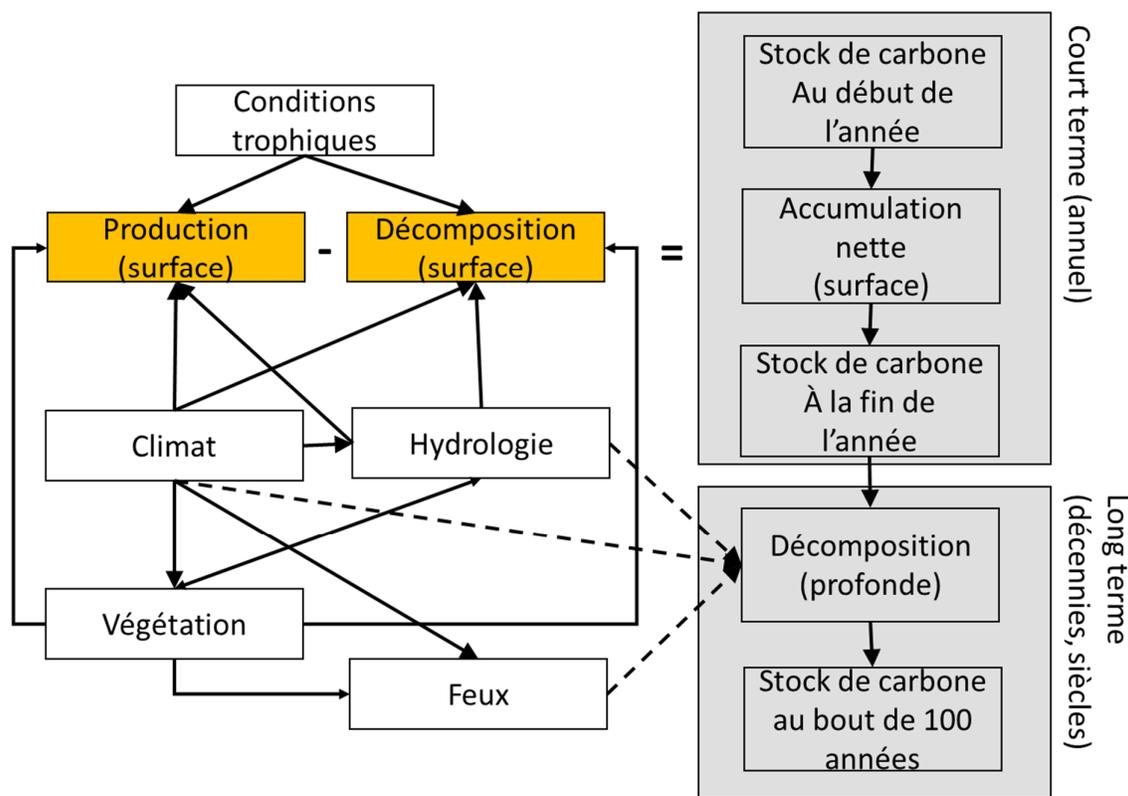


Figure 1: Schéma conceptuel démontrant les interactions entre l'environnement et le potentiel de séquestration de carbone à différentes échelles de temps dans une tourbière.

1.3.1 Facteurs autogènes influençant l'accumulation de tourbe

Temps et épaisseur du dépôt

Le temps depuis la formation de la tourbière est un premier facteur à prendre en compte pour expliquer les taux d'accumulation de tourbe en surface. Clymo (1984, 1998) a apporté les bases du modèle qui porte son nom pour expliquer l'évolution autogène des taux d'accumulation dans une tourbière ombrotrophe. Son modèle est encore aujourd'hui largement utilisé pour la description et la modélisation des tourbières.

Pour Clymo, on peut séparer le profil vertical d'une tourbière en deux sections. La première, l'acrotelme, correspond à la section au-dessus de la nappe phréatique qui est donc en contact avec l'atmosphère. Il s'agit généralement d'une couche de 10 à 50 cm de tourbe avec une conductivité hydraulique élevée (Clymo, 1984). Environ 80 à 90% de la MO produite dans l'acrotelme sera éventuellement décomposée (Clymo, 1992). Il s'agit généralement de la MO la plus récalcitrante à la décomposition (Frolking et al., 2001). La MO très décomposée a une conductivité hydraulique très faible et retient l'eau des précipitations. C'est ce genre de MO qui compose le catotelme, soit le profil de tourbe sous l'acrotelme et donc la majeure partie de la tourbe accumulée. La tourbe dans cette section a généralement une conductivité hydraulique très faible et se trouve sous le niveau de la nappe phréatique. Conséquemment, la MO contenu dans le catotelme est constamment en situation anoxique ce qui empêche la respiration hétérotrophe au profit des organismes à métabolisme méthanogène, réduisant ainsi considérablement la vitesse de décomposition de la tourbe. De plus, des contraintes de transport des sous-produits de décomposition ainsi que des contraintes thermodynamiques (énergie libre de Gibbs disponible) entravent davantage les processus de décomposition (Beer and Blodau, 2007).

La faible conductivité hydraulique du catotelme peut causer le déplacement de la frontière entre les zones oxygénée et anoxique, et donc l'épaississement graduelle du catotelme si l'apport

d'eau dans la tourbière demeure constant. La hauteur de la nappe phréatique augmente alors de manière synchrone avec l'aggradation de tourbe ce qui peut mener à la création de nappe phréatique perchée et de tourbières bombées dans certains cas (Clymo, 1984).

Si l'on considère un taux de production de MO en surface constant, l'accumulation de tourbe dans le catotelme peut se résumer par l'équation 1 :

$$\text{Équation 1- } \frac{dM}{dt} = P^* - kM$$

Où M représente la masse de tourbe accumulée, t représente le temps, P^* représente l'ajout de MO dans la zone anoxique et k est une constante représentant le taux de décomposition.

La masse du catotelme à tout moment peut quant à elle s'exprimer par ;

$$\text{Équation 2- } M(t) = \frac{P^*}{k} (1 - e^{-kt})$$

D'après le modèle de Clymo, l'accumulation de tourbe en fonction de la profondeur dans un bog suivra donc une relation logarithmique inverse avec la hauteur du dépôt de tourbe. Les taux d'accumulation de la tourbe diminuent ainsi au rythme de l'accumulation verticale de tourbe. En augmentant sans cesse l'épaisseur du dépôt de tourbe on atteint un point où la somme des taux de décomposition dans l'acrotelme et dans le catotelme équivaut au taux de production en surface. À ce moment, la tourbière cesse d'accumuler de la MO et, à moins d'une perturbation dans les rythmes d'accumulation ou de décomposition, la réserve de MO demeure stable.

On peut calculer cette valeur d'accumulation maximale en faisant tendre t vers l'infini. On obtient alors l'équation 3 :

$$\text{Équation 3- } \lim_{t \rightarrow \infty} M(t) = \frac{P^*}{k}$$

Plusieurs autres modèles ont été mis au point en complexifiant certains des aspects du modèle de Clymo comme en y incluant l'effet des racines et du type de végétation en place (e.g. Frolking et al., 2001 ; 2010) ou en faisant varier le rythme auquel la tourbe est formée dans l'acrotelme (e.g. Yu et al., 2003).

Végétation

La croissance de la végétation est le moteur de l'accumulation du carbone dans les tourbières. L'effet de la végétation sur l'accumulation de MO est un facteur à la fois autogène et exogène. Les conditions trophiques, la température et l'hydrologie contrôlent généralement la distribution des espèces dans les tourbières (Bradbury et Grace, 1983) mais chacun de ces éléments peut être affecté en retour par l'action de la végétation. Le type de végétation en place influence surtout l'accumulation de carbone en modifiant la qualité et la quantité de MO produite. La production primaire nette diffère d'une espèce à l'autre dans les tourbières par un facteur de plus de 1000 dans certains cas (voir Wieder, 2006 ou Campbell et al., 2000 pour des valeurs par espèce). Ces différences reflètent les fonctions physiologiques propres à chaque espèce. La qualité de la litière produite par la végétation influence quant à elle la vitesse de décomposition de la litière au sol et de la tourbe résultante. En fait, la qualité de la litière a une influence directe sur le taux de décomposition en contrôlant la fraction de MO récalcitrante, principalement la lignine (Berg & Ekbohm 1991), et une influence indirecte en contrôlant la composition des micro-organismes du sol (Artz et al. 2007 ; 2008).

La profondeur à laquelle les plantes vont déposer la MO dans un profil de tourbe a également une influence sur la facilité avec laquelle cette MO pourra être décomposée. Les plantes vasculaires insèrent une partie de leur production de MO directement dans le sol par la croissance racinaire contrairement aux bryophytes qui contribuent seulement à l'accumulation de litière à la surface. Cet élément est important à prendre en compte pour bien modéliser l'accumulation de carbone puisque l'incorporation de racines peut impliquer l'ajout de MO

fraîche et labile directement dans les couches anoxiques (Frolking et al., 2011). Il a été démontré par exemple que les racines de *Carex* sont particulièrement efficaces pour emmagasiner du carbone sous terre étant donné leur productivité importante (Trumbore et al., 1999).

Microtopographie

La microtopographie des tourbières résulte directement de la croissance de la végétation et peut affecter indirectement l'accumulation de la tourbe en contrôlant la distribution des espèces végétales et directement en affectant la profondeur de la nappe phréatique et le taux d'humidité. L'alternance buttes (*hummocks*) – dépressions (*hollows*) est une forme de microtopographie particulièrement commune que l'on peut retrouver dans n'importe quel type de tourbière. Plusieurs espèces de bryophytes (notamment du genre *Sphagnum*) et de plantes herbacées (notamment des genres *Carex*, *Eriophorum*, *Trichophorum* et *Scirpus*) croissent naturellement en tussack ou en butte. Ces buttes sont de petites élévations généralement hautes de quelques dizaines de centimètres tout au plus, formées par des espèces végétales qui croissent rapidement et/ou se décomposent lentement (Turetsky et al., 2008 ; Johnston et Dannman, 1991 ; Rochefort et al., 1990). L'élévation de la butte par rapport aux autres formes permet le maintien d'un gradient hydrologique favorable. Ainsi, les buttes ont généralement une nappe phréatique plus éloignée de la surface que les dépressions (Malmer, 1988) ce qui en fait des niches particulières offrant en retour des conditions adaptées aux espèces qui les constituent (Wallén et al., 1988 ; Charman et al., 2002). Dans les bogs, la plupart des buttes sont occupées par des arbustes de la famille des éricacées. Les dépressions représentent les secteurs moins surélevés entre les buttes. Le feu peut exacerber la hauteur des buttes en brûlant préférentiellement la MO produite dans les dépressions, moins dense et plus oxygénées, si les conditions sont assez sèches (Benscoter et al., 2015 ; 2005). Il n'est pas rare de constater que ces formes se sont maintenues depuis le début de leur formation il y a plusieurs milliers

d'années de cela (Johnston et Dannman, 1991) ce qui en fait des formes très résistantes. L'apparition de microtopographie dans une tourbière peut influencer le rythme d'accumulation de la tourbe. Par exemple, Malmer et Wallén (1999) ont démontré qu'au terme de 1000 ans les buttes ont contribué à une plus grande proportion de l'accumulation de tourbe que les autres types de microtopographie dans une même tourbière anglaise.

Stœchiométrie de la tourbe

La stœchiométrie de la tourbe, c'est-à-dire la proportion de certains éléments ou composés chimiques les uns par rapport aux autres, influence à la fois la productivité des plantes et la vitesse de décomposition de la MO. Puisque les limitations en nutriments sont très caractéristique des milieux humides, la vitesse de production de la MO est influencée par les intrants de nutriments essentiels (N, P, K) et la proportion relative de chacun de ces éléments détermine lequel est limitant pour la croissance (Bedford et al., 1999). La stœchiométrie de la MO évolue au fil des processus de décomposition puisque la MO a tendance à s'appauvrir en certains éléments avant d'autres (Wang et al., 2015), ce qui devient un facteur limitant pour les micro-organismes et pour le rythme de minéralisation du carbone (Hill et al., 2014).

Les polyphénols sont un sous-produit de la décomposition de la MO végétale dont la concentration exerce un contrôle particulièrement important sur les cycles biogéochimiques puisqu'il s'agit de molécules qui inhibent la nitrification, la décomposition et le recyclage des nutriments (Hättenschwiler & Vitousek, 2000). La vitesse de décomposition de la litière est donc réduite lorsque les ratios de polyphénols/nutriments sont élevés (Bragazza et al., 2007). Ainsi la labilité de la MO, c'est-à-dire la facilité avec laquelle elle peut être décomposée, décroît au fil de la décomposition en raison des changements de stœchiométrie de la tourbe et de l'enrichissement en composés organiques complexes et récalcitrants.

La stœchiométrie de la tourbe, notamment les ratios C : N et les ratios de composés carbonés complexes, est couramment utilisée pour évaluer le niveau de décomposition de la tourbe. Dans

l'acrotelme, l'azote (N) est utilisé de manière préférentielle ce qui augmente graduellement le ratio C :N (Kuhry et Vitt, 1996). Ce ratio décroît par la suite pendant la longue décomposition anaérobie où le N est immobilisé et le C est volatilisé de manière préférentielle (Kuhry et Vitt, 1996). Une certaine partie du N peut toutefois être réabsorbé en surface, augmentant de ce fait le ratio C :N (Wang et al., 2013, 2014; Güsewell, 2005). Cependant, dans l'étude du C :N, les effets de la décomposition sont souvent difficile à départager des variations associées au type de tourbe puisque le C :N initial de la litière varie selon le type de végétation. Dans l'ordre, les ratios C : N moyens selon le contenu botanique de la tourbe sont sphaigne > matière ligneuse = mousses brunes > MO humifiée = plantes herbacées (Loisel et al., 2014). La stœchiométrie de ces composés complexes peut également être utilisée pour inférer le niveau d'humification de la tourbe. De façon générale la décomposition de la MO dans le sol provoque un enrichissement en composés carboxyliques, aromatiques et phénoliques (incluant les polyphénols) par rapport aux polysaccharides (Broder et al., 2012). La spectrométrie infrarouge à transformées de Fourier permet d'obtenir des informations sur la quantité et la proportion de plusieurs composés organiques différents (composés carboxyliques, aromatiques, phénoliques, polysaccharides, etc.) dans un échantillon de tourbe (Biester et al., 2014). Les ratios de certains de ces composés par rapports aux autres ont souvent été utilisés comme indicateur de décomposition dans la littérature sur les tourbières (e.g Artz et al., 2008, Broder et al., 2012).

1.3.2 Facteurs exogènes influençant l'accumulation de tourbe

Le climat régional permet d'expliquer en partie les différences observées entre les taux d'accumulation et l'épaisseur maximale des dépôts de tourbe de différentes régions ou différentes époques (Yu et al., 2010). Par exemple, l'accumulation moyenne de tourbe en Amérique du Nord était supérieure pendant le maximum thermal Holocène (c.a. 11 000 cal. BP) et plus faible pendant le petit âge glaciaire (PAG ; c.a. 200-500 cal. B) (Jones et Yu, 2010, Charman et al., 2003). Le facteur climatique inclut les effets des précipitations qui influencent

l'hydrologie et l'humidité en surface, de la longueur de la saison de croissance et l'insolation qui influencent la production de MO et finalement la température atmosphérique qui influence la température dans le profil de tourbe et l'humidité en surface. Ici l'effet des facteurs température, humidité et insolation seront décrits séparément malgré les relations importantes entre ceux-ci.

Température

La température affecte le rythme d'accumulation de la tourbe de plusieurs façons. Elle influence la production végétale en faisant varier l'activité physiologique des plantes. La température influence également la décomposition de la MO en faisant varier l'activité physiologique des micro-organismes et l'efficacité des enzymes (Mäkiranta et al., 2009, Lafleur et al., 2005). L'effet sur la production végétale est surtout relié à la capacité d'évapotranspiration des plantes qui est accrue avec des températures plus hautes ce qui favorise du coup la croissance végétale en accélérant la circulation des fluides et des nutriments dans la plante. Les changements de taux de croissance dues à la température sont souvent difficilement dissociables des changements de durée de la saison de croissance (Davidson et Janssens, 2006). La composition du couvert végétal peut être affecté par des changements de température puisque chaque espèce répond différemment à des variations de température (Walker et al., 2015). Dans les tourbières l'effet de la température sur la productivité globale est difficile à mesurer puisqu'elle est intrinsèquement liée à plusieurs autres facteurs environnementaux, ce qui peut produire des résultats contradictoires. Par exemple, Johansson et Linder (1980) ont démontré que la productivité de la sphaigne augmenterait avec la température de la tourbe jusqu'à une température de 27°C. Toutefois, certaines études démontrent une influence négative de l'augmentation de la température sur la productivité de la sphaigne (Weltzin et al., 2000, Epstein et al., 2004). Pour ce qui est des espèces vasculaires,

les réponses de productivité aux variations de température et d'humidité du sol sont spécifiques à l'espèce (Bu et al., 2011).

En été, la température décroît avec la profondeur dans une tourbière et la tourbe profonde subit généralement moins de fluctuations de température que celle à la surface (Frolking et al., 2001). La température de la tourbe influence la magnitude et la nature des pertes de carbone sous forme liquide ou gazeuse en influençant la composition de communautés de micro-organismes décomposeurs (Luo et al., 2001), leur activité métabolique ainsi que la nature et l'efficacité des enzymes qu'ils produisent (Sheen, 1994 ; Koch, 1986). On peut observer des changements dans les assemblages de microorganismes au fil d'un profil de tourbe (Treat et al., 2014). Conséquemment la nature et la magnitude des rejets de carbone (CO₂, CH₄, COD) de ces microorganismes est différente pour chaque profondeur dans un dépôt de tourbe (Treat et al., 2014).

La différence de sensibilité entre la production végétale et la décomposition hétérotrophe détermine l'effet d'un changement de température sur les rythmes d'accumulation de la MO (Davidson et Janssens, 2006 ; Frolking et al., 2001). Ainsi, par exemple, si la vitesse de croissance végétale est affectée plus fortement que la vitesse de décomposition des micro-organismes par une hausse des températures atmosphériques, l'effet net sur les taux d'accumulation sera positif.

Humidité et hauteur de la nappe phréatique

La température et les précipitations influencent entre autres le déficit hydrique local dans les tourbières (différence entre les précipitations et l'évapotranspiration) qui explique l'humidité en surface et la hauteur de nappe phréatique dans une tourbière donnée à tout moment (Charman, 2007). L'humidité disponible à la surface est un facteur déterminant pour la croissance des bryophytes mais aussi pour l'activité microbienne qui est favorisée par des taux d'humidité élevés. Les précipitations et la température atmosphérique pourraient expliquer

jusqu'à 40% de la variance entre les observations de productivité de la sphaigne à travers le monde (Gunnarsson, 2005).

L'hydrologie est bien sûr influencée par le climat, mais également par les effets de la topographie et de la connectivité hydraulique pour dicter la hauteur de la nappe phréatique à un endroit donné. C'est un facteur important pour le contrôle de la décomposition de la MO dans les couches superficielles et donc pour l'accumulation de carbone. La respiration du sol, mesurée en flux de CO₂, est associée principalement à la décomposition microbienne de la MO du sol. La hauteur de nappe phréatique est parfois le deuxième facteur le plus important contrôlant les taux de respiration du sol après la température (Mäkiranta et al., 2009). Toutefois, les taux de respiration des tourbières peuvent aussi ne démontrer aucune corrélation avec la hauteur de la nappe phréatique (e.g. Lafleur et al., 2005). De façon générale, les taux de respiration suivent une distribution gaussienne en fonction de la profondeur de nappe phréatique avec pour optimum environ 60 cm de profondeur (Mäkiranta et al., 2009). Au-delà de cela, les conditions sont trop sèches pour les micro-organismes et en-deçà de cela, la saturation en eau inhibe la décomposition aérobie.

Le drainage de la tourbe dû à une baisse des précipitations ou aux activités humaines modifie l'hydrologie locale de façon considérable et il semble que la réponse des taux de respiration au drainage dépend de la durée des perturbations. Une perturbation de courte durée résulterait systématiquement en une augmentation des taux de décomposition et une perturbation à plus long terme pourrait faire intervenir certaines adaptations écosystémiques venant mitiger les pertes de MO par respiration (Laiho et al., 2006). Les hauteurs de nappe phréatique et la fréquence des périodes de sécheresse sont des paramètres déterminants pour prévoir la magnitude, la direction et le type des échanges de carbone entre l'atmosphère et les tourbières dans le futur (Frolking et al., 2010).

Insolation

L'insolation, associée étroitement au couvert nuageux, pourrait avoir une forte influence sur les taux de production de la MO d'une tourbière (Charman et al., 2013). Même si apparemment aucune étude n'a investigué les processus reliant l'insolation et l'accumulation de la tourbe, plusieurs auteurs ont relié à l'insolation certaines variations observées dans les taux d'accumulation des dépôts tourbeux (e.g Zhao et al., 2014). Les tourbières nordiques semblent être elles aussi affectées par l'insolation puisqu'en Alaska par exemple, il semble que les taux d'accumulation les plus rapides aient été observés lors des périodes d'insolation maximum pendant l'Holocène (Jones et Yu, 2010). Séparer l'effet de l'insolation de celle de la température atmosphérique dans l'analyse paléoécologique est toutefois difficile lorsque les éléments sont corrélés, ce qui est presque toujours le cas (Zhao et al., 2011)

Conditions trophiques

La disponibilité en nutriments dans une tourbière dépend des conditions hydrologiques et des taux de déposition atmosphérique locaux. Il s'agit d'un critère déterminant pour la formation des tourbières puisqu'il définit entre autres le type de végétation en place et la productivité de celle-ci. L'hydrologie du bassin versant dans lequel se trouve la tourbière influence le niveau d'ombrotrophie qui différencie les bogs des fens.

Le N et le phosphore (P) sont les éléments les plus limitant pour la croissance végétale dans les bogs (Wang et al., 2013, Aerts et al., 1992). Les dépositions atmosphériques et le recyclage par la décomposition de la MO sont les seules sources de N et P dans ces écosystèmes ombrotrophes. On a longtemps estimé que la limitation par le N était le principal frein à l'accumulation de tourbe dans les tourbières qui sont situées dans des régions où la déposition atmosphérique de N est faible (Gunnarsson et Rydin 2000). Lorsque la disponibilité en N s'accroît, l'effet peut être stimulant à court terme pour la végétation mais si la tourbière devient limitée en P alors, le N excédentaire ne pourra être utilisé. En fait, l'augmentation de la

déposition de N à long terme peut également mener à l'augmentation des rythmes de décomposition et avoir un effet négatif sur l'accumulation de tourbe (Aerts et al., 1992). Il a été suggéré qu'un taux de déposition atmosphérique de N supérieur à $1\text{ g m}^{-2}\text{ an}^{-1}$ peut amener les tourbières ombrotrophes à être co-limitées en N et P (Bragazza et al., 2004). Selon certaines expériences de fertilisation récentes, la co-limitation en N et P serait beaucoup plus répandue que ce que l'on a pu croire dans le passé (Juutinen et al., 2010, Bubier et al., 2007). L'augmentation de la déposition de N pourrait également amener la sphaigne à être saturée en N organique et permettre à une plus grande quantité de N inorganique de percoler dans les couches plus profondes, accélérant les rythmes de décomposition (Limpens et al., 2003, Bragazza et al., 2004). La limitation par le potassium (K) est également possible dans les tourbières, principalement après un enrichissement en N ou une augmentation de la concentration de CO_2 atmosphérique (Hoosbeek et al., 2002).

Les taux de décomposition peuvent également être affectés par la disponibilité de certains éléments. À l'intérieur d'une même région, les taux de décomposition de la tourbe sont généralement plus élevés dans les fens que dans les bogs (eg. Farrish, 1998 ; Bayley et al., 2005). Les expériences de fertilisation de la tourbe ont d'ailleurs démontrés que l'addition de nutriments, notamment N et P, pouvait augmenter le rythme de décomposition de la litière (Bragazza et al., 2012; Granhall, 1991 ; Coulson et Butterfield, 1978) et modifier la balance compétitive entre les plantes vasculaires et les bryophytes, favorisant l'implantation des plantes vasculaires (Bragazza et al., 2012 ; Juutinen et al., 2010). Toutefois, dans certaines expériences, l'effet de la fertilisation sur les taux d'accumulation n'était pas significatif (Rocheffort et al., 1990; Bridgham et Richardson 1992). Certaines comparaisons entre des écosystèmes d'une même région révèlent également que l'apport en nutriments n'influence pas toujours significativement les taux d'accumulation (Verhoeven and Arts, 1992). Une partie de ces différences peut être expliquée par la difficulté de séparer les effets des conditions trophiques

d'autres variables importantes comme le niveau de la nappe phréatique, le degré d'anaérobie ou les changements de végétation, qui amènent un changement de la qualité de la litière (e.g. Szumigalski et Bayley, 1996). Dans les tourbières ombrotrophes tempérées, l'ajout de N avec ou sans P et K réduit le potentiel net de séquestration du carbone en augmentant la respiration écosystémique de 10 à 20 % et en favorisant la croissance des arbustes éricacées au détriment de la couche de sphaigne qui disparaît alors (Larmola et al., 2013).

Feux de forêt

Les feux de forêt sont un facteur important pouvant influencer l'accumulation de carbone, surtout dans les tourbières boréales où les grandes étendues de forêt favorisent un cycle de feux court (Turetsky et al., 2002). Entre 5×10^6 et 12×10^6 ha de forêt brûlent chaque année dans la région boréale en provoquant la volatilisation vers l'atmosphère de 10–40 t ha⁻¹ de C terrestre (Turetsky & St. Louis, 2006). L'intervalle de retour des feux dans les tourbières à travers les régions boréale et subarctique varie entre 80 et 4000 ans, et les valeurs sont plus élevées dans les tourbières boisées que dans les tourbières non-boisées (Tableau 2). On distingue les feux de surface des feux profonds de tourbe par la profondeur affectée par le feu et par le type de combustion qui opère. Les feux de tourbe brûlent principalement par combustion lente et peuvent brûler pendant plusieurs mois tandis que les feux de surface sont alimentés en oxygène et ne perdurent pas (Rein et al., 2008).

Tableau 2: Fréquence de retour des feux en tourbière selon la région et le type de tourbière

Région	Type de tourbière	Cycle de feux (années)		Auteur(s)
		de surface	de tourbe	
A. du N.	Fen	300 – 1000		Khury 1994
	Bog	150 – 800	400 - 1000	Zoltai et al., 1998
	Plateaux de pergélisol	150	250	Zoltai et al., 1998
Minnesota, Québec, Ouest de la Finlande	Bog avec arbres	80 - 200		Turetsky et St-Louis 2006
Ouest du Canada	Bog avec sphaignes	450 - 1700		Turunen et al., 2001
	Bog avec sphaignes	2300 - 4000		Turunen et al., 2001

Sibérie		105	
Alberta centrale	Fen	123	Turetsky et al., 2004
	Bog avec sphaignes		Turetsky et al., 2004
	Fen	300	Zoltai et al., 1998

Plusieurs études ont suggéré qu'un cycle de feu plus court peut diminuer la séquestration à long terme du carbone (Kuhry 1994; Zoltai et al., 1998; Turetsky et al., 2002a, Robinson et Moore 2000). Toutefois, l'occurrence de feux dans les tourbières non-boisées des sections les plus humides de forêt boréale ne semble pas avoir d'incidence sur l'accumulation à long terme du carbone (Van Bellen, 2011).

Le passage du feu modifie les taux de décomposition en modifiant la labilité de la MO et la distribution des organismes décomposeurs. Une étude de O'Donnell et al. (2009) a démontré que les taux de décomposition de la tourbe brûlée sont moins sensibles aux variations de température puisqu'une fois brûlée, la qualité du substrat et les niveaux d'humidité de la tourbe deviennent les éléments limitant la décomposition. La même étude démontrait également par des incubations jumelées à des données de terrain une interaction complexe entre le feu, la température du sol et son humidité sur les taux de respiration écosystémique.

Plusieurs changements sont observés dans la communauté microbienne suivant le feu, notamment, une diminution de la quantité de champignons et de la diversité de microbes (Treseder et al., 2004). Ces effets auraient toutefois une étendue temporelle limitée aux 10 à 15 années suivant un feu (Andersen et al., 2013). Le feu peut également augmenter l'hydrophobicité de certains types de restes végétaux comme c'est le cas pour les mousses ou rendre moins labile la MO formée de sphaignes (O'Donnell et al., 2009).

Le passage du feu enlève une couche de MO au sol et réduit ainsi son isolation thermique, ce qui entraîne une augmentation des températures dans le profil de sol (Hogg, 1992, Zoltai et al., 1998). Cette augmentation de température entraîne une décomposition microbienne accrue qui

peut toutefois être contrebalancée par une production primaire plus importante (Oechel and Billings 1992), une modification des taux d'humidité du sol ou un changement de communauté végétale.

Le feu peut également favoriser les pertes de carbone via l'exportation de carbone organique dissous (COD). Des études en laboratoire démontrent que le feu peut influencer la production, la composition et le taux de dégradation de la MO dissoute, notamment en favorisant la dégradation de MO récalcitrante par les rayons UV (Olefeldt et al., 2013a). Toutefois, on observe des variations de la quantité et de la qualité de la MO dissoute seulement dans les couches superficielles de tourbe affectées par un feu, les couches sous la nappe phréatique et les lacs du même bassin versant n'enregistrant aucune variation (Olefeldt et al., 2013b). Une grande incertitude demeure quant aux relations entre le feu et les exportations de carbone dissous dans les tourbières en général.

La succession végétale qui suit le passage des feux de forêt en tourbière varie en fonction du type de couvert végétal. Benschoter et Vitt (2008) ont remarqué que la succession végétale normale dans les bogs boréaux non-boisés suivant le passage d'un feu passe par trois étapes. Les mousses colonisatrices (e.g. *Polytrichum strictum*) sont les premières à faire leur apparition. La deuxième étape est l'apparition graduelle d'un couvert complet de sphaigne puis la troisième étape constitue en un remplacement partiel des sphaignes par des espèces de mousses hypnacées.

Dans les bogs dominés par *Sphagnum fuscum*, des retours au couvert végétal normal ont été observés à quelques centimètres au-dessus de couches de charbon dans des séquences verticales de tourbe (Khury, 1994). D'autres études ont observé que les changements de communautés végétales dans les bogs de l'Est du Canada peuvent perdurer pendant quelques décennies suivant le feu, mais que les communautés végétales sont résilientes au feu à long

terme (Magnan 2012). Les tourbières boisées où le couvert est dominé par *Picea mariana* sont généralement recolonisés par les mêmes espèces dans les dix années suivant le feu (Zoltai et al., 1998). Le passage du feu peut alors avoir un effet fertilisant en remobilisant des nutriments qui peuvent stimuler la croissance des peuplements (Efremova et Efremov, 1994). Ainsi, les impacts du feu sur la succession végétale à long terme des tourbières boisées apparaissent négligeables dans la plupart des écosystèmes tourbeux partout dans le monde [aussi e.g. Est canadien (Magnan et al., 2011) ou Sibérie (Goldammer et Furyaev, 1996)]. Toutefois, des phénomènes de thermokarst causés par le feu, c'est-à-dire des dépressions issues de la perte de glace dans le sol, peuvent modifier à plus long terme le couvert végétal dans les régions de pergélisol (Zoltai 1993, Zoltai et al., 1998, Robinson et Moore 2000).

1.3.3 Mesure de l'accumulation de carbone

L'accumulation de tourbe ou de carbone dans une séquence sédimentaire peut se faire à différentes échelles. Dans l'étude du cycle du carbone des tourbières, certains acronymes sont devenus couramment utilisés tels que le bilan de carbone net de l'écosystème (*net ecosystem carbon balance*, NECB), le taux d'accumulation à long terme du carbone (*long-term rate of carbon accumulation*, LORCA) et le taux d'accumulation apparent du carbone (*apparent rate of carbon accumulation*, ACAR).

Le NECB représente la somme des intrants et des extrants de carbone dans un écosystème. Parmi les flux modernes importants à considérer pour le NECB d'une tourbière, on compte la production primaire nette (NPP), la respiration écosystémique nette, les exportations de carbone organique dissous et particulaire, le CO₂ dissous excédentaire et le relâchement de CH₄ (Roulet et al., 2007). Les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère sont généralement mesurés grâce à l'utilisation de chambres fermées qui mesurent l'évolution de la concentration de gaz dans un espace clos en un temps donné (e.g. Turetsky et al., 2007). Ce type de chambre peut également servir à mesurer les échanges entre l'eau et l'atmosphère dans les mares et les

étangs des tourbières (e.g. Pelletier et al., 2007). Les études par la méthode de covariance des tourbillons d'air (*eddy covariance*) fournissent des estimations des flux à l'échelle régionale en mesurant continuellement à haute fréquence les variations de concentrations de certains gaz dans l'air (e.g. Lafleur et al., 2003). L'analyse d'échantillons d'eau à fréquence fixe permet d'évaluer les transferts de gaz et d'éléments dissous à l'intérieur de l'écosystème et avec l'extérieur (e.g. Olefeldt et al., 2012). Finalement, les études sur des carottes de sol dans lesquels on arrive à établir une chronostratigraphie sert à mesurer l'accumulation nette de carbone à moyen et long terme (e.g. Robinson et Moore, 2000).

Le LORCA est le ratio de la quantité totale de carbone accumulé sur le temps écoulé depuis le début de l'accumulation de ce dépôt (Kuhry and Vitt, 1996). Le LORCA moyen d'une tourbière correspond à la somme des NECB annuels depuis le début de l'accumulation de tourbe (Yu et al., 2012). L'ACAR correspond au ratio de la quantité de carbone accumulé pendant une période donnée sur le temps écoulé pour accumuler ce carbone (Frolking et al., 2014). À la différence du LORCA, cette mesure peut s'appliquer à n'importe quelle section individuelle de tourbe dans une séquence. Puisque la tourbe plus ancienne a eu plus de temps pour se décomposer, les ACAR de sections plus anciennes doivent être comparés avec les ACAR de sections récentes avec parcimonie. En observant les couches supérieures, on peut déterminer les taux contemporains d'accumulation du carbone, nommés RERCA (*Recent rate of C accumulation* ; Oldfield et al., 1995) ou ARCA (*Actual rate of C accumulation* ; Korhola et al., 1995) dans la littérature (le RERCA ou ARCA correspond au ACAR des couches supérieures).

1.4 LES TOURBIÈRES TOUCHÉES PAR LE PERGÉLISOL

Le pergélisol représente les sols dont la température demeure sous 0°C sur une partie de leur profil pendant au moins deux années consécutives. Dans les régions où la température annuelle moyenne est suffisamment basse, le pergélisol est continu et il s'étend typiquement sur une

profondeur de 450 à 650 m, allant même jusqu'à 1450 m dans certaines régions Sibériennes (Ritter et al., 2011). Plus au sud, le pergélisol est discontinu et sa distribution est contrôlée par des facteurs locaux comme la topographie, l'hydrologie, la végétation, le couvert nival et les propriétés thermiques du sol (Pewe, 2014).

Le pergélisol est un élément omniprésent à la limite nord de la forêt boréale et perd graduellement de l'importance au sud du biome. Au Canada, environ 50% de la superficie des tourbières est affectée par le pergélisol (Tarnocai, 2009). La MO ayant une grande capacité calorifique, les tourbières sont surreprésentées à l'intérieur des aires où l'on trouve du pergélisol (Yi et al., 2007; Lawrence et al., 2008; Treat 2010; Wisser et al., 2011). Dans la région circumboréale, environ le tiers des tourbières se retrouvent dans la zone de pergélisol continu et les zones de pergélisol discontinu et sporadique en contiennent un autre 40% (Smith et al., 2007). On estime qu'environ 153 Pg C sont stockés dans les trois premiers mètres de ces sols organiques gelés (Hugelius et al., 2014). L'atmosphère contient actuellement au moins 832 Pg C sous forme de CO₂ selon les dernières estimations du GIEC (2013). C'est donc dire que les tourbières à pergélisol pourraient contenir l'équivalent de 18 % de la masse de carbone atmosphérique actuelle.

Le pergélisol dans les tourbières prend plusieurs formes qui dépendent principalement du climat et de la topographie du terrain où il se développe. De façon générale, le gel provoque l'augmentation du volume de l'eau contenu dans la tourbe et ce volume supplémentaire est naturellement libéré vers la direction où la pression exercée est la plus faible, soit vers le haut. Ce faisant, on voit apparaître des îlots surélevés dans la tourbière aux endroits où le pergélisol est présent. En plus de la simple augmentation du volume, les îlots peuvent être vus comme des corps solides flottant sur un médium plastique (la tourbe non-gelée). Ainsi, la flottabilité facilite l'aggradation de lentilles de glace et contribue à élever les ces îlots par rapport aux sections dégelées (Seppälä, 2011). Les îlots ont une aire et une hauteur variable et ces

dimensions font partie des critères servant à caractériser le type de tourbière à pergélisol. Les paises sont des buttes surélevés par le gel qui croissent grâce à la ségrégation de glace, la pression hydraulique positive sous le pergélisol et la flottabilité (Nelson et al., 1992). Les paises occupent rarement un aire de plus de quelques m² mais peuvent présenter une élévation allant jusqu'à 10m (Ritter et al., 2011). Les plateaux sont très semblables aux paises, mais s'en distinguent en étant moins surélevés par rapport au terrain environnant, soit de seulement 0.5 à 2m d'élévation (Vitt et al., 1994, Tarnocai et al., 2004), en couvrant des superficies plus importantes, soit de quelques m² à plusieurs km² (Zoltai et Tarnocai, 1975) et en n'étant pas nécessairement ancrés par le gel dans les sédiments minéraux sous-jacent (Zoltai, 1972).

L'élévation des plateaux de pergélisol et des paises crée un gradient hydrologique qui explique les conditions plus xériques que l'on peut y observer. La tourbe gelée étant imperméable, la profondeur du front de dégel détermine le volume de sol perméable et son inclinaison dirige à la fois les écoulements de surface et sous-terrain (Quinton et Baltzer, 2013). Ainsi, les plateaux contrôlent la disponibilité locale en eau et la connectivité des réseaux de drainage en surface et près de la surface (Connon et al., 2015), ce qui influence la distribution des espèces végétales au point de créer des paysages hétérogènes où peuvent se côtoyer des écosystèmes forestiers relativement secs et des milieux très humides (Figure 2). On retrouve sur les plateaux un couvert muscinal, arbustif et arborescent variable reflétant la flore locale des terrains plus élevés et plus secs environnants tandis que les zones dégelées sont occupées en majorité par des espèces de bryophytes ou de plantes herbacées selon les conditions trophiques.

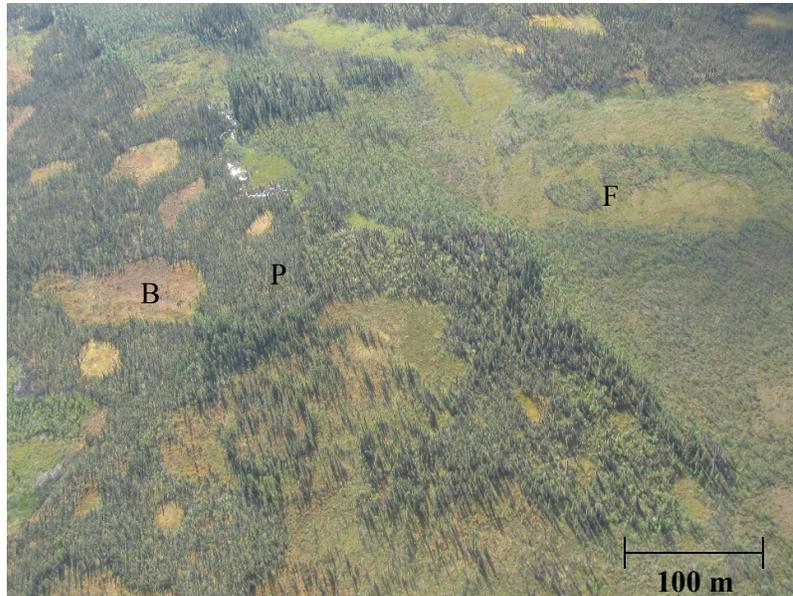


Figure 2 : Photo prise en avion au-dessus des tourbières des basses-terres de la rivière Liard démontrant l'hétérogénéité du paysage. Des bogs de thermokarst (e.g. B), des plateaux de pergélisol (e.g. P) et un fen (F) sont visibles.

Dans la zone de pergélisol continu et au nord de la zone de pergélisol discontinu, le froid intense provoque la formation de coins de glace sur les paises et les plateaux de pergélisol par un phénomène de fissuration thermique (Tarnocai et Stolbovoy, 2006). Ces coins de glace forment parfois un réseau de polygones à coins de glace qui peuvent avoir un centre surélevé ou déprimé selon leur capacité à accumuler de la MO dans leur partie centrale. Lorsque ces fissures continuent de s'étendre, le sol peut se fendre et permettre une érosion thermique importante (dégel) menant à la dégradation et à l'effondrement du plateau. Ces plateaux effondrés causent la formation de zone d'effondrement (thermokarst) et une augmentation drastique du taux d'accumulation de la tourbe. Après plusieurs années, si l'accumulation verticale de tourbe a été suffisante pour élever la surface de la tourbe au-dessus de la nappe phréatique, le pergélisol peut recommencer à s'installer et démarrer un cycle semblable. Le processus a été décrit par Zoltai et al., (1998) sur des plateaux de pergélisol et il est très semblable au processus de dégradation autogène des paises et pingo (Ritter et al., 2011).

Dans la section sud de la zone de pergélisol discontinu, le froid n'est pas assez intense et le couvert nival trop important pour permettre la formation de coins de glace. Les plateaux ont donc un relief assez homogène où seules les buttes formées par la sphaigne viennent ajouter une certaine microtopographie (Zoltai et Tarnocai, 1975). Bien que le cycle d'aggradation et de dégradation autogène décrit précédemment ne s'applique pas à ces plateaux, un cycle semblable peut être causé par le passage du feu dans la région boréale où les feux de forêt sont fréquents (Zoltai, 1993).

1.4.1 FACTEURS LOCAUX INFLUENÇANT LA DISTRIBUTION DU PERGÉLISOL DANS LES TOURBIÈRES

Dans les sols organiques, le nombre important de facteurs impliqués dans le bilan thermique local du sol entraîne beaucoup de variabilité spatiale dans les profondeurs de dégel. Les facteurs qui permettent le mieux d'expliquer la profondeur de dégel sont le type et la texture du sol, le drainage, le couvert végétal et l'interception de la neige par la canopée (Tarnocai et al., 2004).

Le type de sol et la texture affectent la capacité calorifique du sol et la diffusion thermique dans celui-ci. Pour une texture semblable, la matière minérale conduit beaucoup plus efficacement l'énergie que la MO. C'est pourquoi la tourbe, constituée presque entièrement de MO, est considérée comme un bon isolant thermique. Les tourbières peuvent ainsi conserver un couvert au moins partiel de pergélisol, même dans les régions où la température moyenne annuelle se trouve près du point de congélation. Dans les zones boréale et subarctique, le pergélisol peut subsister dans les sols organiques des tourbières à des latitudes où il est absent dans les sols minéraux (Halsey et al., 1995).

Les plateaux de pergélisol ont une grande influence sur les patrons d'humidité de surface (voir section précédente). Or, l'humidité de surface est un facteur déterminant pour le bilan thermique annuel du sol puisque la diffusion thermique dans la tourbe est directement proportionnelle à son taux d'humidité (O'Donnell et al., 2009) et qu'une augmentation de la

quantité d'eau dans le sol peut mener à une plus grande quantité d'énergie émise sous forme de chaleur latente (Admiral et al., 2006).

La végétation a une influence sur la balance énergétique locale en affectant l'albédo, la rugosité de la surface, l'humidité du sol et la résistance à l'évaporation (Baldocchi et al., 2000). Dans la zone boréale, il existe une différence particulièrement marquée entre la végétation sur les plateaux de pergélisol et dans les sections de tourbière non-gelées (principalement des bogs). Conséquemment, l'effet de la végétation prend beaucoup d'importance pour expliquer les variations locales du bilan radiatif du sol.

L'isolation thermique et le bilan radiatif du sol peuvent varier à une échelle fine dans les tourbières non-gelées en raison de la distribution parfois hétérogène des différentes espèces de sphaignes. Dans les sections non-gelées, différentes espèces de sphaignes se côtoient et la distribution de ces espèces résulte d'une relation d'interdépendance entre la microtopographie, la hauteur de la nappe phréatique, la labilité de la MO produite et l'accumulation verticale de tourbe. Dans les tourbières de la zone de pergélisol continu et du nord de la zone discontinue, la saison de croissance courte ne permet que l'établissement d'arbustes (des genres *Alnus*, *Betula* et *Salix*) sur les plateaux et palses. Par contre, à la limite sud on y retrouve plutôt un dense couvert arborescent de *Picea mariana* et *Picea glauca* et un couvert arbustif variable sur les plateaux de pergélisol (Vitt et al., 1994, Camill et al., 2001). La canopée de ce couvert végétal entraîne une interception plus importante de la neige sur les plateaux. On trouve en effet un couvert nival plus mince sur le sol des plateaux de pergélisol ayant un couvert arborescent important, les tourbières dégelées d'une même région. Le couvert nival agit comme un isolant sur le sol, limitant le flux d'énergie vers l'atmosphère pendant l'hiver et au début du printemps. En été, la canopée joue également un rôle important dans la quantité de radiation de courte longueur d'onde arrivant au sol. Par exemple, Wright et al., (2009) ont calculé une interception d'environ 17% du rayonnement solaire en moyenne sur les plateaux de pergélisol

dans une tourbière du sud des Territoires du Nord-Ouest. Cette interception influence également la fonte des neiges au printemps (Wright et al., 2009) et par le fait même la direction prise par les eaux de fonte qui s'écoulent sous terre vers les endroits dégelés plus profondément (Quinton et al., 2009). Ces eaux de fonte peuvent par la suite accélérer le dégel du pergélisol en augmentant localement le taux d'humidité du sol et en causant des transferts de chaleur latéraux (Quinton et al., 2011).

1.4.2 DÉGRADATION DU PERGÉLISOL DANS LES TOURBIÈRES: OBSERVATIONS ET CAUSES PROBABLES

La dégradation du pergélisol réfère à la diminution de son épaisseur ou de son étendue. Elle peut se manifester par le dégel du sol du haut vers le bas, du bas vers le haut ou par l'augmentation de l'épaisseur de la couche active ou par le développement de taliks (Vaughan et al., 2013). La couche active est la couche de sol qui dégèle chaque année pendant l'été. Un talik est une couche de sol qui reste dégelée pendant toute l'année à l'intérieur d'une aire de pergélisol. Le transfert latéral de chaleur peut aussi causer une expansion latérale des formes de thermokarst dans le cas des plateaux de pergélisol, ce qui doit aussi être considéré comme une forme de dégradation du pergélisol (e.g. Sannel et Kuhry, 2011).

La dégradation des plateaux de pergélisol et des paises est un phénomène observable autant en Amérique du Nord (Camill, 2005) que dans les pays Scandinaves (Christensen et al., 2004). Les sols organiques, grâce à leurs propriétés isolantes, présentent moins de variabilité de température interannuelle et une profondeur de couche active moindre (Brown et al., 2000). La présence de tourbe sèche et de végétation sur les tourbières permet l'équilibre du pergélisol avec une température moyenne de l'air de +1,5 °C le long d'une bande à la marge sud de la zone de pergélisol discontinue et sporadique (Smith & Riseborough, 2002). La zone de pergélisol discontinue est la plus à risque de se dégrader rapidement puisque sa température est déjà plus chaude et que la profondeur du pergélisol y est moindre (Tarnocai 2006). Or cette

même zone, ou plus précisément la zone boréale et subarctique, est également celle où l'on retrouve le plus vaste étendue de tourbière (Tarnocai et al., 2009).

Plusieurs informations recueillies à partir d'archives de macrorestes végétaux placent vers la fin du petit âge glaciaire (PAG) le début de la dégradation du pergélisol dans l'hémisphère nord (Halsey et al., 1995). Le PAG est une période de refroidissement d'environ 0.4°C du climat dans l'hémisphère nord entre 450 et 150 cal BP (1500 à 1800) (Mann, 2001) causée par un affaiblissement de l'activité solaire (Bond et al., 2001) ou par le volcanisme intense (Arseneault et al.,). L'évènement se serait intensifié pendant les 100 dernières années pour atteindre un refroidissement moyen de 0.6°C. Le PAG a affecté le climat terrestre de manière inégale d'une région à l'autre. Par exemple, le 17^e siècle aurait été la période la plus froide pour l'Eurasie tandis que le 19^e aurait été le siècle le plus froid pour l'Amérique du Nord (Jones et al., 1998). Le pergélisol qui s'est installé massivement pendant cette période serait en lente dégradation depuis lors et celui que l'on retrouve dans les tourbières de la zone de pergélisol discontinu en serait la relique. Même avant le réchauffement climatique anthropique, le pergélisol contenu dans les tourbières du sud de la zone discontinue était en déséquilibre avec son environnement (Halsey et al., 1995, Dionne et Séguin 1992).

Les régions arctique et subarctique se sont réchauffées plus rapidement que le reste de la planète depuis le début des années 80 et continueront à dépasser largement le réchauffement global moyen pendant plusieurs années (McGuire, 2009). La hausse des températures de l'air de même que la hausse des précipitations auraient récemment contribué à accélérer le processus de dégradation de ces plateaux de pergélisol. Des analyses de photos aériennes des 60 dernières années ont ainsi permis de démontrer que le dégel des plateaux de pergélisol et des palses d'Amérique du Nord s'accélère depuis le milieu du XX^e siècle (Camill 2005, Payette et al., 2004, Osterkamp et al., 2000, Jorgenson et al., 2001).

L'augmentation du cycle de feu pourrait aussi jouer un rôle dans le dégel accéléré du pergélisol puisque pour certaines séquences de tourbes fossiles, le feu semble être la cause de la dégradation de plateaux de pergélisol (Zoltai et al., 1993). Zoltai émettait l'hypothèse que pour causer la dégradation d'un plateau, le feu doit être localisé près d'une section où le pergélisol est déjà en dégradation ou être assez rapproché dans le temps par rapport au dernier événement de feu. Une synthèse récente d'informations obtenues à partir de macrorestes végétaux d'Amérique du Nord et d'Eurasie indique que de tels cycles de dégradation et de rétablissement du pergélisol causés par le feu seraient rares (Treat et al., 2016).

1.4.3 IMPLICATIONS POUR LE CYCLE DU CARBONE

Le cycle du carbone est le cycle biogéochimique qui a été le plus exhaustivement étudié dans les tourbières étant donné l'importance de leur rôle de réservoir dans ce cycle. Le dégel du pergélisol serait la modification causée par les changements climatiques la plus importante apportée au cycle du carbone des tourbières nordiques (Limpens et al., 2008). La littérature contient quelques exemples des effets à court terme du dégel des plateaux de pergélisol sur les flux individuels mais notre compréhension des effets à long terme est limitée par le manque de couverture spatiale et temporelle des mesures de NECB dans les tourbières à pergélisol. Ce type d'étude est la façon la plus directe de calculer le budget de carbone annuel d'un écosystème en faisant la somme de chacun de ses intrants et extrants. La variabilité à toutes les échelles de temps est très grande autant pour les flux individuels que pour le bilan net, au point où il est actuellement difficile de prédire combien d'années de mesures seront nécessaires pour obtenir un échantillon significatif (Roulet et al., 2007 ; Yu et al., 2012).

Même si une bonne partie de la flore microbienne persiste à un état viable dans le pergélisol (Vishnivetskaya et al., 2000) et qu'il ait été démontré que le métabolisme de certains méthanogènes peut soutenir la décomposition anaérobie à des températures bien en dessous de zéro (Mikan et al., 2002), la tourbe gelée est généralement considérée biochimiquement

inerte. En effet, les températures sous 0°C inhibent fortement le fonctionnement des enzymes nécessaire à la décomposition de la MO, la quantité de CH₄ produite est ainsi minime et sa diffusion à travers le pergélisol est quasi-inexistante (Rivkina et al., 2004). Le dégel des plateaux de pergélisol augmente donc inévitablement le volume de tourbe exposé à la décomposition (Schuur et al., 2008). Par contre, si une grande quantité de MO est effectivement rendue biochimiquement active, il n'en demeure pas moins que la vaste majorité, voire l'entièreté, de celle-ci est en dessous de la nappe phréatique dans un environnement froid et anoxique. Ainsi, le rythme de décomposition de cette MO nouvellement exposée restera limité par la frontière d'anoxie imposé par la nappe phréatique et par les températures froides de la tourbe (Frolking et al., 2011).

Les profondeurs de l'acrotelme et du catotelme sont importants non seulement pour la magnitude des émissions de carbone mais aussi pour le partitionnement des émissions de CO₂ et de CH₄ (Beer et Blodau, 2007). En situation d'anoxie, les micro-organismes utilisant l'hydrogène ou l'acétate comme substrat sont favorisés et ces derniers rejettent du CH₄ (bactéries méthanogènes) (Segers, 1998). La présence d'une couche contenant de l'oxygène dans la tourbe permet la respiration aérobie et l'oxydation du CH₄, les émissions de CO₂ sont alors favorisées et les émissions de CH₄ réduites (Segers, 1998).

Sur un plateau de pergélisol, la frontière d'anoxie correspond généralement à la profondeur de sol dégélé puisque le gradient hydrologique force l'évacuation de l'eau au même rythme où elle fond (Quinton et Baltzer, 2013). Lors du dégel des plateaux, la frontière d'anoxie devient approximativement la hauteur de la nappe phréatique, comme dans les tourbières qui ne sont pas touchées par le pergélisol.

1.4.4 FLUX MODERNES SUR LES PLATEAUX DE PERGÉLISOL ET DANS LES TOURBIÈRES NON-GELEES

Une seule étude a jusqu'à présent établi le NECB pour une tourbière à pergélisol (Olefeldt et al., 2012). Les auteurs ont pu démontrer que la balance de carbone de l'écosystème n'était pas significativement différente de celle des tourbières de la région sans pergélisol mais que les flux individuels diffèrent, la production en été étant moins élevée mais compensée par des pertes moindres en l'hiver.

De façon générale, le sol des plateaux de pergélisol émettent de façon nette plus de CO₂ et moins de CH₄ que le sol des tourbières dégelées (Turetsky et al., 2007). Certains auteurs ont mesuré une augmentation de la quantité nette de CO₂ séquestré dans les bogs d'effondrement par rapport aux plateaux de pergélisol (Johansson et al., 2006 ; Backstrand et al., 2010) même si les flux de CO₂ vers l'atmosphère sont plus élevés dans les bogs que sur les plateaux (Turetsky et al., 2002 ; Backstrand et al., 2010). Les flux de CH₄ quant à eux semblent toujours augmenter suivant le dégel des plateaux de pergélisol mais le niveau d'augmentation varie beaucoup d'une étude à l'autre (Tableau 3).

Tableau 3: Résumé de quelques études ayant mesuré l'augmentation des flux de méthane et de dioxyde de carbone suite au dégel d'un plateau de pergélisol. Les valeurs négatives représentent des augmentations de la fonction de puits et des valeurs positives représentent des augmentations de la fonction de source.

Variations des émissions (multiplicateur)		Effet sur le bilan net (%)		Auteur (année)
CO ₂	CH ₄	CO ₂	CH ₄	
		- 219		Backstrand et al., (2010)
		- 16	+ 22	Johansson et al., (2006)
- 4	20			Wickland et al., (2006)
			+ 22 - 66	Christensen et al., (2004)
16	30			Turetsky et al., (2002)
	>100			Liblik et al., (1997)
	>100			Moosavi et al., (1996)
	19			Bubier et al., 1995

La grande différence entre les niveaux d'émission mesurés peut être due aux différences d'hydrologie et de température d'un site à l'autre ou à l'évolution temporelle des émissions de

CH₄ suite au dégel. En effet, Johnston et al., (2014) ont trouvé des émissions de CH₄ totales pour l'année plus importante dans les bogs dégelés depuis 30 à 70 ans qu'aux sites dégelés plus récemment où la nappe phréatique était moins profonde. Liebner et al., (2015) viennent également à la conclusion que le dégel des formes de pergélisol dans les tourbières augmente temporairement les émissions de CH₄, mais que celles-ci diminuent ensuite pour atteindre un taux d'émission normal pour les tourbières des régions nordiques. Ils attribuent ces changements principalement à l'évolution de la composition du couvert végétal.

1.4.5 CHANGEMENTS DANS LES RÉSERVOIRS DE CARBONE, UNE LACUNE DANS LES CONNAISSANCES

Malgré l'intérêt grandissant pour le sujet dans la littérature, l'effet net du dégel du pergélisol sur le réservoir de carbone des tourbières est encore mal compris. Bien que certaines études commencent à mesurer les variations dans la réserve de carbone en incluant l'effet sur la tourbe profonde (e.g. O'Donnell et al., 2012), la plupart des études se sont concentrées sur les variations de taux d'accumulation en surface (e.g. Camill et al., 2000, Robinson et Moore, 2000). Puisque le pergélisol préserve mieux la matière organique que la tourbe dégelée (même dans un environnement anoxique), on peut s'attendre à observer des différences dans les taux de minéralisations à long terme des bogs de thermokarst et des plateaux de pergélisol qui pourraient compenser une partie de l'augmentation de la séquestration en surface (voir chapitre 2).

1.4.6 LES FEUX DE TOURBE ET LEUR IMPORTANCE DANS LE CYCLE DU CARBONE.

Le *Forestry Canada Fire Danger Group* (1992) estiment à environ 0.8 kg m⁻² la quantité de carbone disponible à la combustion dans les bogs boisés. Dans ce type de tourbières, les estimations de la quantité de carbone typiquement volatilisé par les feux varient de 50 à 90% (Zoltai et al., 1998). Pour l'ensemble de la région boréale, les émissions de carbone vers l'atmosphère par les feux affectant les tourbières s'élève à 9,6 Tg C ($9,6 \times 10^9$ kg C). La tourbe

sous-terrain est responsable de 70% émissions totales et la végétation en surface compte pour le reste (Zoltai et al., 1998). Avec environ 0,5% de la superficie des tourbières boréales qui brûle chaque année et un taux d'émission moyen de 2,5 à 3,2 kg cm⁻² par événement (Pitkänen et al., 1999; Turetsky et al., 2002), les tourbières de l'ouest du Canada émettent environ 6 Tg C (6×10^9 kg C) vers l'atmosphère chaque année (Turetsky et al., 2004).

Comme dans tous les feux de forêt, le carbone libéré est émis sous différentes formes selon la température atteinte par la tourbe et le mode de combustion de celle-ci (par flammes ou par pyrolyse). Les espèces gazeuses issues du feu sont le monoxyde de carbone (CO), le CH₄, les hydrocarbures (autres que le CH₄) et le CO₂. Typiquement, environ 90% de la biomasse consommée est libéré sous forme de CO₂ (Levine et al., 1993). Des composés écotoxiques telles que le bromométhane (CH₃Br) et le chlorométhane (CH₃Cl) sont aussi émis lors de la combustion lente de la tourbe et leurs émissions prend de l'ampleur lors de combustion moins complète (Flannigan et al., 2009, Manö et Andreae 1994).

On considère que les tourbières boréales et subarctiques émettent chaque année 0,046 Pg C sous forme de CH₄ suite à la respiration hétérotrophe (Gorham, 1991), soit 4,8 fois plus que le flux de carbone provenant des feux de tourbe (selon Zoltai, 1998). Les feux sont des sources relativement faibles de carbone vers l'atmosphère mais ces derniers ont le tort de remettre en circulation du carbone séquestré depuis parfois plusieurs milliers d'années. En guise de comparaison, les estimations de carbone relâché par les feux en tourbières sont équivalentes au tiers des émissions causées par la combustion de la tourbe comme carburant (Zoltai et al, 1998, Gorham 1991), à 10% des émissions totales de feux de forêts boréales en Russie et à 37% des émissions de feux de forêt canadiens (Amiro, 2001).

1.4.7 PALÉOÉCOLOGIE DES TOURBIÈRES DE LA ZONE DE PERGÉLISOL DISCONTINU

Les tourbières sont des archives paléoécologiques et paléoclimatiques intéressantes grâce à l'accumulation verticale de MO qui est demeurée lente mais persistante tout au long de l'Holocène. L'étude de l'histoire de l'accumulation de MO est un des aspects de la paléoécologie des tourbières qui a été le plus exploité dans la littérature. Une multitude d'autres aspects intéressants ont pu être mis en lumière avec des études à partir d'indicateurs biologiques. Ces études utilisent des restes végétaux (e.g. Treat et al., 2016), pollens (Kuhry et Vitt, 1996), charbons (e.g. Van Bellen et al., 2011), micro-organismes (e.g. Lamarre et al., 2012, Kokfelt et al., 2009) etc.], variables physico-chimiques telles que la stœchiométrie des nutriments (e.g. Wang et al., 2015), métaux lourds (e.g. Coggins et al., 2006), cryostructures (e.g. O'Donnell et al., 2012), et isotopes stables et radioactifs (e.g. Chasar et al., 2000), qui permettent de connaître les conditions environnementales locales ou régionales dans le passé. Ces indicateurs sont généralement demeurés immobiles dans le profil de tourbe et sont conservés dans des conditions idéales puisque la tourbe est un milieu anoxique, acide, réducteur et froid. En agencant les informations recueillies à partir de tous ces éléments, on peut tirer des informations sur l'évolution locale et régionale de certaines conditions édaphiques.

Les tourbières de la zone de pergélisol discontinu, comme toutes celles que l'on retrouve en Amérique du Nord à l'exception de l'Alaska et de la section ouest du Yukon, ont commencé à accumuler de la MO suite au retrait des glaciers au début de l'Holocène. Le plus souvent, elles se sont formées aux endroits où le sol était mal drainé (paludification) ou encore dans les étangs peu profonds (terrestrialisation) (Vitt et Khury 1992). À ces endroits se sont formés des fens souvent entourés d'un marécage qui au fil du temps et au gré d'un climat favorable ont accumulé verticalement assez de tourbe pour surpasser la hauteur de la nappe phréatique. Les fens se sont donc étendus aux zones marécageuses adjacentes et certains secteurs ombrotrophes ont commencé à apparaître. Des mousses à croissance rapide et des arbustes ont graduellement

colonisé les endroits présentant un sol un peu plus sec. Les plantes vasculaires peuvent augmenter localement la profondeur de la nappe phréatique en augmentant l'évapotranspiration du sol. L'accumulation verticale de tourbe crée de petits îlots plus secs qui deviendront vite ombrotrophes puisqu'ils sont séparés de l'apport en eau souterraine. Des sphaignes peuvent venir s'installer sur ces îlots et accroître le niveau d'ombrotrophie. Ce processus peut s'étendre à toute la tourbière si l'humidité régionale se trouve dans la bonne gamme. Si les précipitations sont assez importantes, comme c'est le cas dans les tourbières côtières par exemple, la tourbière peut prendre la forme d'un dôme qui maximise l'isolation de la végétation par rapport à la nappe phréatique. Dans certains cas, le relèvement isostatique et les changements d'humidité locale et régionale qui lui sont associés ont accéléré l'établissement de conditions ombrotrophes (Glaser et al., 2004, Van Bellen et al., 2011).

Lorsque la sphaigne commence à s'installer et former des buttes, les conditions deviennent plus propices à l'établissement de pergélisol. L'accumulation d'une couche de sphaigne, plus particulièrement l'établissement de buttes de *Sphagnum fuscum*, réduit le taux d'humidité de la tourbe et par le fait même sa conductivité thermique avec l'atmosphère (Camill et Clark, 1998). La tourbe sèche formant la butte agit comme un isolant thermique en été, empêchant la diffusion de l'énergie de surface issue de l'insolation, réduisant ainsi la température de la tourbe de 3 à 4 degrés en moyenne (Halsey et al., 1995).

Bien qu'il n'existe aucun indicateur paléocologique unique qui puisse confirmer la présence de pergélisol local dans le passé, un ensemble de plusieurs observations peuvent permettre d'identifier les phases d'aggradation du pergélisol dans des séquences de tourbe. Les couches de débris ligneux dans la tourbe, les arbres morts, les macrofossiles de végétation plus xériques que les conditions présentes et des couches de charbons plus fréquentes sont de bons indicateurs de conditions retrouvées sur un plateau de pergélisol ou une palse (Treat et al., 2016). Récemment l'utilisation des thécamoebiens comme indicateurs paléo-hydrologiques

pour déterminer les phases d'aggradation du pergélisol s'est accrue (Swindles et al., 2015, Jones et al., 2013, Lamarre et al., 2012, Van Bellen et al., 2011). Les thécamoebiens sont un groupe d'amibes caractérisés par la présence d'un test résistant à la décomposition. Ils sont de bons indicateurs de conditions d'humidité puisqu'ils ont une sensibilité différente aux conditions d'humidité et de sécheresse d'un taxon à l'autre et qu'ils laissent des fossiles qui se préservent bien dans la tourbe. L'utilisation de toute une gamme d'indicateurs permet de comprendre les raisons qui ont mené à l'aggradation de pergélisol.

Si l'accumulation de sphaigne a été retenue dans le passé comme un facteur clé pour l'implantation du pergélisol dans les tourbières, d'autres processus sont aussi en cause. Dans les tourbières de certaines régions par exemple, plusieurs séquences de macrorestes fossiles démontrent des cas où le pergélisol s'est installé directement dans de la végétation typique des fens, sans colonisation préalable par des sphaignes (Treat et al., 2016). Dans certains secteurs du nord-est américain l'aggradation du pergélisol est relié à des oscillations climatiques (Lamarre et al., 2012) ou isostatiques qui ont favorisé la présence d'une couche de tourbe sèche en surface (Van Bellen et al., 2011)

1.4.8 LES TOURBIÈRES DU NORD-OUEST CANADIEN

Le retrait des glaciers lors de la dernière période glaciaire ne s'est pas opéré de façon synchrone partout dans la région circumboréale, les inlandsis ayant survécu pendant 3000 à 4000 ans dans le centre des continents alors que les marges étaient déjà libres de glace. On a déterminé le moment du début de l'aggradation de tourbe en datant au radiocarbone le matériel qui se trouve à l'interface entre les sédiments minéraux et la tourbe (date basale). Les tourbières côtières se sont formées plus tôt pendant l'Holocène, contiennent des dépôts de tourbe plus épais et celles qui sont devenues des bogs présentent une couche supérieure de sphaigne plus importante que les bogs continentaux (Vitt et al., 1994). Les premières tourbes ombrotrophes que l'on y trouve datent d'environ 6000 ans cal. BP, et les couches de sphaigne retrouvées dans les profils de

tourbe placent à un maximum de 5000 cal. BP l'apparition de bogs et de conditions propices à l'aggradation de pergélisol (Vitt et al., 1994, Zoltai, 1995). On trouve également un gradient nord-sud dans les dates basales des tourbes du Canada continental, les sites les plus septentrionaux présentant généralement les dates basales les plus vieilles (Vitt et al., 1994, Zoltai 1993). L'aggradation de pergélisol dans la région remonte au PAG dans la plupart des cas et peut être précédé ou non de l'apparition d'une couche de sphaigne dans les dépôts (Halsey et al., 1995, Robinson et al., 2000, Beilman 2001).

Les tourbières du nord-ouest canadien dans la zone de pergélisol discontinu ont été classées par Vitt et al., (1994) selon la morphologie et l'état de dégradation du pergélisol. Deux éléments géomorphologiques sont caractéristiques des tourbières du nord-ouest et servent à leur classification ; les cicatrices d'effondrement (*collapse scars*) et les champs internes (*internal lawns*). Les cicatrices d'effondrement sont des surfaces linéaires le long des plateaux de pergélisol où le dégel récent a amené la subsidence du sol parfois sous le niveau de la nappe phréatique. Il s'agit donc de zones plus humides reconnaissables le plus souvent par la dominance des espèces de sphaigne les plus hydrophiles et la présence de chicots d'arbres penchés. Parfois ces cicatrices d'effondrement peuvent aussi être dominées par une végétation d'herbacées qu'on attribue généralement aux fens de la région. Les champs internes sont des espaces qui ont déjà abrité des plateaux de pergélisol dans le passé mais qui sont maintenant dégelés depuis longtemps. L'aggradation de pergélisol à ces endroits remonterait au PAG et la dégradation des plateaux de pergélisol aurait eu lieu pendant la période de réchauffement qui a suivi. Il s'agit d'espaces de forme généralement circulaire ou ovale reconnaissable par une absence de microtopographie et un niveau d'humidité du sol légèrement supérieur aux bogs n'ayant jamais abrité de pergélisol. Des chicots reliques de l'époque où on trouvait des plateaux de pergélisol peuvent être préservés dans les champs internes mais ceux-ci sont rares puisque la mort de la plupart de ces arbres remonte généralement à 400 ans et plus.

On retrouve 5 types de tourbières dans la région de pergélisol discontinu qui se trouve au nord-ouest du Canada (Figure 3) et la distribution de chacun des types est liée à différentes isothermes rencontrés dans cette région (Tableau 4). En partant de la limite sud de la zone et se dirigeant vers le nord on rencontre successivement des bogs sans champs internes, des bogs et des fens avec champs internes mais sans plateaux puis, des bogs et des fens avec des plateaux couverts d'arbres et des signes de dégradation récents. Enfin, on trouve des plateaux de pergélisol dénués d'arbres et des plateaux comprenant des réseaux de polygones à coin de glace qui démontrent de moins en moins de signes de dégradation près de la limite nord.

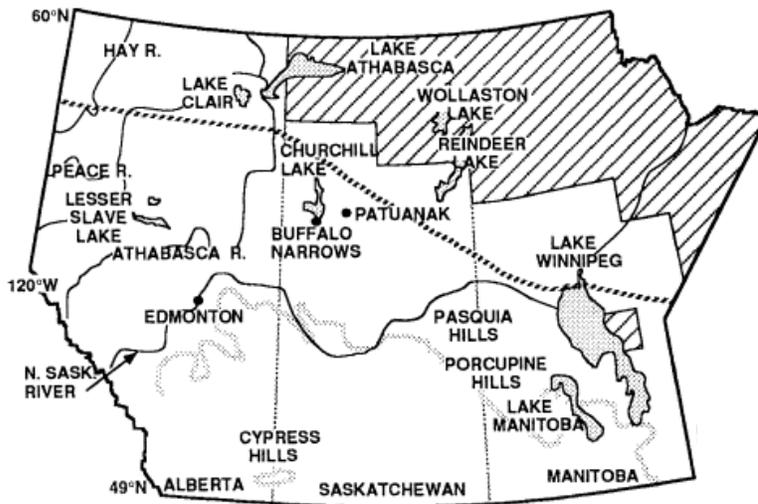


Figure 3: Zone de pergélisol discontinu du Nord-Ouest Canadien où l'on peut retrouver les 5 types de tourbières du tableau 4. La limite sud de la zone de pergélisol discontinu (Brown, 1967) est indiquée en ligne pointillée et la limite de la forêt de conifère (Zoltai, 1995) est indiquée en zone hachurée. Tiré de Vitt et al., (1994)

Tableau 4: Les 5 différents types de tourbières rencontrés dans le Nord-Ouest du Canada et les différentes formes géomorphologiques rencontrées dans chacun de ces types selon Vitt et al., (1994).

Type	Classification	Plateaux	Champs interne	Cicatrice d'effondrement	Isothermes limites	Formation
I	Bog	Non	Non	N/A	> 0°C	Accumulation de sphaigne dans des fens
II	Bog	Non	Oui	N/A	-2°C à 0°C	Aggradation de pergélisol au PAG et dégradation
III	Fen	Non	Oui	N/A	-1°C à 0°C	subséquente
IV	Bog et fen	Oui	Oui	Oui	< -2°C	Aggradation de pergélisol
V	Bog et fen	Oui	Oui	Non	-3°C à 1°C	au PAG sans dégradation

Les bogs qui n'ont jamais été affectées par le pergélisol (type I) sont densément peuplés par *Picea mariana* et forment des îlots parmi de grands complexes de fens (Vitt et al., 1994). Les fens (Type III) de la région sont dominés largement par plusieurs espèces des genres *Carex* et *Eriophorum*. On peut y retrouver à différentes concentrations *Betula* et *Larix*, ainsi qu'une variété de bryophytes des genres *Andromeda*, *Aulacomnium*, *Caliergon* et *Drepanocladus* (Zoltai et Tarnocai, 1975).

Les plateaux de pergélisol que l'on retrouve au sud de la zone de pergélisol discontinu sont composés d'une canopée dense de *Picea mariana* avec une couche muscinale de lichens (*Cladina spp*, *Cetraria spp.* ou *Cladonia spp.*) ou de bryophytes tels que *Pleurozium shreberii* avec des secteurs dominés par *Sphagnum fuscum* ou *Polytrichum strictum* (Sannel et Khury, 2008, 2009; Robinson et Moore, 2000 ; Vitt et al., 1994). Les plateaux les plus au sud de cette zone et dans la zone de pergélisol sporadique peuvent remplacer le couvert de *Picea* par *Larix laricina* (Zoltai, 1972). Plus au nord les plateaux ont un couvert de *Picea mariana* beaucoup plus épars voire absent et conservent un couvert muscinal semblable (Sannel et Khury, 2008 ;

2009). Sur tous les plateaux et polygones tourbeux de l'ouest canadien existe aussi un dense couvert arbustif de *Rhododendron groenlandicum* et *Rhododendron tomentosum* (Vitt et al., 1994.)

Les dépressions d'effondrement sont dominées largement par *Sphagnum angustifolium*, *S. jensenii*, *S. majus*, *S. obtusum*, ou *S. riparium* (Vitt et al., 1994) avec pour compagnes *Carex* spp., *Maianthemum trifolium* et *Eriophorum* spp. (Robinson et Moore, 2000). Les dépressions semblables et les fissures humides formant les polygones tourbeux plus près de la zone de pergélisol continue sont plutôt colonisés par *Eriophorum* spp. et *Drepanocladus* spp. (Sannel et Khury, 2009).

Dans les champs internes, la microtopographie est presque inexistante et la sphaigne peut former des tapis flottants par endroit. *S. angustifolium*, *S. fallax*, et *S. riparium* forment la plupart du couvert des champs internes mais on retrouve de petites buttes de *S. fuscum* ou *S. magellanicum* dans les parties les plus sèches (Vitt et al., 1994). Les espèces vasculaires présentes dans ces formes comptent *Carex* spp. et *Maianthemum trifolium* (Robinson et Moore, 2000).

Toutes les formes énoncés précédemment ont pour taxons communs les arbustes *Chamaedaphne calyculata*, *Kalmia polifolia*, *Vaccinium oxycoccos*, *V. vitis-idaea* et *Rubus chamaemorus* (Vitt et al., 1994).

1.5 Buts, objectifs et hypothèses de l'étude

Bien que le cycle du carbone dans les tourbières en général est étudié depuis plusieurs décennies et relativement bien compris, le cycle du carbone des tourbières à pergélisol de l'ouest Canadien se révèle plus complexe et demeure un sujet d'intérêt. Or ce type de tourbière étant répandu en Amérique du Nord, particulièrement au Canada, il incombe à la communauté

scientifiques de mieux définir comment le pergélisol affecte les processus biogéochimiques normaux d'une tourbière et comment la disparition du pergélisol risque d'affecter les échanges de carbone entre les tourbières, l'atmosphère et les écosystèmes aquatiques adjacents. Des rétroactions sur le climat sont possibles si une grande quantité de carbone accumulé sous forme de matière organique est minéralisé en gaz à effet de serre ou si les tourbières renforcent leur fonction de puits de carbone en accumulant la tourbe à un rythme plus élevé. Le sort du carbone compris dans les tourbières à pergélisol et ses rétroactions possibles sont largement ignorés dans les projections climatiques des grands groupes d'experts (Schuur et al., 2015) en raison d'un manque de compréhension de la réponse du cycle du carbone dans les hautes latitudes au réchauffement climatique.

Le but de cette étude était d'analyser l'influence de l'aggradation et du dégel du pergélisol sur l'accumulation et le stockage du carbone dans une tourbière située à la limite sud de la zone de pergélisol sporadique discontinu dans les Territoires du Nord-Ouest, Canada. Ceci a été réalisé à travers les objectifs spécifiques suivants: 1) caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la répartition du pergélisol passé et les moteurs potentiels des changements observés; 2) comparer le ACAR et le taux d'humification de la tourbière pour les périodes de pergélisol et les périodes libres de pergélisol; et 3) comparer le LORCA de profils de tourbes entiers pour déterminer si le temps passé en situation de pergélisol a une influence sur l'accumulation de carbone à long terme. Pour ce faire, trois carottes de tourbe situées le long d'une chronoséquence de plateau de tourbe tourbière thermokarst ont été analysés. Cette étude compose le corps du chapitre 2.

Chapitre 2 : Article soumis

2.1 AVANT-PROPOS

Ce manuscrit sera soumis à la revue *The Holocene* dont l'intérêt principal est, selon l'éditeur, «la recherche scientifique fondamentale à l'interface entre la longue histoire du Quaternaire et les processus environnementaux naturels et induits par l'homme opérant à la surface de la Terre aujourd'hui». Le but de la recherche était d'apporter une nouvelle vision aux études de chronoséquence de dégel de pergélisol dans les tourbières. La plupart des recherches antérieures sur le sujet ont priorisé l'étude des changements d'accumulation de tourbe en surface au détriment des changements apportés aux réserves de tourbe profondes. Ce faisant, les mesures de l'effet net du dégel du pergélisol sur la séquestration de carbone sont biaisées puisqu'elles ne considèrent pas les pertes de carbone associés à la lente décomposition anoxique des couches profondes de tourbe une fois la MO dégelée. Le but de l'article était donc d'apporter la vision «classique» démontrant une augmentation significative de l'accumulation de tourbe en surface suite au dégel du pergélisol tout en ajoutant une analyse novatrice comparant le niveau de décomposition de la tourbe qui vient brouiller le tableau.

L'essentiel des analyses de l'article ont été faites par moi-même et cette version du texte n'a été que très peu révisée par les co-auteurs. J'ai été responsable des mesures de la campagne de terrain et du traitement des carottes de tourbe, des analyses de densité de la tourbe, de la préparation des échantillons pour analyses radiocarbone, des datations au ^{210}Pb , de la construction des modèles âge-profondeur, des analyses de macrorestes végétaux, des analyses de thécamoebiens, des analyses de charbons, des analyses statistiques (groupement, indice d'humification, tests statistiques) et de la rédaction de l'article. Les datations au radiocarbone ont été effectuées au US Forest Service aux États-Unis et les mesures de spectroscopie par transformée de Fourier et par rayons X ont été faits à l'Université de Münster en Allemagne par Christian Blodau, co-auteur sur l'article.

HOLOCENE PERMAFROST AGGRADATION AND THAW IN A
PEATLAND COMPLEX OF NORTHWESTERN CANADA:
IMPLICATIONS FOR CARBON ACCUMULATION AND STORAGE

N. Pelletier¹, J.Talbot¹, D.Olefeldt^{2,3}, M.Turetsky², C.Blodau⁴, O.Sonntag¹ and W.L.
Quinton⁵

[1] Département de géographie, Université de Montréal

[2] Department of Integrative Biology, University of Guelph

[3] Department of Renewable Resources, University of Alberta,

[4] Ecohydrology and Biogeochemistry Group, Institute of Landscape Ecology, Universität
Münster

[5] Centre for Cold Regions & Water Science, Wilfrid Laurier University

To be submitted to The Holocene

2.2 ABSTRACT

Permafrost in peatlands strongly influences ecosystem characteristics, including vegetation composition, hydrological functions, and carbon cycling. Large amounts of organic carbon are stored in permafrost peat plateaus located in northwestern Canada. Their possible degradation into thermokarst bogs may affect carbon stocks, but the direction and magnitude of change are uncertain. The temporal and spatial variability in the development of a discontinuous permafrost peatland complex were characterized by contrasting paleo-reconstructions of three peat cores collected along a permafrost thaw chronosequence. The accumulation of limnic and minerotrophic peat prevailed at the site until permafrost formed around 5000 cal. BP. Three distinct permafrost periods were identified in the peat plateau profile, while permafrost only aggraded once in the thermokarst bog center and edge. Permafrost thawed at ~550 and ~90 cal. BP in the thermokarst bog center and edge, respectively. Both allogenic (climatic shifts and wildfire) and autogenic (peat accumulation, *Sphagnum* growth) processes likely exerted control on permafrost aggradation and thaw. While apparent carbon accumulation rates (ACAR) were lower during present and past permafrost periods than during non-permafrost periods, long term carbon accumulation remained similar between cores with different permafrost periods length. As ACAR does not record differential deep peat mineralization rates, we postulate that it should be used with caution when trying to estimate the effect of permafrost thaw on carbon cycling or for inferring differences in long-term net ecosystem carbon balance between permafrost and non-permafrost stages.

2.3 INTRODUCTION

Northern peatlands store 500 ± 100 Gt of carbon (C) as soil organic matter (SOM) (Bridgham et al., 2006; Gorham, 1991; Yu, 2012). This C pool has become the subject of increasing attention over the last two decades because of its possible positive feedback on the climate system if large amounts of peat were to decompose in response to warmer temperatures and altered precipitation patterns (Swindles et al., 2015; Schaefer et al., 2014; Tarnocai et al., 2009). Canadian high latitudes contain vast areas of permafrost, i.e. perennially cryotic ground. The Canadian permafrost distribution overlaps with the boreal biome where most peatlands are found. Since Canadian peatlands store more than 147 Gt of soil organic carbon and ~37% of Canadian peatlands contain permafrost (Tarnocai, 2006), their response to permafrost thaw will impact future climate.

In most of the boreal region, permafrost mainly occurs as elevated, treed peat plateaus surrounded by permafrost-free peatlands (Vitt et al., 1994). The aggradation of ice in peat plateaus causes the surface to rise by 1-2 m above the unfrozen sections (Zoltai and Tarnocai, 1975), giving them distinct hydrologic characteristics and vegetation cover (Camill et al., 2009). Peat plateaus can cover several square kilometres but are usually much smaller (Vitt et al., 1994).

Permafrost thaw in peat plateaus has been widely observed across the North American and Eurasian subarctic regions (Anisimov and Reneva, 2006; Camill, 2005; Cheng and Wu, 2007; Christensen et al., 2004; Payette et al., 2004; Sannel and Kuhry, 2011). Thawing has been linked to rising air temperature, increased fire frequency and alteration of snow cover thickness and duration (Jones et al., 2015; Beilman and Robinson, 2003; Camill, 2005; Christensen et al., 2004). Discontinuous sporadic permafrost designates areas where permafrost areal extent represents 10 to 50% of the landscape (Heginbottom et al., 1995). In western Canada, the subarctic and boreal wetland regions, where most of the discontinuous sporadic permafrost

occurs, will be the most affected by future climate change (Tarnocai, 2006). Some projections suggest that the current degradation of permafrost from boreal Canada could keep accelerating over the next 100 years even if air temperature stops increasing (Wisser et al., 2011; Zhang et al., 2008).

Permafrost thaw at the edge of an ice-rich peat plateau can create thermokarst bogs or fens colonised by the local dominant wetland vegetation. Some peat plateaus at the limit of the discontinuous permafrost zone have experienced multiple episodes of permafrost aggradation and degradation caused by wildfire (Zoltai, 1993). However, cases of multiple cycles of permafrost aggradation and degradation seem limited (Treat et al., 2016). Fire events may alter the thermal regime of forested peat plateaus (Smith et al., 2015) and initiate or accelerate their degradation where permafrost is most susceptible to thawing (Brown et al., 2015; Myers-Smith et al., 2008; Zoltai, 1993).

Peat plateaus accumulate carbon at a slower rate than the surrounding unfrozen peatland portions (Loisel et al., 2014; Robinson and Moore, 2000). Nonetheless, net ecosystem carbon balance (NECB), defined as the difference between total input and total output of carbon in an ecosystem, may not be different in permafrost peatlands compared to their unfrozen counterparts (Olefeldt et al., 2012). The conversion of peat plateau to thermokarst bog can modify the local carbon exchange by increasing CH₄ emissions (Christensen et al., 2004; Turetsky et al., 2007; Wickland et al., 2006), but also by increasing net CO₂ sequestration (Turetsky et al., 2007; Wickland et al., 2006). These flux changes could result in an increased apparent carbon accumulation rate (ACAR) of 50-500% at the surface (Camill, 2005; Jones et al., 2013; Robinson and Moore, 2000). The increase in ACAR may be transitory but still last from centuries to millennia as suggested by chronosequence studies from Alaska (Jones et al., 2013; O'Donnell et al., 2011).

While there has been much focus on the high ACAR in the surface peat of thermokarst bogs, possible deep SOM loss in thawed deep peat has seldom been addressed (O'Donnell et al., 2011). An increase in deep anaerobic decomposition in collapse scars could compensate for some of the increased plant production at the surface.

The fate of abruptly thawing permafrost is largely ignored in projections of carbon–climate feedbacks (Schuur et al., 2015), owing to a lack of understanding on how carbon cycling in high latitudes will respond to climate warming. The goal of this study was to analyse the influence of permafrost aggradation and thaw on carbon accumulation and storage in a peatland located at the southern edge of the discontinuous sporadic permafrost zone in the Northwest Territories, Canada. This was achieved through the following specific objectives: 1) characterize spatial and temporal variability of past permafrost distribution and the potential drivers of observed changes; 2) compare ACAR and peat humification for permafrost and permafrost-free peat accumulation periods; and 3) compare overall peat accumulation for the entire peat profiles. To do so, three peat cores located along a chronosequence from intact peat plateau to thermokarst bog were analysed.

2.4 METHODS

2.4.1 Site description

The Scotty Creek drainage basin (61°18'N, 121°17'W) includes 152 km² of wetland-dominated terrain with discontinuous permafrost in the lower Liard River valley, Northwest Territories, Canada. The site is located within the discontinuous permafrost zone where 10-50% of the land is underlain by permafrost (Brown et al., 1998). The mean annual temperature at Fort Simpson, 50 km to the north, was 2.8°C and annual precipitation was 387 mm of which 48% was snow for the 1981-2010 period (Meteorological Services of Canada, 2010). Mean soil temperature in the Fort Simpson region was 2.7 to 3.3°C colder than air temperature owing to the offset between frozen and unfrozen soil thermal conductivity (Burgess and Smith, 2000). The southern half of the watershed is dominated by a heterogeneous peatland landscape and was composed in 2000 of around 9% of lakes, 21 % of channel fens, 28% of thermokarst bogs and 24 % of permafrost plateaus (Quinton et al., 2003). All these landscape components have a distinct hydrological function; water is shed out of the peat plateau into surroundings bogs, which are in turn either hydrologically disconnected from the drainage network or connected to channel fens that ultimately drain the area (Connon et al., 2014). Maximum peat plateau water table depth (WTD) during the summer is ~50 cm (Quinton et al., 2009; Quinton and Baltzer, 2013) while most bogs and fens have a WTD within 10 cm of the surface.

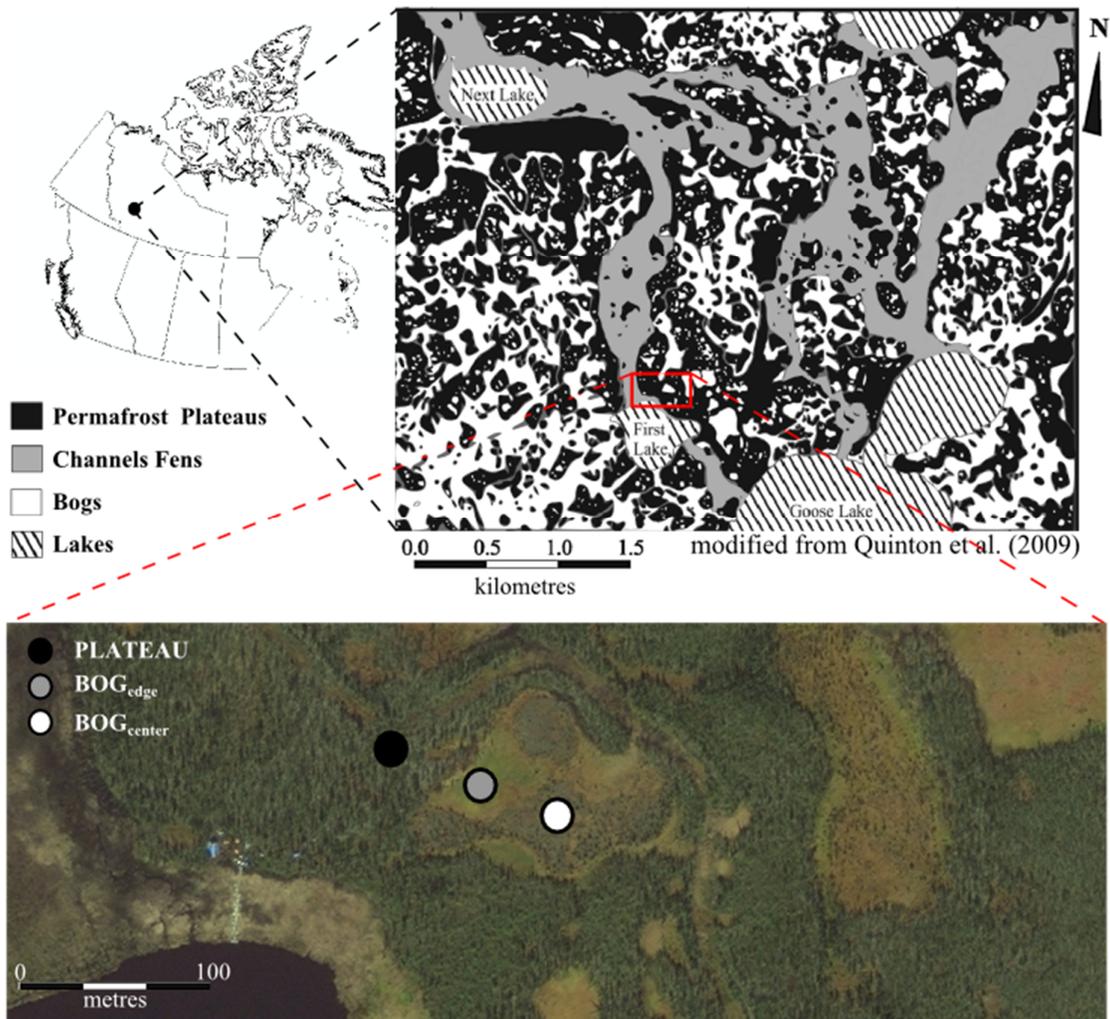


Figure 4: Site map and satellite image from 2015 showing coring location (©BING, 2015).

Deglaciation took place between 12 000 and 11 000 BP at Scotty Creek (Dyke, 2004). Following deglaciation, the site was occupied by glacial Lake McConnell (Smith, 1994). Isostatic rebound caused the drainage of most of the lake before 9000 BP revealing an important deposit of lacustrine clay and breaded delta coming from the Liard River (Smith, 1994). The following organic sediment accumulation (terrestrialisation) lead to the deposition of 3-4 m of peat (Aylesworth and Kettles, 2000).

Permafrost in the Mackenzie valley, including the Scotty Creek site, is warm (near 0°C), shallow and ice-rich, thus susceptible to complete disappearance in a warming climate (Throop

et al., 2012). Areal coverage of permafrost plateaus at Scotty Creek is rapidly decreasing (Chasmer et al., 2011; Connon et al., 2014; Quinton et al., 2009; Quinton and Baltzer, 2012). This peat plateau loss is believed to be caused by air warming, subsequent positive retroaction from meltwater runoff (Chasmer et al., 2011) and a positive retroactive edge effect caused by the dying of trees and the subsequent increase in solar radiation reaching the ground (Baltzer et al., 2014). Mean annual air temperature has increased by c.a. 2 °C over the last 50 years in this region but precipitation remained stable for the same period (Quinton et al., 2009). Meanwhile, peat plateau area decreased by ~27% for the period 1947 to 2008 (Chasmer et al., 2011) and by 13% ($\pm 2.7\%$) from 1977 to 2010 (Connon et al., 2014). The majority (72%) of the peat plateaus lost since 1947 have turned into thermokarst bogs (Connon et al., 2014).

Peat plateaus at Scotty Creek have an open canopy of *Picea mariana* and a variable shrub cover of *Rhododendron groenlandicum* and *Vaccinium uliginosum*. Plateau ground cover is mainly composed of lichen (*Cladina rangiferina*, *Cladina mitis*, *Cladonia chlorophaea*) with *Sphagnum capillifolium* or *Pleurozium shreberii* replacing the lichen cover in some areas.

Bogs are covered by *Sphagnum* with no real tree cover except for scattered *Picea mariana* or *Larix laricina* trees. Other common species in bogs include *Scheuzeria palustris*, *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*, *Vaccinium vitis-idaea* and *Saracenia purpurea*. *Sphagnum* species vary according to distance to thawing edges and minerotrophic sections. *S. riparium* occupies solely the most recent thaw feature (collapse scars) where standing water is visible at the surface while *S. angustifolium* or *S. warnsorffii* dominate the sections where water table is a few cm below the surface. The central bog area with water table at ~10cm is mainly covered by *S. magellanicum* and regrowth of young *Picea mariana* is present in these sections.

Channel fens have a more diverse vegetation composition and structure compared to the peat plateaus and bogs (Garon-Labrecque et al., 2016). Most of the surface is composed of an

approximately 1 m thick floating peat mat of sedges (*Carex* spp.) origin (Quinton et al., 2009). This mat supports a large variety of vascular plant and bryophyte species including *Equisetum fluviatile*, *Larix laricina*, *Menyanthes trifoliata* and *Typha latifolia* (Quinton et al., 2009). Numerous representatives of the *Carex* and *Eriophorum* genera are also present.

2.4.2 Core collection

In July 2013, three cores (PLATEAU, BOG_{edge} and BOG_{center}) were taken along a 105 m transect extending from a peat plateau to the middle of a collapse scar bog (Figure 4). Cores contain a sequence of 3.2-3.5 m of peat underlain by lacustrine silt and clay. The surficial 50 cm were cored using 10.2 cm diameter PVC tubes inserted and extracted manually. Below 50 cm, a Snow, Ice, and Permafrost Research Establishment (SIPRE) coring auger (10 cm diameter) was used on the peat plateau, while a Russian peat corer (4.5 cm diameter) was used in the non-permafrost bog locations. BOG cores were taken alternating between two boreholes located separated by ~30 cm, where alternating 50 cm sections had a 10 cm overlap. Each core section was wrapped in cellophane and placed in a PVC half-tube. All cores were frozen upon arrival to the lab and then cut in 1 cm sections using a band saw.

2.4.3 Dating and age-depth models

Chronologies of PLATEAU, BOG_{edge} and BOG_{center} cores were obtained using a combination of accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon analysis, ²¹⁰Pb radiochronology and identification of tephra layers. For the AMS radiocarbon dating (Table 5), 5-25 mg of clean, identifiable and dry plant macrofossils were sent to the Carbon, Water and Soils Lab at the USDA Forest Service and at BETA Analysis laboratories in 2014. Dates were calibrated using the IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013).

The ²¹⁰Pb radiochronology was established in the thermokarst bog surficial peat by measuring the concentration of the daughter isotope ²¹⁰Po normally at secular equilibrium with the ²¹⁰Pb

concentration (Flynn, 1968). Measurements were performed on an alpha spectrometer (EGG-Ortec Type 576Atm) at GEOTOP (Université du Québec, Montréal), using an acid extraction of polonium (de Vleeschouwer et al., 2010). Recent peat chronologies were calculated using the constant-rate-of-supply model (CRS) (Appleby and Oldfield, 1978) since it is believed to be the most suitable model applied to peatlands (Ali et al., 2008; Turetsky et al., 2004). Supported Pb concentrations were considered equal to the amount of ^{210}Pb in the deepest part of the cores where concentrations stop decreasing with depth.

The eastern lobe of the White River Ash tephra layer, dated to c.a. 1250 BP (Clague et al., 1995; Lerbekmo, 2008), was visually identified in all cores. Other tephra were identified as small layers containing large proportion of loss on ignition (LOI) residues not associated with charcoal layers. Presence of tephra layers at these depths have been confirmed with X-ray fluorescence analysis (supplementary material). Radiocarbon, ^{210}Pb and tephra dates were used all together to build the age-depth models.

The age-depth relationship for each core was established using the *Bacon* software (Blaauw & Christen, 2011) implemented in the *R* computing environment (R Development Core Team, 2015). Age-depth models are estimated using a Bayesian approach where the core is divided into vertical sections. Using over one million Markov Chain Monte Carlo iterations, accumulation rates are estimated for each of these sections, forming the age-depth model. Ages in this paper are reported as the mean of each set of iterations for a 1cm increment with the minimum and maximum of the 1σ probability distribution in brackets ([]).

Table 5 : Material used for radiocarbon dating, associated uncalibrated ages and calibrated ages according to Intcal13 calibration curve (Reimer et al., 2013)

Core	Depth (cm)	Sample material dated	Lab sample number	Uncalibrated	1 σ calibration
PLATEAU	35	<i>Larix laricina</i> needles	CAMS – 170653	1875 \pm 35	1807 \pm 67
		<i>Polytrichum</i> spp. leaves	CAMS – 170660		
		<i>Larix laricina</i> needles			
	50	<i>Picea mariana</i> needles		2140 \pm 35	2178 \pm 118
	75	<i>Rhododendron groenladicum</i> leaves	CAMS – 167869	2500 \pm 35	2608 \pm 110
		<i>Hamatocaulis vernicosus</i> stems and leaves	CAMS – 170661		
	90	<i>Polytrichum</i> spp. leaves	CAMS – 171729	2855 \pm 35	2956 \pm 67
	120	<i>Larix laricina</i> needles		3680 \pm 90	3999 \pm 84
		<i>Picea mariana</i> needles	CAMS – 170667		
	145	<i>Drepanocladus/ Hamatocaulis</i> spp. stems		4325 \pm 35	4902 \pm 58
		<i>Hamatocaulis vernicosus</i> stems and leaves	CAMS – 167867		
	201	<i>Menyanthes trifoliata</i> seeds		6140 \pm 60	7056 \pm 101
		<i>Betula</i> spp.	CAMS – 168466		
		<i>Carex</i> spp.			
290	<i>Drepanocladus/ Hamatocaulis</i> spp.		7590 \pm 35	8396 \pm 18	
	<i>Hamatocaulis vernicosus</i>	CAMS – 168467			
315	<i>Sphagnum</i> spp.		8130 \pm 60	9094 \pm 96	
	<i>Hamatocaulis vernicosus</i>	CAMS – 167868			
326	<i>Sphagnum</i> spp.		8930 \pm 35	10063 \pm 122	
BOG _{center}		<i>Sphagnum magellanicum</i> stems and leaves	CAMS – 170669	215 \pm 35	151 \pm 151
	25				
	80	<i>Larix laricina</i> needles	CAMS – 168464	570 \pm 90	587 \pm 63
	100	<i>Scheuzeria palustris</i> leaves and stems	CAMS – 168465	425 \pm 35	493 \pm 25
	129	<i>Sphagnum riparium</i> stems and leaves	Beta – 376592	520 \pm 35	532 \pm 19
	160	Wood fragments	CAMS – 171727	8600 \pm 40	9554 \pm 26
	251	Wood fragments	CAMS – 170658	7930 \pm 40	8798 \pm 155
		<i>Picea mariana</i> needles			
		<i>Vaccinium</i> spp. leaves	CAMS – 168296	7895 \pm 40	8685 \pm 77
		<i>Menyanthes trifoliata</i> seeds			
317	<i>Scorpidium</i> spp. leaves and stems				
BOG _{center}	58	<i>Sphagnum</i> spp. stems and leaves	Beta – 376593	Modern	
	60	<i>Sphagnum</i> spp. stems and leaves	CAMS – 168470	Modern	
		<i>Picea mariana</i> needles	CAMS – 170663	1115 \pm 35	1016 \pm 41
	73	Wood fragments			
		<i>Aulacomnium</i> spp. leaves and stems			
		<i>Carex</i> spp. seeds	CAMS – 170665	2375 \pm 35	2393 \pm 46
		<i>Vaccinium</i> spp. leaves			
	118	<i>Menyanthes trifoliata</i> seeds			
	148	Sedges stems	CAMS – 170	3455 \pm 30	3733 \pm 88
		<i>Rhododendron groenladicum</i> branch and leaves			
	150		CAMS – 170659	3325 \pm 35	3545 \pm 62
		<i>Vaccinium vitis-Idaea</i> leaves			
		Unidentified feather moss stems and leaves	CAMS – 170641	3600 \pm 35	3913 \pm 53
	150				
200	<i>Myrica gale</i> leaves and branch	CAMS – 170650	5635 \pm 40	6410 \pm 61	
	<i>Scorpidium</i> spp. branch and leaves				
200	<i>Betula</i> spp. leaves	CAMS – 170662	6165 \pm 40	7082 \pm 75	
	<i>Picea mariana</i> needles		7395 \pm 35	8240 \pm 64	
	<i>Rhododendron</i> spp. leaves	CAMS – 168471			
327	<i>Menyanthes trifoliata</i> seeds				

2.4.4 Macrofossils analysis

Plant macrofossils were analysed every 5 cm in PLATEAU and BOG_{center} cores using the Mauquoy et al., (2010) protocol for preparation and identification. For each sample, 3-10 cm³ of peat were collected from a single 1 cm-increment. Main peat components such as *Sphagnum*, brown mosses, sedges, ligneous organic matter, lichen and ericaceous rootlets were visually estimated as percentage of peat volume using the mean of five different estimates. Five classes ($\leq 1\%$, 1-10%, >10-50%, >50-90% and >90%) were used to estimate main peat components. Leaves, needles and seeds were counted as individuals per cm³.

To identify the main transition between macrofossil assemblages in each core a stratigraphically constrained cluster analysis using only the above-ground macrofossils information was carried with CONISS (Grimm, 1987) implemented in the *R* computing environment (R Development Core Team, 2015). The *Rioja* package (Juggins, 2015) was used to build the cluster tree and the *Stats* package (R Development Core Team, 2015) was used to cut the tree at the desired number of clusters. In this paper we use the term “zone” to delineate contiguous depth intervals with macrofossil representing a similar environment. The broken-stick method was used to determine the maximum number of reliably recognizable zones (Bennett, 1996). The number of zones is considered reliable when the total variance from all zones, expressed as sum of squares, exceeds the variance predicted by a broken-stick distribution.

Only summary macrofossil information was assessed in the BOG_{edge} core to understand peatland development at this location. Zones in BOG_{edge} were therefore identified using only the proportion of main peat components (brown mosses, lichen, ligneous organic matter, ericaceous rootlets, sedges and *Sphagnum*).

2.4.5 *Testate amoebae*

Fossil tests (shells) of testate amoebae were identified and counted every 10 cm in the PLATEAU and BOG_{center} cores. Samples were prepared for identification on microscope slides following Booth et al., (2010). Every section for which preparation had very low concentration (< 10 tests per slide) was excluded from the results for it was impossible to reach a statistically representative count (150 tests) in a reasonable amount of time. We used a weighted average transfer function dataset (Lamarre et al., 2013) to estimate past WTD variations.

2.4.6 *Fire events*

Macroscopic charcoals were identified by submerging 1 cm³ of peat from each 1 cm sections in bleach for 24 hours. The residues were then placed under a stereo microscope coupled to a camera and a computer running the *ImageJ* open source image processing program (Rasband et al., 1997) for counting and to calculate the area covered by charcoals by unit volume.

Charcoal area per volume was analysed in combination with the age-depth models using the *CharAnalysis* program (Higuera et al., 2009) implemented in *MATLAB* (The MathWorks Inc., 2015) to identify the peaks in charcoal input through time (Girardin et al., 2013; Higuera et al., 2009). *CharAnalysis* works with the hypothesis that char records are composed of a background component from long-distance transport and a peak component that includes noise and local fire events. Peak components (C_{peak}) are distinguished from background values (C_{back}) by applying a LOWESS smoothing (Cleveland et al., 1981) to the char records. C_{peak} is then further subdivided into two population by using the 99th percentile of the C_{peak} distribution as a global threshold: the population with the lowest mean represent long-distance charcoal (C_{noise}) input and the population with the highest mean represent local vegetation charcoal input (C_{fire}). Sections of the record that contain C_{fire} values exceeding this threshold are interpreted as local fire (Ali et al., 2009; Higuera et al., 2009; van Bellen et al., 2012)

Fire events inferred from *CharAnalysis* can include deposition of small char particles from a nearby fire that did not necessarily burn peat or vegetation directly at the sampling location. To identify fire events that directly affected the coring location, we further subdivided fire events (C_{fire} exceeding global threshold) into local and extra-local by calculating a size index ($C_{\text{size}} = \frac{C_{\text{area}}}{C_{\text{count}}}$) for the char particles using measured charcoal count (C_{count}) and charcoal area (C_{area}). We considered the top quartile of the C_{size} distribution to be the most severe and local fire events and the rest to be possible extra-local events.

2.4.7 Peat humification

C: N ratio and a humification index (HI) derived from the characterisation of peat organic matter quality by FTIR spectroscopy were used to assess peat humification status. To determine C and N content, 4 to 11 mg of homogenized sample material per layer was weighed and burned using an element analyzer Euro EA (HEKAtech GmbH). External calibration was checked with standards every 10 samples. FTIR (Varian 670 IR-FT-IR Spectrometer, Palo Alto, USA) spectra were used to identify characteristic functional groups after automatic background correction. 2 mg of freeze-dried peat samples was pressed to a pellet with 200 mg of KBr. We recorded and averaged 32 scans with 4 cm^{-1} resolution in the range of $400\text{-}4000 \text{ cm}^{-1}$ for each sample. Here we report the ratios of wavenumbers (given in cm^{-1}) 2920/1030, 2850/1030, 1720/1030, 1630/1030, 1510/1030 and 1420/1030, used as a measure of carboxylic, aromatic and phenolic moieties to polysaccharides moieties (Table 6).

Table 6 : Common functional groups on FTIR spectra of peat

Wavenumber absorption (cm ⁻¹)	Functional group assignment
2920	Aliphatic compounds
2850	Aliphatic compounds
1720	Carboxylic acids.
1630	Aromatic compounds.
1510	Benzene and/or pyridine
1420	Aliphatic compounds
1030	Polysaccharides

We standardized all data considering the average of all normalized ratios as a humification index (HI) because humic substances are typically enriched in carboxylic, aromatic and phenolic compounds compared to polysaccharides (Broder et al., 2012; Norden et al., 1986). Higher HI values thus represent more humified peat.

2.4.8 Carbon accumulation

Bulk density (g cm⁻³) was measured by sub-sampling 1 cm³ of peat every 2-5 cm in each core. To comply with in-situ conditions, the permafrost core was sub-sampled frozen while the two bog cores were sub-sampled thawed. Sub-samples were oven dried at 105°C overnight to measure bulk density. LOI was performed at 550°C for 4 hours and at 1000°C for 1 hour using the method from Chamber et al. (2010) to estimate organic matter and residual carbonates content respectively. Carbon content was calculated as the product of bulk density and TC.

ACAR were calculated as the amount of carbon per area found between two dated peat layers. They were calculated for each peatland stage identified through vegetation macrofossils hierarchical clustering and the age-depths models were used to calculate the age and uncertainties. The LORCA was calculated as the quotient of the integral of linearly interpolated TC for a core and the peat initiation time. Peat initiation was considered to be the age of the first peat layer with an OM content over 80%.

2.4.9 Statistical analysis

Data of ACAR, mean C:N ratio and mean peat HI for each zone were partitioned into permafrost and non-permafrost zones and compared with two-tailed t-tests to determine if differences are significant. The acrotelm of each core has not been included in most statistical analyses as the lack of decomposition in the acrotelm makes any comparison with deeper peat impossible. To compare humification status of same-age peat between two cores, paired t-test were conducted by comparing mean value of HI for each 100 years bin where values were available for both cores.

2.5 RESULTS

2.5.1 Age-depth models and peat accumulation rates

Basal ages along the transect varied between $10\,063 \pm 122$ and 8240 ± 24 cal. yr BP. Dates inferred from ^{210}Pb chronology were within a 1σ uncertainty of radiocarbon dates where both information were available. Radiocarbon dates are generally consistent with the age-depth models, with the exception of date inversions at 129 and 160 cm in $\text{BOG}_{\text{center}}$ (Table 5). Dates from 160 cm and 251 cm in $\text{BOG}_{\text{center}}$ were excluded from the database since their offset likely results from contamination or movement through the sediment column. Therefore, the age-depth model for the section below 176 cm in core $\text{BOG}_{\text{center}}$ have large uncertainties. A discrepancy between the age-depth model and the obtained radiocarbon date was also found at 129 cm in BOG_{edge} . A layer of char was found at this depth indicating a hiatus caused by peat burning. Since *Bacon* can't include hiatuses in age-depth models, the calibrated radiocarbon date has been used to determine the timing of permafrost thaw in $\text{BOG}_{\text{center}}$.

White River ash tephra (1250 cal. BP) was found at depths of 24, 70 and 134 cm in PLATEAU, BOG_{edge} and $\text{BOG}_{\text{center}}$ cores, respectively. An additional volcanic ash layer was found and identified as the Aniakchak tephra (Supplementary material) at 114, 125 and 176 cm in PLATEAU, BOG_{edge} and $\text{BOG}_{\text{center}}$ cores, respectively. Aniakchak eruption occurred in 3595

± 4 cal BP and the ashes linked to this event can be found from Alaska (Begét et al., 1992) to Greenland (Pearce et al., 2004). It has so far never been reported in the Northwestern Canada but it is the only large volcanic event fitting into our age-depth model for all cores.

Accumulation rates are not uniform within any core but less variations are observed in the vertical accumulation rates of the PLATEAU core than the BOG cores. ^{210}Pb dating revealed that accumulation rates are higher in the BOG_{edge} surface core than in the BOG_{center} surface core (Annexe 2). Over the last 100 years, both BOG cores vertical accumulation rates exceeded the permafrost plateau by a factor of 20 for BOG_{edge} and 10 for BOG_{center}.

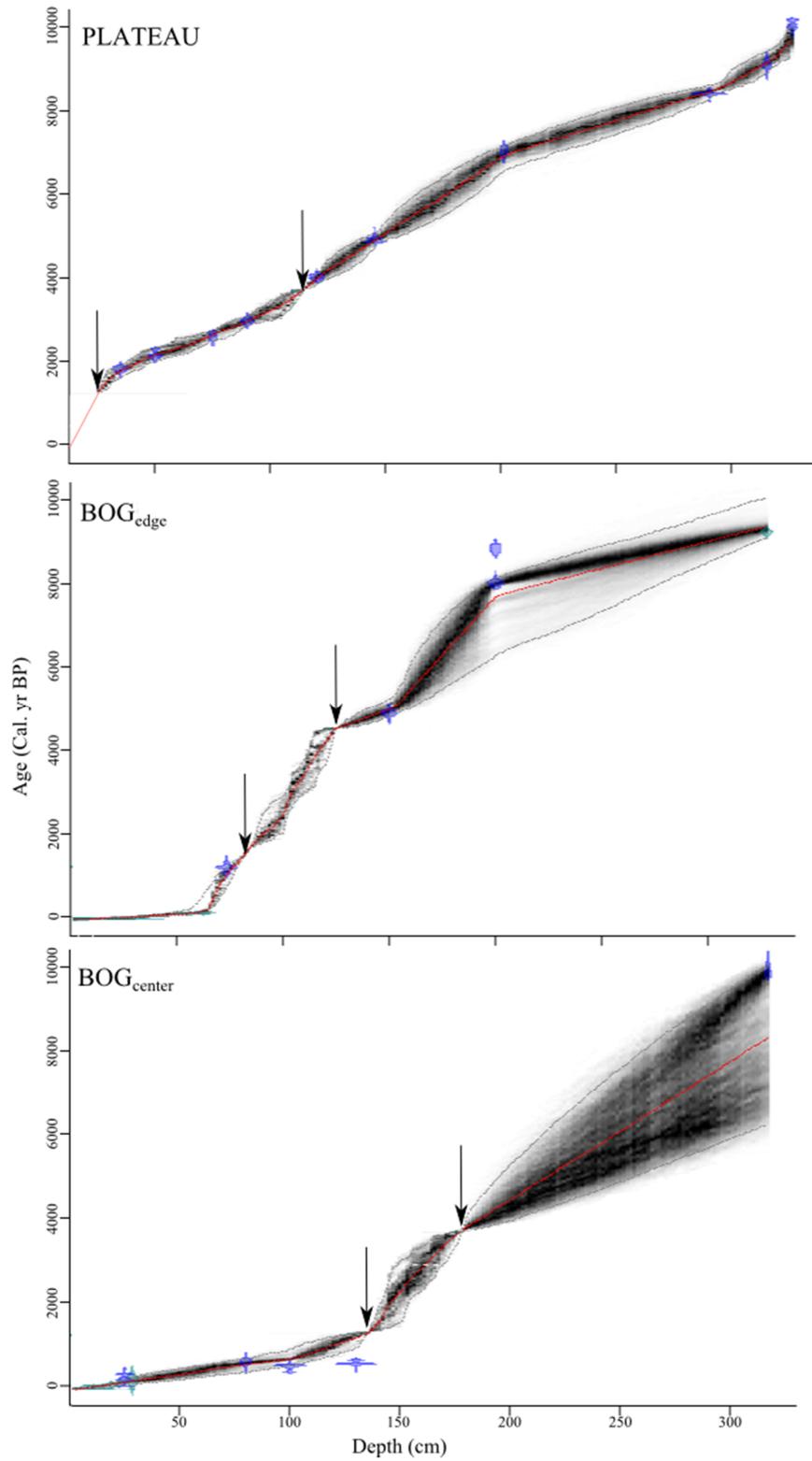


Figure 5: Age-depth model for all cores. Blue shapes represent radiocarbon calibrated age and ²¹⁰Pb dates. Red lines represent mean modeled ages and gray areas represent the 1 σ probability distribution. Arrows represent tephra locations.

2.5.2 Vegetation and permafrost spatial and temporal evolution

The use of clustering techniques on the macrofossil records allowed the delimitation of six different zones for the PLATEAU core and five zones for the BOG_{center} core. PLATEAU clusters had to be further sub-divided as the analysis did not distinguished all the important transitions in term of xeric vs. humid taxa. Two zones were added to the PLATEAU core for a total of eight different zones (Table 7, Figure 6). Core BOG_{edge} had four different zones, delimited according to the presence or absence of key taxa such as *Picea mariana*, *Ericaceae* rootlets, herbaceous remains, lichen and *Sphagnum* with the summary macrofossil information collected for this core. The information obtained from the analysis of cores PLATEAU and BOG_{center} (Figure 6) was also used to interpret the BOG_{edge} core since this last core was located in between the PLATEAU and the BOG_{center} cores. Generally, the cores had limnic peat followed by minerotrophic peat, then alternating permafrost and minerotrophic peat in all cores and a recent switch to ombrotrophy for the bog cores.

Terrestrialisation of a paleo-lake in the Scotty Creek basin lead to the accumulation of 50-100 cm of limnic peat in all three cores. Limnic peat started accumulating at 7 490 cal BP [7300 ; 8036] in Bog_{edge} , 8 141 cal BP [6113 ; 9780] in Bog_{center} and 9 694 cal BP [9508 ; 9874] in PLATEAU. Limnic peat macrofossil zone is characterized by aquatic bryophytes taxa, sedges and various woody remains. The organic matter proportion in the sediments increases as sediments age decreases to reach ~80% at the top part of the zone (Figure 11). Peat initiation, i.e. the starting point of the accumulation of sediments containing over 80% of organic matter, occurs in PLATEAU at 8900 cal BP [8749; 9029], at 7050 cal BP [6537; 7500] in BOG_{edge} and at 6050 cal BP [4829; 7523] in BOG_{center}. Subsequent peat accumulation present minerotrophic vegetation assemblages dominated by sedges, shrubs and *Larix laricina* remains. Following the minerotrophic peat accumulation, three zones represent peat plateau vegetation

assemblages in the PLATEAU core, whereas BOG cores contain only one peat plateau vegetation zone.

Peat that accumulated under permafrost conditions was identified based on the presence of macrofossil indicator taxa comprising *Rhododendron groenlandicum*, lichen and large proportions of ericaceous rootlets (Table 7) (Sannel and Khury, 2008). Ombrotrophic vegetation assemblages, characterized by an accumulation of *Sphagnum* and *Ericaceae* genera, can only be found at the surface of BOG cores and in small amounts at the interface between limnic peat and minerotrophic peat (Figure 11). Three zones corresponding to peat plateau macrofossil assemblages are visible in PLATEAU core (Zone I, 25-0 cm, 1250 cal BP to present; Zone II-b, 60-50 cm 2340-2130 cal. BP; Zone IV-a, 150-110 cm, 5060-3560 cal. BP) while a single zone of this type is present in cores BOG_{edge} (Zone II, 83-61 cm, 1231-86 cal BP) and BOG_{center} (Zone III, 134-129 cm, 1226-532 cal BP).

The most recent permafrost aggradation leading to peat plateau stage in all cores occurred synchronously at ~1235 cal. BP. This transition is also almost concurrent with the white river ash deposition. Permafrost thaw subsequently occurred at 532 ± 19 cal. BP (129 cm) in core BOG_{center} and at 86 cal. BP (61 cm) in core BOG_{edge}. Using the 1σ error window for the time length of each permafrost period and the total peat aggradation time, we estimate that permafrost was present for $32 \pm 2\%$ of the time in PLATEAU core, $16 \pm 1\%$ of the time in BOG_{edge}, and $8 \pm 2\%$ of the time in BOG_{center}. Recorded permafrost thaw events were always followed by accumulation of peat containing minerotrophic vegetation assemblages except for the last event that lead to the nowadays observable bog.

Table 7 : Macrofossil zones delimitation with description of the paleoenvironment, indicator taxa, relative abundance of the indicator taxa (RA), relative frequency of the indicator taxa (RF), indicator value of the indicator taxa, p-value of the indicator taxa, average inferred water table depth (WTD) for this zone from testate amoebae transfer function and number of samples (n) analysed for testate amoebae analysis.

Zones	Depth (cm)	Description	Indicator taxa	RA [cm ³] (%)	RF (%)	IV (%)	p	Average Inferred WTD (cm)	n		
PLATEAU	PI	0-25	Peat plateau	<i>Rhododendron groenlandicum</i> leaves <i>Ericaceae</i> rootlets <i>Cladonia</i> spp.	[0.7] (35) (8)	50 100 67	27 69 48	<0.05 <0.01 <0.01	20 ± 10	3	
	PII-a	25-50	Thermokarst fen	<i>Betula c.f. glandulosa</i> <i>Cicuta bulbifera</i> <i>Vaccinium</i> spp. leaves <i>Rhododendron groenlandicum</i> leaves Sedges	[3.8] [2.3] [1] [0.2]	75 50 50 50	23 71 63 11	<0.01 <0.01 <0.01 <0.05	9	2	
	PII-b	50-60	Peat plateau	<i>Rhododendron groenlandicum</i> leaves <i>Polytrichum</i> spp. <i>Sphagnum</i> spp. <i>Ericaceae</i> rootlets <i>Cladonia</i> spp.	[1.2] (<5) (32) (7) (5)	67 100 67 33 100	30 60 46 12 33	<0.05 <0.05 <0.05 <0.01 <0.01	32	2	
	PIII	60-110	Thermokarst fen	<i>Larix laricina</i> <i>Menyanthes trifoliata</i> seeds Sedges	[88] [0.6] (10)	83 50 83	68 50 33	<0.01 <0.01 <0.01	14 ± 5	3	
	PIV-a	110-150	Peat plateau	<i>Rhododendron groenlandicum</i> leaves <i>Ericaceae</i> rootlets <i>Cladonia</i> spp. Sedges	[1.9] (17) (<5) (11)	56 67 44 50	59 48 34 31	<0.05 <0.01 <0.01 <0.01		0	
	PIV-b	150-190	Fen	<i>Cladonia</i> spp. Sedges	(5) (11)	25 50	33 31	<0.01 <0.01		0	
	PV	190-210	Fen	<i>Larix laricina</i> <i>Menyanthes trifoliata</i> seeds <i>Myrica gale</i> leaves	[70] [0.3] [7]	75 75 25	47 36 34	<0.01 <0.01 <0.05		0	
	PVI	210-315	Fen / Shallow water wetland	Sedges <i>Scorpidium scorpioides</i> <i>Drepanocladus/Hamatocaulis</i>	(10) (44) (61)	50 33 17	43 46 41	<0.01 <0.05 <0.05		0	
	BOG _{center}	BI	0-75	Thermokarst bog	<i>Sphagnum</i> spp.	92	100	192	<0.005	7.5 ± 0.6	9
		BII	75-129	Thermokarst fen	<i>Sphagnum</i> spp. <i>Palludela squarosa</i> <i>Larix laricina</i> Above-ground sedges	25 20 <5 80	100 63 50 88	125 83 55 168	<0.005 <0.05 <0.05 <0.05	7.5 ± 2.7	5
		BIII	129 – 134	Peat plateau	<i>Sphagnum</i> <i>Ericaceae</i> rootlets <i>Cladonia</i>	<5 25 <5	100 67 25	105 92 30	<0.005 <0.05 <0.005	25.8	2
		BIV	135 – 250	Fen	Above-ground sedges	15	70	85	<0.05	21.6	2
		BV	250 – 314	Shallow water wetland	<i>Alnus</i> spp. <i>Myrica gale</i> Above-ground sedges <i>Cyperaceae</i> seeds	<5 <5 <5 <5	43 29 29 57	48 34 34 62	<0.05		0

Testate amoebae were abundant and well preserved in thermokarst bog peat but scarce or absent in permafrost plateau peat and minerotrophic peat. Low concentration of test is common in highly humified peat and fen peat (Jauhiainen 2002; Payne and Pates 2009) and might be

due to low abundance of testate amoebae at deposition, decomposition of tests or high abundance of material in the same size range as the tests left during preparation which dilutes the present tests (Payne and Mitchell, 2009).

Testate amoebae assemblages indicate that water table was deeper by 20-25 cm for the intervals delimited as peat plateau, thus corroborating the presence of permafrost during these periods (Table 7).

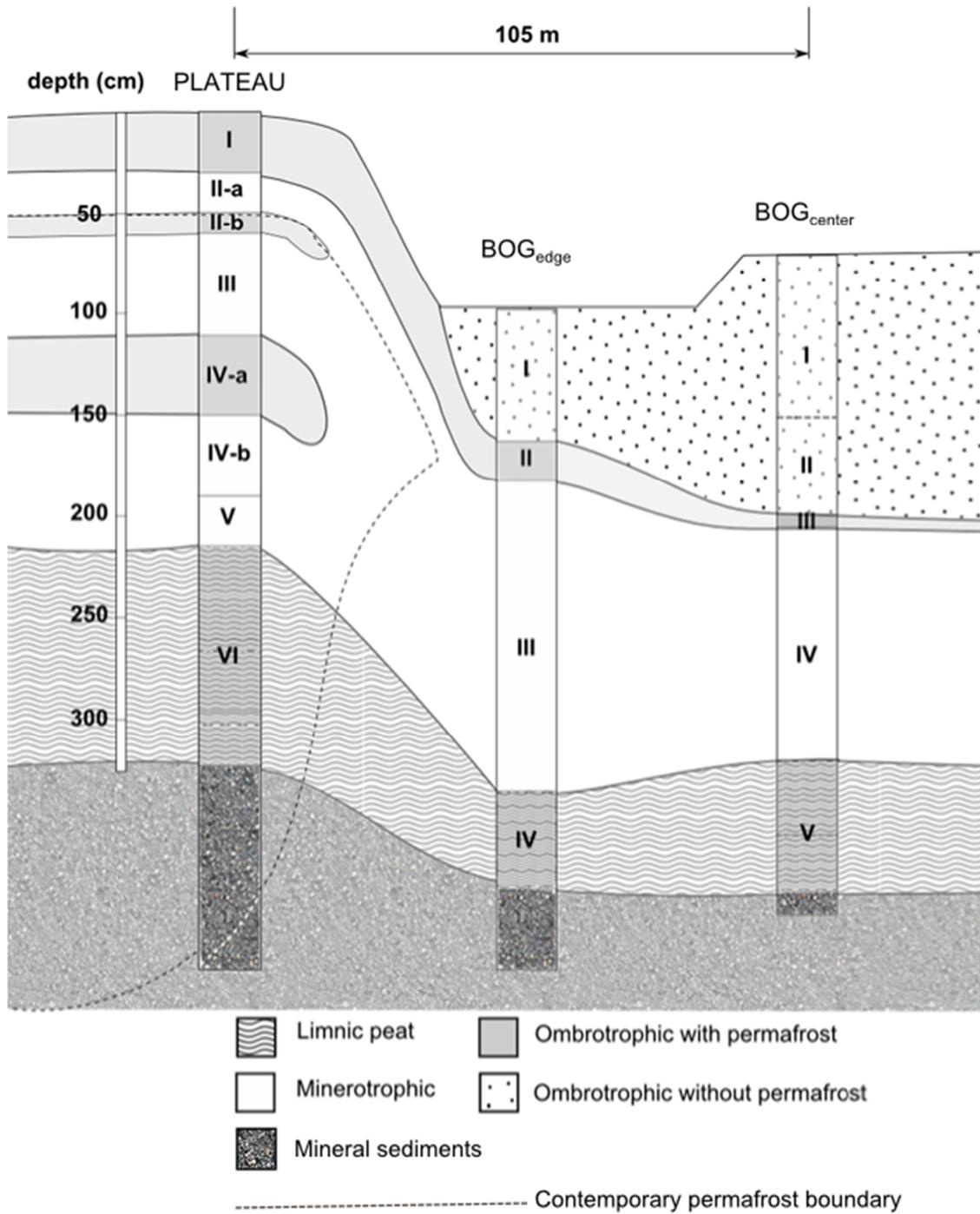


Figure 6: Schematic representation of the transect with indicated peat types

2.5.3 Fire events

Fire events occurred at least 18 times over the last 9000 years in the Scotty Creek vicinity but we estimate that only half of these events directly affected the current peat plateau area (Figure 7). Nine events were considered as extra-local events (fire did not reach the sampling location) because they only contained small particulate charcoal.

Regional fire frequency was highest between peat initiation and 6000 Cal BP with over three fire events per 1ka (Figure 7). Another peak period with a similar fire frequency is found between 2500 and 1500 Cal BP. For the last 1250 years, fire frequency was at its lowest value for the last 9000 years. Local and extra-local fire frequency were higher during permafrost periods than during non-permafrost periods. Detailed charcoal records are available in annex 5.

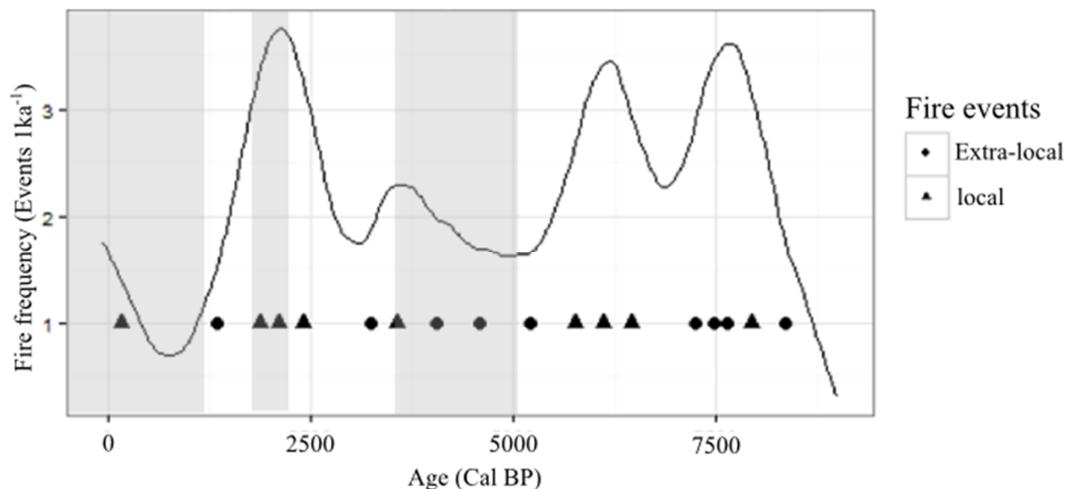


Figure 7: Fire frequency during the last 9000 years in the Scotty Creek watershed and fire events in terms of local (affecting the PLATEAU coring location) and extra-local (in the vicinity but not affecting coring location). Grey zones represent permafrost plateau periods.

2.5.4 Apparent carbon accumulation rates

ACAR in the limnic peat section of each core is high averaging $34 \pm 8.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ($n=3$) and decreases as peat accumulates (Figure 8). ACAR for permafrost periods is estimated at $11.0 \pm$

0.4 g C m⁻² a⁻¹ (n=4). This is significantly lower than ACAR for non-permafrost periods when excluding the BOG cores acrotelm, averaging 30.5 ± 19.7 (t=-3.2, df=13.4, p<0.01). Even if we exclude all peat accumulated as thermokarst, ACAR for non-permafrost periods is 23 ± 9.3 and this is still significantly higher than ACAR for permafrost periods (t=2.97, df=11.4, p<0.01). One period where permafrost was present exhibits large uncertainties for ACAR because of its small thickness (10-15 cm) (Figure 8). ACAR is probably overestimated for that short period and was not included in any statistical analysis.

After permafrost thaw, ACAR for the thermokarst bog peat is ~90 g C m⁻² a⁻¹ for BOG_{edge} and ~60 g C m⁻² a⁻¹ for BOG_{center} while ACAR for PLATEAU for the same period is only 13.2 g C m⁻² a⁻¹. This includes undecomposed SOM in the acrotelm of all cores.

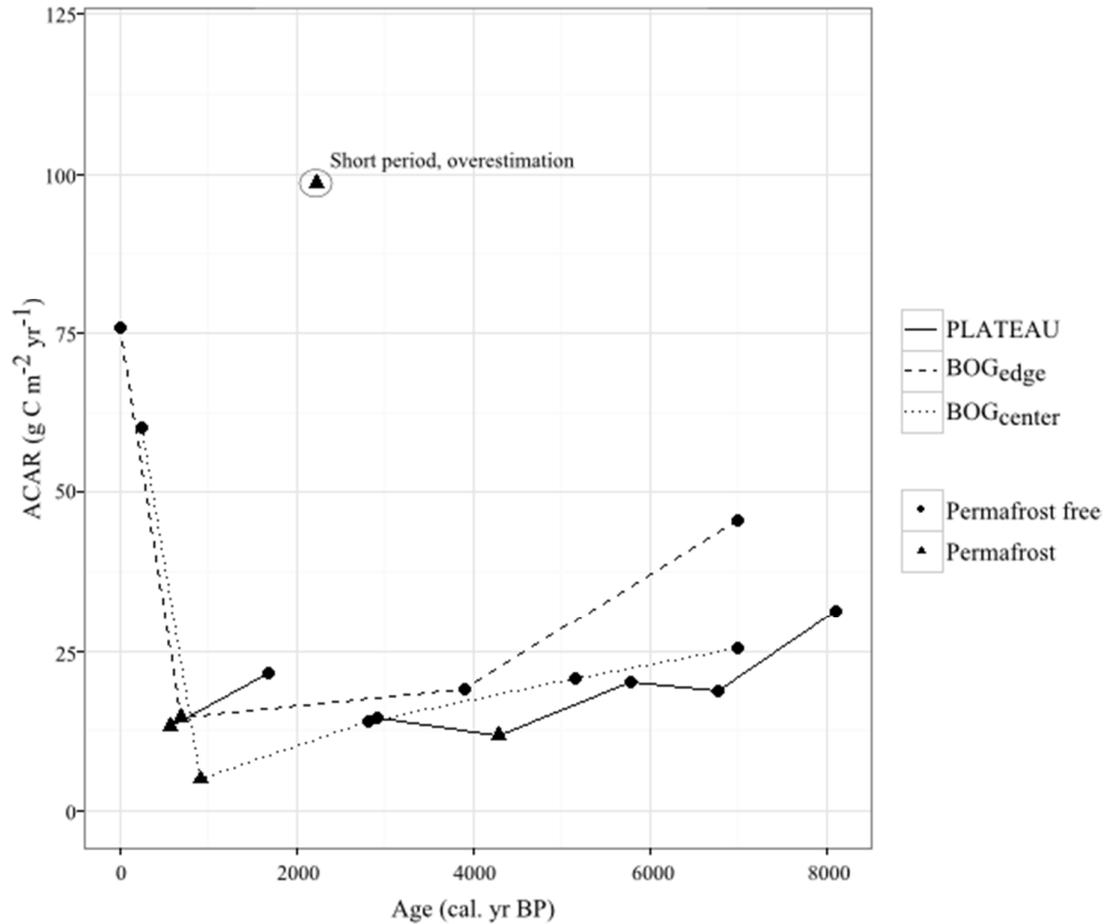


Figure 8: Apparent carbon accumulation rate for each macrofossil zone. Time (in x) is the mean age of each macrofossil zone.

The LORCA is 20.8 g C m⁻² a⁻¹ for PLATEAU, 21.8 g C m⁻² a⁻¹ for BOG_{edge} and 18.0 g C m⁻² a⁻¹ for BOG_{center}. The average LORCA for the transect is 20.8 ± 1.9 g C m⁻² a⁻¹ (n=3). The total amount of carbon accumulated in the PLATEAU core after peat initiation is larger than in the bog because PLATEAU started accumulating peat before BOG_{edge} and BOG_{center} (respectively 184, 153 and 110 Kg C m⁻²).

2.5.5 Peat humification

In all cores, C:N tends to decrease with depth (Figure 9). There is more variability in C:N ratios along PLATEAU and BOG_{edge} cores than along BOG_{center} core. C:N ratios vary from 20 to 45 in the catotelm peat of all cores and are higher in the acrotelm of the thermokarst bog (~60-80 for BOG_{edge} and ~50 for BOG_{center}). For all cores, C:N ratio is higher at the top and decreases with depth but in BOG_{center} it decreases more abruptly and stabilises at lower values than in BOG_{edge} or PLATEAU (Figure 9).

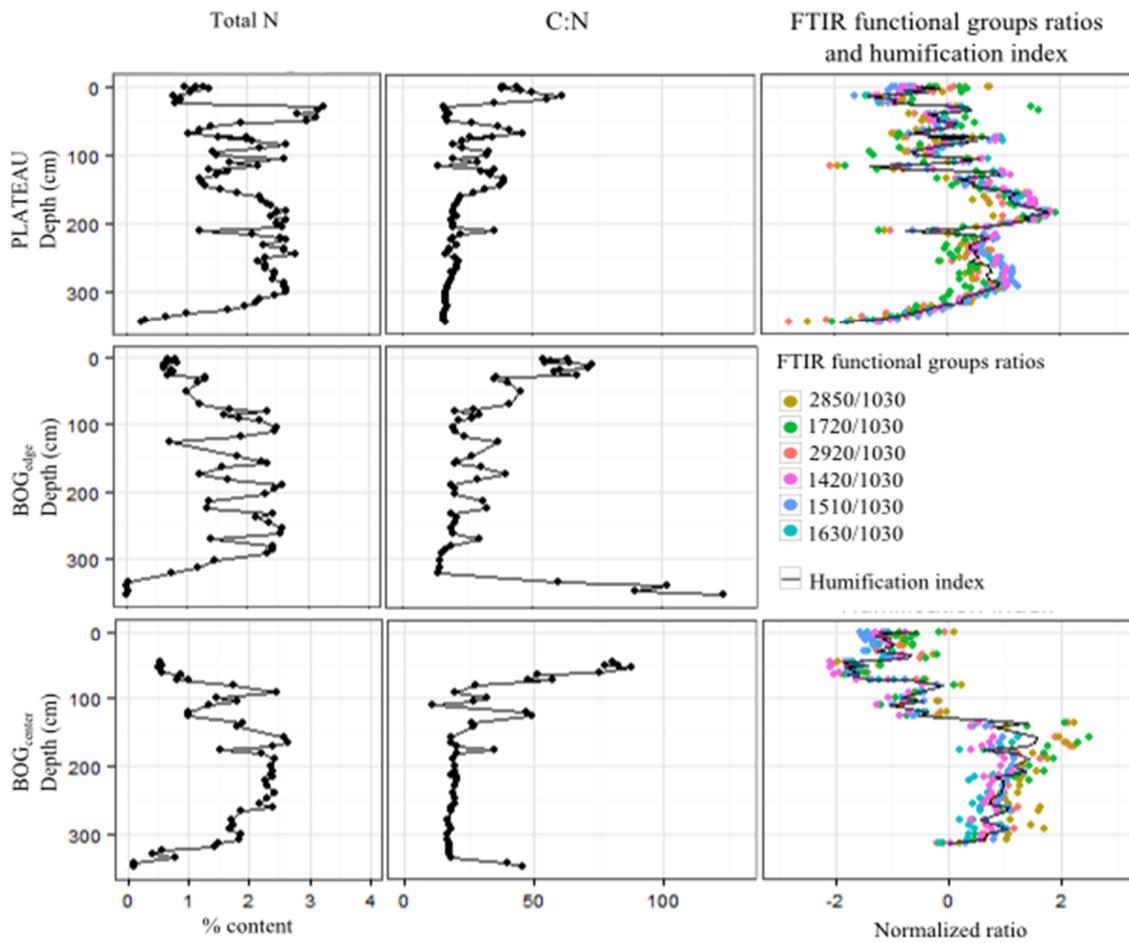


Figure 9: Total nitrogen, C:N ratio and humification index for PLATEAU, BOG_{edge} and BOG_{center}. Colored dots are individual characteristic group ratios as determined by FTIR analysis and black line (humification index) is the average of all normalized ratio.

Humification index tends to decrease with depth in all analysed cores. Values in the thermokarst bog peat section of BOG_{center} are significantly lower than PLATEAU peat of the same age BOG_{center} (paired t-test, df=4, $t= 2.9$, $p=0.02$). Peat accumulated between peat initiation time and BOG_{center} permafrost thaw have a significantly lower HI in PLATEAU compared to BOG_{center} (paired t-test, df=6, $t= -2.7$, $p=0.03$) (Figure 9).

C:N ratio is significantly higher in all cores for peat accumulated when permafrost was present (37 ± 12) compared to periods when permafrost was not present (22 ± 6) (df=26, $t=5.98$, $p<0.0001$). Humification index is significantly lower for peat accumulated as permafrost in PLATEAU than other peat types (df=41, $t=-2.84$, $p<0.01$) (Figure 10).

In PLATEAU, HI during for last 1200 years increase linearly with time since permafrost aggradation ($R^2= 0.54$, $p=0.02$). However, during the other two permafrost aggradation periods there was no significant relationship between HI and the time since permafrost thaw ($R^2= 0.13$, $p= 0.08$).

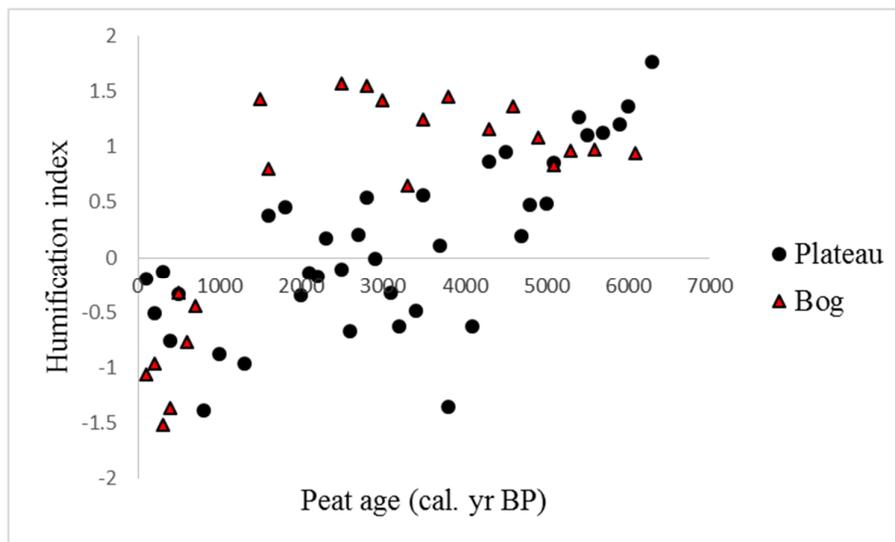


Figure 10: Relationship between peat age and peat humification index for PLATEAU and BOG_{center} cores

If we exclude the top metre of peat for each core where high concentration of modern undecomposed C is mostly found, humification index is significantly lower in PLATEAU ($t = -1.81$, $df=67$, $p=0.04$) but C:N ratios are not significantly different.

The limnic peat accumulated before peat initiation has no significant difference in C: N ratio or humification index between cores. There is also no significant difference in humification index of all peat accumulated before first permafrost aggradation (5050 cal. BP).

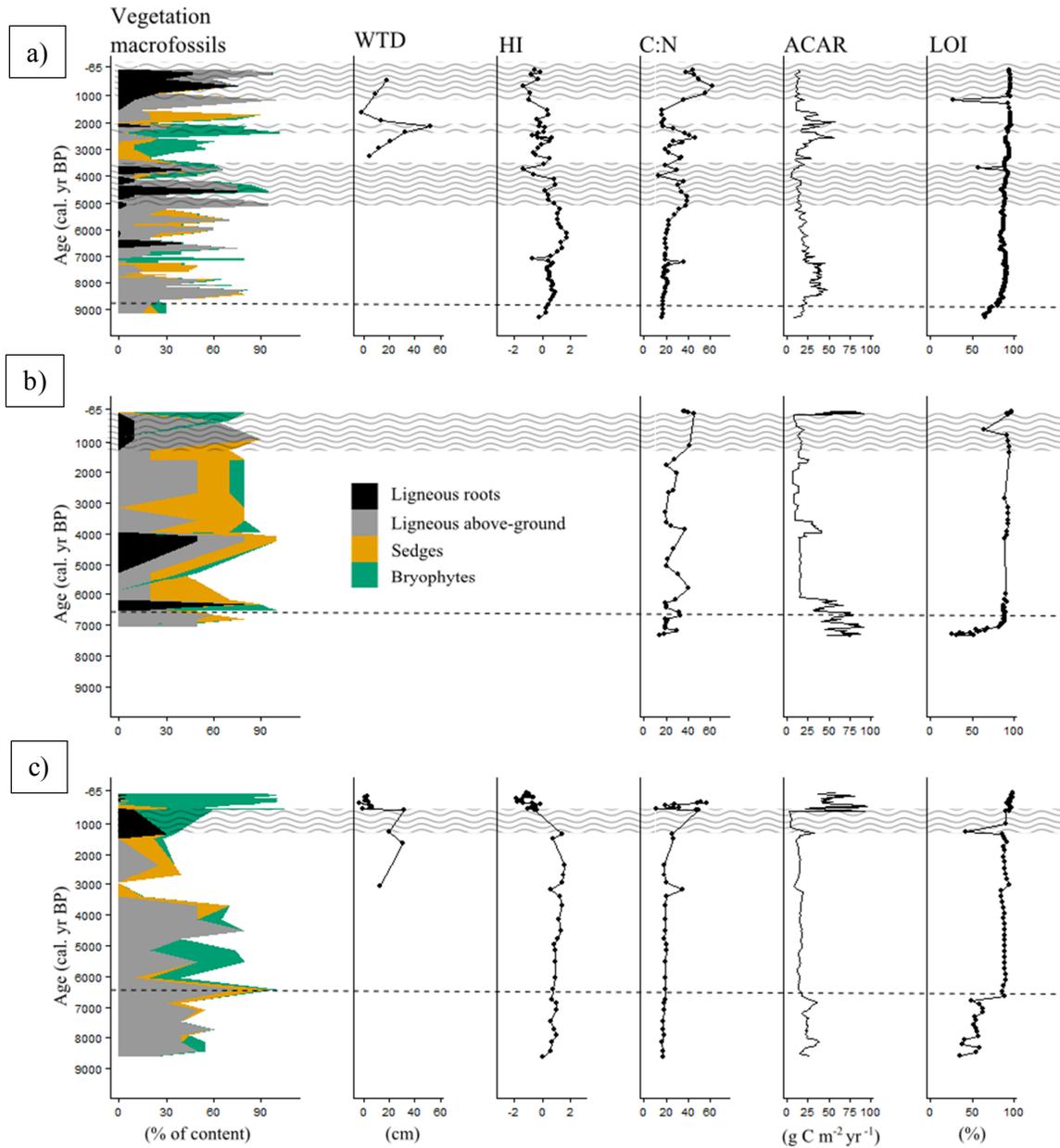


Figure 11: Synthesis of main macrofossil groups, water table depth reconstructions (WTD), humification index (HI), C : N ratios, Apparent carbon accumulation rate (ACAR) per 1 cm increment and LOI for a) PLATEAU, b) BOG_{edge} and c) BOG_{center}. Wavy pattern represent permafrost periods

2.6 DISCUSSION

2.6.1 Permafrost aggradation and thaw at Scotty Creek

Both external (allogenic) factors, such as climate shifts, and internal (autogenic) factors, such as insulation brought by peat accumulation or vegetation change, have been used to explain the aggradation of permafrost in western Canadian boreal peatlands (Zoltai, 1995). Our findings suggest that it is the interaction of several autogenic and allogenic factors that can explain the timing of permafrost aggradation and thaw in discontinuous permafrost peatlands of western Canada.

We found that climate cooling alone cannot explain the aggradation of permafrost at Scotty Creek. Climate reconstructions from the regional pollen records of central Canada (Viau and Gajewski, 2009) suggest that the Holocene Thermal Maximum (HTM) occurred during the period 5500 to 5000 cal. yr BP, when temperatures were slightly warmer than the period 6000 to 5500 cal. yr BP. The first permafrost aggradation event recorded in our chronosequence that occurred at 5065 cal. yr BP, at the end of HTM, was likely not caused uniquely by a cold climate. No trace of permafrost is found in the peat before HTM while air temperatures were lower than today. During the 4000 years since its initiation the peatland may have accumulated enough peat to emerge from ground water, thus modifying soil thermal properties. Dry peat has less thermal conductivity than wet peat and therefore loses less heat during winter time and preserves permafrost (O'Donnell et al., 2009). Thus, peat accumulation might have been the most important driver of permafrost aggradation at 5050 cal BP. However, temperatures did cool down by $\sim 1^{\circ}\text{C}$ during the period 5000 to 4500 cal. yr BP and that may explain why permafrost was stable in the permafrost core at this time. The period 1250 - 0 cal yr. BP corresponds to the coldest period since the HTM and the period with the highest precipitation. This corresponds to the period where permafrost aggradation was observed in all cores. Hence,

for this last permafrost event, climate cooling may have had an important role as observed by many other studies (e.g. Beilman et al., 2001; Beilman and Robinson, 2003; Oksanen, 2006; Oksanen et al., 2003, 2001; Zoltai, 1993, 1995) but peat deposit was also necessarily thicker at this time. Vertical peat accumulation may also lead to a switch from minerotrophic to ombrotrophic conditions allowing colonization by *Sphagnum* that rapidly accumulate SOM, exacerbating the peat dryness and its insulator properties. A single aggradation of permafrost was preceded by the growth of *Sphagnum fuscum* (2340 cal BP) while most other permafrost aggradations (5065 cal BP and 1250 cal BP) were not. Moreover, *Sphagnum* is present in small amounts in various locations throughout the bog profiles with no indications of associated permafrost aggradation. From our analysis, peat accumulation was an important driver of permafrost aggradation but *Sphagnum* was not the main driver of this accumulation. Changes in soil properties associated with the apparition of *Sphagnum* could not explain permafrost aggradation in this peatland.

Climate warming (Halsey et al., 1995), increased snow cover (Johansson et al., 2013; Payette et al., 2004) and fires (Zoltai, 1993) have been described as causes of permafrost thaw in boreal peatlands. We found that permafrost thaw was strongly linked to the occurrence of local fires, while there was no apparent relationship between the timing of permafrost thaw events and regional climate warming according to the regional climate reconstruction (Viau and Gajewski, 2009). All permafrost thaw events recorded co-occurred with local fire, but not all fire events initiated permafrost thaw. This pattern has been observed in discontinuous permafrost peatlands, where vegetation community changes following fire have been used to explain loss of permafrost (e.g. Bauer and Vitt, 2011; Zoltai, 1993). Even if western Canadian boreal peatlands vegetation succession allows a good resilience to fire (Kuhry, 1994) we believe it might be an important factor in peatlands where permafrost is warm and shallow. Fire can initiate or aggravate permafrost thaw by increasing snow cover, burning insulating

peat layers and increasing the active layer depth (Jorgenson et al., 2010; Turetsky et al., 2011; Yi et al., 2009; Zoltai, 1993).

2.6.2 Spatial variability in peatland development

At the Scotty Creek site, autogenic factors such as peat accumulation and vegetation changes allowed the aggradation of permafrost while allogenic factors such as climate and fire initiated permafrost thaw. As autogenic factors have not evolved in a spatially homogeneous way throughout peatland development, differences exist in the permafrost history even at a relatively fine scale (tens of meters). Moreover, permafrost degradation events caused by fire are also contributing to these differences in permafrost history since fires are both temporally and spatially stochastic events. This pattern is probably common to most boreal peatlands at the southern boundary of the discontinuous sporadic permafrost zone where permafrost is already at disequilibrium with annual air temperatures (Camill and Clark, 1998; Halsey et al., 1995; Thie, 1974). It highlights that multiple cores from a single site are needed for paleoenvironmental analysis of boreal peatlands susceptible to localised permafrost aggradation.

Thermokarst bog is a peat type absent of all cores before the last permafrost thaw started. It is likely that the more widespread distribution of permafrost in this area after 1250 cal BP modified drainage patterns and created areas that were separated from local hydrology. Thus, thermokarst bogs in the Scotty Creek watershed might be a relatively recent feature that could become rarer as permafrost thaws. Permafrost thaw has already started to increase connectivity between bogs in the lower Liard Valley (Connon et al., 2014)

2.6.3 Permafrost reduces surface carbon accumulation but enhances preservation of deep SOM

Permafrost periods have lower ACAR than non-permafrost periods. Modern ACAR for the thermokarst bogs are 5 to 6 times higher than the peat plateau when excluding the acrotelm.

ACAR of recorded paleo-peat-plateaus is also lower than ACAR of unfrozen periods by almost half. Yet, despite the fact that permafrost was apparently present over twice as long on the peat plateau (32% of the time vs. 16 and 8%, respectively for PLATEAU, BOG_{edge} and BOG_{center} cores) and that ACAR for peat plateau is lower than for thawed bogs and fens, LORCA were almost identical between the plateau and the bog (20.8 vs. 21.8 and 18.0 g C m⁻² a⁻¹).

The use of ACAR, LORCA and stoichiometric measures does not allow partitioning between the effect of production at a given time and subsequent decomposition after OM deposition. Such measures thus offer only limited insights into the mechanisms by which peat plateau accumulated similar amount of C, despite peat plateaus having a lower surficial accumulation. However, the well preserved peat in the peat plateaus suggests that differential decomposition rates between peat plateau and thawed peatland may be an important contributing factor.

Differences in peat humification between the plateau core and the bog center core could result from several mechanisms. We hypothesize that peat plateaus accumulate more recalcitrant SOM than fens, bogs or collapse features due to both different vegetation functional groups and higher charcoal accumulation rates. The decomposition rate of litter from peat plateau is lower than adjacent collapse features (Camill et al., 2001), greatly due to the lower OM lability of peat plateau vegetation (Turetsky et al., 2007). Longer residence time in the acrotelm also has an effect on the quality of the organic matter when included to the catotelm (Belyea and Malmer, 2004) but that would lead to more decomposed peat which is the opposite of what we observe for paleo-permafrost-plateau peat. Frequency and severity of fire might play a role in the inclusion of recalcitrant SOM as char in the peat profile. While a severe fire causes an immediate combustion of organic carbon, it may also allow the long term preservation of carbon as char (González-Pérez et al., 2004). Fire affected permafrost plateaus more frequently than non-permafrost peatlands but we found only one discontinuity in the age-depth profile indicating the loss of peat from a fire (in BOG_{center}).

Environmental conditions in the catotelm is the other avenue that could help understand why the bog is composed of more humified peat. While decomposition is slow in the thawed peatland catotelm as a result of anoxic conditions (Clymo, 1984), decomposition rates are even lower for permafrost peat (Rivkina et al., 2004). A relatively higher catotelm carbon mineralisation rate during non-permafrost stages may compensate the low rates of new peat accumulation (indicated by ACAR) and explain why the variability in duration of permafrost stages among cores did not affect LORCA in our transect.

Peat plateaus could therefore be seen as slow accumulating pools of low lability carbon, in which the low surficial carbon accumulation is compensated by an inhibited SOM decomposition in deep peat. Thermokarst bogs on the other hand are fast accumulating pools of high lability carbon that have a lesser ability to preserve SOM in deep peat. Hence, comparing surface ACAR along a thaw chronosequence as a proxy for NECB could generate misleading results.

Widespread permafrost degradation in boreal peatlands may lead to the rapid accumulation of carbon at the surface and be a negative feedback to climate change in the short term. However, if mineralization rates in the catotelm also increase, it is possible that the peatland may turn into a C source and thus act as a positive feedback (O'Donnell et al., 2011), Jones *et al.*, submitted) . Moreover, carbon accumulation at the surface sequesters CO₂ while anaerobic decomposition of thawed peatland releases a large proportion of carbon as CH₄ (Christensen et al., 2004; Johnston et al., 2014; Turetsky et al., 2007; Wickland et al., 2006) which has a higher short-term global warming potential.

2.7 CONCLUSION

Peatland development at Scotty Creek followed a classic terrestrialisation succession from shallow open water wetland to minerotrophic fen. Permafrost first aggregated at 5000 cal. yr

BP as a result of vertical peat accumulation followed by a climate cooling. Permafrost presence during the Holocene exhibits both spatial and temporal variability that highlight the fragile equilibrium allowing the presence of permafrost in this area. Fires have disturbed that equilibrium on many occasions causing repeated cycles of permafrost thaw and subsequent re-aggradation. Climate cooling around 1250 cal BP allowed a more widespread presence of permafrost but this permafrost remained sensitive to fire and started degrading at ~530 cal BP.

While permafrost conditions were found to reduce surface peat accumulation, our results suggest that this loss of C accumulation at the surface is compensated by the conservation of deep SOM leading to similar LORCA between areas frequently affected by permafrost and those that were not. We postulate that the peat plateaus allow a better preservation of soil carbon than non-permafrost peatland portions because they include less labile litter, they accumulate more carbon as charcoal and they inhibit catotelm decomposition processes under sub-zero temperatures.

Future studies should aim at comparing peat humification and lability in other permafrost affected peatlands to see if the trends highlighted in this study can be extrapolated. Areas with less frequent permafrost thaw and re-aggradation cycles or areas where *Picea mariana* is more productive could have a different long-term carbon cycling response to permafrost.

Thermokarst bogs are an uncommon feature in the paleo-environment of the studied area. Fens were the dominant peatland type before the first establishment of permafrost and will likely become dominant again if permafrost was to thaw further and increase regional hydrologic connectivity. It is uncertain whether the study of chronosequences from peat plateau to thermokarst bogs can be used to predict the long-term consequences of permafrost thaw in areas where permafrost is at risk to completely disappear. A recent synthesis suggests a more

likely trajectory towards an inundated arctic fen for most thawing permafrost peatlands (Swindles et al., 2015).

Nevertheless, our results stresses that surface ACAR should not be used solely to estimate the effect of permafrost thaw on carbon accumulation or past NECB in peatlands. As a result, it is uncertain whether the very high rates of recent ACAR observed in cores from thermokarst bogs is a true indication that permafrost thaw leads to increased C uptake in peatlands.

Aknowledgment:

Supporting funding to Nicolas Pelletier and Julie Talbot from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and to David Olefeldt through the Campus Alberta Innovates Program (CAIP). We thank Masson Stothart and Andrew Kolhenberg for their help in the field. Chemical analyses for this paper were partly carried out the laboratory of water air and soil analysis of ILÖK; we thank Melanie Tappe, Ulrike Metzelder and Niclas Kolbe for technical assistance. We also thank Bassam Ghaleb for assistance with ^{210}Pb analysis and to Alayn Larouche for his contribution to peat macrofossils identification. The *CharAnalysis* program was implemented for our needs with the help of Olivier Blarquez.

Chapitre 3 : Conclusion générale

L'article du chapitre 2 a confirmé que la présence du pergélisol dans la tourbière réduit bel et bien l'accumulation de carbone en surface tel qu'observé dans la littérature. Cependant, le pergélisol permet simultanément une meilleure préservation du carbone accumulé dans le passé. C'est donc dire qu'à long terme, le dégel du pergélisol dans les tourbières du nord-ouest Canadien pourrait avoir un effet nul ou négligeable sur le bilan de carbone terrestre de la région. À Scotty Creek, l'accumulation rapide de carbone dans un bog de thermokarst était quasiment équivalente à la perte de carbone dans les couches profondes. Cependant, cela ne permet pas d'avancer d'hypothèse sur l'effet du dégel du pergélisol sur le bilan radiatif atmosphérique. En fait, le partitionnement des flux entrants et sortants (CO₂ ou CH₄) pourrait faire en sorte que même si le bilan de carbone est nul, le bilan radiatif pourrait être impacté.

Les basses terres du nord-ouest Canadien comprennent certaines spécificités qui nous empêchent d'extrapoler ces observations à toute la région de pergélisol discontinue. Les tourbières de la région ont une épaisseur supérieure à d'autres grandes étendues de tourbières comme les basses-terres de la Baie d'Hudson ou les basses-terres de l'ouest de la Sibérie. De plus, le plateau étudié a connu des cycles d'aggradation et de dégel du pergélisol fréquents, ce qui est généralement rare dans les tourbières canadiennes, même dans l'ouest canadien en général.

L'accumulation nette à long terme ne semble pas être affectée par le pergélisol. Cependant, les mécanismes que nous avons utilisés pour expliquer ce phénomène, c'est-à-dire un taux de décomposition ralenti par le gel et l'inclusion de MO récalcitrante (en partie du charbon) dans les plateaux de pergélisol, demeurent des hypothèses à vérifier empiriquement. À tout le moins, deux contributions importantes de cet article auront été de (1) démontrer l'importance d'utiliser plusieurs carottes pour les reconstructions paléo-environnementales de tourbières abritant du

pergélisol localisé ou susceptible d'en avoir abrité dans le passé et (2) démontrer l'incompatibilité entre les mesures d'accumulation apparente du carbone (ACAR) en surface et le vrai effet sur la balance de carbone de l'écosystème dans les études se basant sur les chronoséquences de dégel du pergélisol.

Les études futures devraient inclure de façon plus explicite l'histoire du pergélisol dans la mesure des taux d'accumulation apparent à long terme de la tourbe. Ce faisant, il serait éventuellement possible de départager les effets de la qualité de la litière et des conditions de décomposition de la tourbe pour avoir une idée plus claire de l'effet net du pergélisol sur l'accumulation à long terme du carbone.

4. Références

- Admiral, S. W., Lafleur, P. M., & Roulet, N. T. (2006). Controls on latent heat flux and energy partitioning at a peat bog in eastern Canada. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1–4), 308–321. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.03.017>
- Aerts, R., Wallen, B., & Malmer, N. (1992). Growth-Limiting Nutrients in Sphagnum-Dominated Bogs Subject to Low and High Atmospheric Nitrogen Supply. *Journal of Ecology*, 80(1), 131–140. <http://doi.org/10.2307/2261070>
- Ali, A. A., Higuera, P. E., Bergeron, Y., & Carcaillet, C. (2009). Comparing fire-history interpretations based on area, number and estimated volume of macroscopic charcoal in lake sediments. *Quaternary Research*, 72(3), 462–468. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.07.002>
- Ali, A. A., Ghaleb, B., Garneau, M., Asnong, H., & Loisel, J. (2008). Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by Pb-210 and Cs-137 radiometric techniques. *Applied Radiation and Isotopes*, 66(10), 1350–1358. <http://doi.org/10.1016/j.apradiso.2008.02.091>
- Amiro, B. D., Stocks, B. J., Alexander, M. E., Flannigan, M. D., & Wotton, B. M. (2001). Fire, climate change, carbon and fuel management in the Canadian boreal forest. *International Journal of Wildland Fire*, 10(4), 405–413.
- Andersen, R., S. J. Chapman, R. R. E. Artz. (2013) Microbial Communities in Natural and Disturbed Peatlands: A Review. *Soil Biology and Biochemistry* n.57, pp.979–994.
- Anisimov, O., & Reneva, S. (2006). Permafrost and Changing Climate: The Russian Perspective. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 35(4), 169–175. [http://doi.org/10.1579/0044-7447\(2006\)35\[169:PACCTR\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[169:PACCTR]2.0.CO;2)
- Appleby, P. G., & Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *CATENA*, 5(1), 1–8. [http://doi.org/10.1016/S0341-8162\(78\)80002-2](http://doi.org/10.1016/S0341-8162(78)80002-2)
- Aylesworth, J. M., & Kettles, I. M. (2000). Distribution of fen and bog in the Mackenzie Valley, 60N. Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada Bulletin, 547.
- Bäckstrand, K., P. M. Crill, M. Jackowicz-Korczynski, M. Mastepanov, T. R. Christensen, and D. Bastviken (2010), Annual carbon gas budget for a subarctic peatland, northern Sweden, *Biogeosciences*, 7(1), 95–108, doi:10.5194/bg-7-95-2010.
- Baldocchi, D., Kelliher, F. M., Black, T. A., & Jarvis, P. (2000). Climate and vegetation controls on boreal zone energy exchange. *Global Change Biology*, 6(S1), 69–83. doi:[10.1046/j.1365-2486.2000.06014.x](http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.06014.x)

- Baltzer, J. L., Veness, T., Chasmer, L. E., Sniderhan, A. E., & Quinton, W. L. (2014). Forests on thawing permafrost: fragmentation, edge effects, and net forest loss. *Global Change Biology*, 20(3), 824–834. <http://doi.org/10.1111/gcb.12349>
- Bauer, I. E., & Vitt, D. H. (2011). Peatland dynamics in a complex landscape: Development of a fen-bog complex in the Sporadic Discontinuous Permafrost zone of northern Alberta, Canada. *Boreas*, 40(4), 714–726. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x>
- Bayley, S. E., Thormann, M. N., & Szumigalski, A. R. (2005). Nitrogen mineralization and decomposition in western boreal bog and fen peat. Repéré à <https://cfs.nrcan.gc.ca/publications?id=25975>
- Bedford, B. L., M. R. Walbridge, and A. Aldous. 1999. Patterns of nutrient availability and plant diversity of temperate North American wetlands. *Ecology* 80:2151–69.
- Begét, J., Mason, O., & Anderson, P. (1992). Age, Extent and Climatic Significance of the c. 3400 BP Aniakchak Tephra, Western Alaska, USA. *The Holocene*, 2(1), 51–56. <http://doi.org/10.1177/095968369200200106>
- Belyea, L. R., & Malmer, N. (2004). Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology*, 10(7), 1043–1052. <http://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00783.x>
- Bennett, K. D. (1996). Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist*, 132(1), 155–170. <http://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1996.tb04521.x>
- Benscoter, B. W., Greenacre, D., & Turetsky, M. R. (2015). Wildfire as a key determinant of peatland microtopography. *Canadian Journal of Forest Research*, 45(8), 1132–1136. <http://doi.org/10.1139/cjfr-2015-0028>
- Benscoter, B. W., Vitt, D. H., & Wieder, R. K. (2005). Association of postfire peat accumulation and microtopography in boreal bogs. *Canadian Journal of Forest Research*, 35(9), 2188–2193. <http://doi.org/10.1139/x05-115>
- Berg, B., Ekbohm, G. & McClaugherty, C. (1984) Lignin and holocellulose relations during long-term decomposition of some forest litters. Long-term decomposition in a Scots pine forest. IV. *Canadian Journal of Botany*, 62, 2540-2550.
- Biester, H., Knorr, K.-H., Schellekens, J., Basler, A., & Hermanns, Y.-M. (2014). Comparison of different methods to determine the degree of peat decomposition in peat bogs. *Biogeosciences*, 11(10), 2691–2707. <http://doi.org/10.5194/bg-11-2691-2014>
- Blaauw, M., & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457–474. <http://doi.org/10.1214/ba/1339616472>

- Booth, R. K., Lamentowicz, M., & Charman, D. J. (2010). Preparation and analysis of testate amoebae in peatland paleoenvironmental studies. *Mires and Peat*, 7(02), 1-7.
- Booth, R. K. (2008). Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in Sphagnum-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science*, 23(1), 43–57. <http://doi.org/10.1002/jqs.1114>
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science*, 294(5549), 2130–2136.
- Broder, T., Blodau, C., Biester, H., & Knorr, K. H. (2012). Peat decomposition records in three pristine ombrotrophic bogs in southern Patagonia. *Biogeosciences*, 9(4), 1479–1491. <http://doi.org/10.5194/bg-9-1479-2012>
- Bu, Z., Hans, J., Li, H., Zhao, G., Zheng, X., Ma, J., & Zeng, J. (2011). The response of peatlands to climate warming: a review. *Acta Ecologica Sinica*, 31(3), 157-162.
- Bubier, J. L., Moore, T. R., & Bledzki, L. A. (2007). Effects of nutrient addition on vegetation and carbon cycling in an ombrotrophic bog, *Global Change Biology*, 13(6), 1168–1186. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01346.x>
- Bubier, J. L., T. R. Moore, and S. Juggins (1995), Predicting methane emissions from bryophyte distribution in northern Canadian peatlands, *Ecology*, 76(3), 677–693.
- Burgess, M.M. and Smith, S.L. 2000. Shallow ground temperatures. In *The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a baseline for the assessment of environmental change*. Edited by Dyke, L.D. and Brooks, G.R. Geological Survey of Canada, Bulletin 547. pp. 89-103.
- Bradbury, I. K., & Grace, J. (1983). Primary production in wetlands. Chapitre 8 dans *Ecosystems of the World 4A Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*, ed., AJP Gore, 285-308.
- Bragazza, L., Buttler, A., Habermacher, J., Brancaleoni, L., Gerdol, R., Fritze, H. Johnson, D. (2012). High nitrogen deposition alters the decomposition of bog plant litter and reduces carbon accumulation. *Global Change Biology*, 18(3), 1163–1172. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02585.x>
- Bragazza, L., Siffi, C., Iacumin, P., & Gerdol, R. (2007). Mass loss and nutrient release during litter decay in peatland: The role of microbial adaptability to litter chemistry. *Soil Biology and Biochemistry*, 39(1), 257–267. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.07.014>
- Bridgman, S. D., Megonigal, J. P., Keller, J. K., Bliss, N. B., & Trettin, C. (2006). The carbon balance of North American. *Wetlands*, 26(4), 889–916.

- Bridgman, S. D., & Richardson, C. J. (1992). Mechanisms controlling soil respiration (CO₂ and CH₄) in southern peatlands. *Soil Biology and Biochemistry*, 24(11), 1089–1099. [http://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90058-6](http://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90058-6)
- Brown, D. R. N., Jorgenson, M. T., Douglas, T. A., Romanovsky, V. E., Kielland, K., Hiemstra, C., Ruess, R. W. (2015). Interactive effects of wildfire and climate on permafrost degradation in Alaskan lowland forests. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 120(8), 1619–1637. <http://doi.org/10.1002/2015JG003033>
- Brown, J., O. J. Ferrians Jr., J. A. Heginbottom, and E. S. Melnikov (2000), Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions, scale 1:10,000,000, U. S. Geological Survey., Washington, D. C.
- Camill, P. (2005). Permafrost Thaw Accelerates in Boreal Peatlands During Late-20th Century Climate Warming. *Climatic Change*, 68(1-2), 135–152. <http://doi.org/10.1007/s10584-005-4785-y>
- Camill, P., Lynch, J. A., Clark, J. S., Adams, J. B., & Jordan, B. (2001). Changes in Biomass, Aboveground Net Primary Production, and Peat Accumulation following Permafrost Thaw in the Boreal Peatlands of Manitoba, Canada. *Ecosystems*, 4(5), 461–478. <http://doi.org/10.1007/s10021-001-0022-3>
- Camill P (1999) Peat accumulation and succession following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada. *Ecoscience* 6: 592–602.
- Camill, P., & Clark, J. S. (1998). Climate Change Disequilibrium of Boreal Permafrost Peatlands Caused by Local Processes. *The American Naturalist*, 151(3), 207–222. <http://doi.org/10.1086/286112>
- Campbell, C., Vitt, D. H., Halsey, L. A., Campbell, I. D., Thormann, M. N., & Bayley, S. E. (2000). *Net primary production and standing biomass in the northern continental wetlands* (Vol. 369). Repéré à <http://cfs.nrcan.gc.ca/publications?id=11646>
- Chambers, F. M., Beilman, D. W., & Yu, Z. (2011). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat*, 7(7), 1-10.
- Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., Zhao, Y. (2013). Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 10(2), 929–944. <http://doi.org/10.5194/bg-10-929-2013>
- Charman, D. J. (2007). Summer water deficit variability controls on peatland water-table changes: implications for Holocene palaeoclimate reconstructions. *The Holocene*, 17(2), 217–227. <http://doi.org/10.1177/0959683607075836>

- Charman, D. J., & Warner, B. G. (1992). Relationship between testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) and microenvironmental parameters on a forested peatland in northeastern Ontario. *Canadian Journal of Zoology*, 70(12), 2474–2482. <http://doi.org/10.1139/z92-331>
- Chasar, L. S., Chanton, J. P., Glaser, P. H., Siegel, D. I., & Rivers, J. S. (2000). Radiocarbon and stable carbon isotopic evidence for transport and transformation of dissolved organic carbon, dissolved inorganic carbon, and CH₄ in a northern Minnesota peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4), 1095-1108.
- Chasmer, L., Quinton, W., Hopkinson, C., Petrone, R., & Whittington, P. (2011). Vegetation Canopy and Radiation Controls on Permafrost Plateau Evolution within the Discontinuous Permafrost Zone, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(3), 199–213. <http://doi.org/10.1002/ppp.724>
- Chasmer, L., Hopkinson, C., & Quinton, W. (2010). Quantifying errors in discontinuous permafrost plateau change from optical data, Northwest Territories, Canada: 1947–2008. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36(sup2), S211–S223. <http://doi.org/10.5589/m10-058>
- Cheng, G., & Wu, T. (2007). Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02S03. <http://doi.org/10.1029/2006JF000631>
- Christensen, T. R., Johansson, T., Åkerman, H. J., Mastepanov, M., Malmer, N., Friborg, T., ... Svensson, B. H. (2004). Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 31(4), L04501. <http://doi.org/10.1029/2003GL018680>
- Clague, J., Evans, S., Rampton, V., & Woodsworth, G. (1995). Improved Age Estimates for the White-River and Bridge-River Tephra, Western Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(8), 1172–1179. <http://doi.org/10.1139/e95-096>
- Cleveland, W. (1981). Lowess - a Program for Smoothing Scatterplots by Robust Locally Weighted Regression, *American Statistician*, 35(1), 54–54. <http://doi.org/10.2307/2683591>
- Clymo, R. S. (1984). The Limits to Peat Bog Growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*, 303(1117), 605–654. <http://doi.org/10.1098/rstb.1984.0002>
- Clymo, R. S. (1992). Models of peat growth. *Suo*, 43(4-5), 127-136.
- Clymo, R. S., Turunen, J., & Tolonen, K. (1998). Carbon Accumulation in Peatland. *Oikos*, 81(2), 368. <http://doi.org/10.2307/3547057>

- Coggins, A. M., Jennings, S. G., & Ebinghaus, R. (2006). Accumulation rates of the heavy metals lead, mercury and cadmium in ombrotrophic peatlands in the west of Ireland. *Atmospheric Environment*, 40(2), 260-278.
- Connon, R. F., Quinton, W. L., Craig, J. R., Hanisch, J., & Sonnentag, O. (2015). The hydrology of interconnected bog complexes in discontinuous permafrost terrains. *Hydrological Processes*, 29(18), 3831–3847. <http://doi.org/10.1002/hyp.10604>
- Connon, R. F., Quinton, W. L., Craig, J. R., & Hayashi, M. (2014). Changing hydrologic connectivity due to permafrost thaw in the lower Liard River valley, NWT, Canada. *Hydrological Processes*, 28(14), 4163–4178. <http://doi.org/10.1002/hyp.10206>
- Couillard, L., & Payette, S. (1985). Évolution holocène d'une tourbière à pergélisol (Québec nordique). *Canadian journal of botany*, 63(6), 1104-1121.
- Coulson, J. C., & Butterfield, J. (1978). An Investigation of the Biotic Factors Determining the Rates of Plant Decomposition on Blanket Bog. *Journal of Ecology*, 66(2), 631–650. <http://doi.org/10.2307/2259155>
- Craig, B. G. (1965). Glacial Lake McConnell, and the surficial geology of parts of Slave River and Redstone River map-areas, District of Mackenzie. Queen's Printer.
- Davidson, E. A., & Janssens, I. A. (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440(7081), 165–173. <http://doi.org/10.1038/nature04514>
- Dionne, J. C., & Seguin, M. K. (1992). Recherches sur le pergélisol dans la région de Blanc-Sablon, Québec. Geological Survey of Canada Paper, 92-1.
- Duckworth, J. C., Kent, M., & Ramsay, P. M. (2000). Plant functional types: an alternative to taxonomic plant community description in biogeography?, *Progress in Physical Geography*, 24(4), 515-542.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences*, 2. [http://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80209-4](http://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80209-4)
- Epstein, H., Calef, M., Walker, M., Chapin, F.S., Starfield, A., Detecting changes in arctic tundra plant communities in response to warming over decadal time scales, *Global Change Biology* 10 (8) (2004) 1325–1334.
- Forestry Canada. Fire Danger Group, Canada. Forestry Canada. Science, & Sustainable Development Directorate. (1992). Development and Structure of the Canadian Forest Fire

Behavior Prediction System (Vol. 3). Forestry Canada, Science and Sustainable Development Directorate.

- Farrish, K. W., & Grigal, D. F. (1988). Decomposition in an ombrotrophic bog and a minerotrophic fen in Minnesota. *Soil Science*, 145(5), 353-358.
- Flannigan, M., Stocks, B., Turetsky, M., & Wotton, M. (2009). Impacts of climate change on fire activity and fire management in the circumboreal forest. *Global Change Biology*, 15(3), 549–560. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01660.x>
- Flynn, W.W., (1968) The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chimica Acta* 43, 221–227.
- Frolking, S., Talbot, J., & Subin, Z. M. (2014). Exploring the relationship between peatland net carbon balance and apparent carbon accumulation rate at century to millennial time scales. *The Holocene*, 24(9), 1167–1173.
- Frolking, S., Talbot, J., Jones, M. C., Treat, C. C., Kauffman, J. B., Tuittila, E. S., & Roulet, N. (2011). Peatlands in the Earth's 21st century climate system. *Environmental Reviews*, 19(NA), 371-396.
- Frolking, S., Roulet, N. T., Tuittila, E., Bubier, J. L., Quillet, A., Talbot, J., & Richard, P. J. H. (2010). A new model of Holocene peatland net primary production, decomposition, water balance, and peat accumulation. *Earth System Dynamics*, 1(1), 1–21. <http://doi.org/10.5194/esd-1-1-2010>
- Frolking, S., Roulet, N. T., Moore, T. R., Richard, P. J., Lavoie, M., & Muller, S. D. (2001). Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation. *Ecosystems*, 4(5), 479-498.
- Garon-Labrecque, M.-È., Léveillé-Bourret, É., Higgins, K., & Sonnentag, O. (2016). Additions to the boreal flora of the Northwest Territories with a preliminary vascular flora of Scotty Creek. *The Canadian Field-Naturalist*, 129(4), 349–367.
- Glaser, P. H., Hansen, B. C. S., Siegel, D. I., Reeve, A. S., & Morin, P. J. (2004). Rates, Pathways and Drivers for Peatland Development in the Hudson Bay Lowlands, Northern Ontario, Canada. *Journal of Ecology*, 92(6), 1036–1053.
- Girardin, M. P., Ali, A. A., Carcaillet, C., Blarquez, O., Hely, C., Terrier, A., ... Bergeron, Y. (2013). Vegetation limits the impact of a warm climate on boreal wildfires. *New Phytologist*, 199(4), 1001–1011. <http://doi.org/10.1111/nph.12322>
- Goldammer, J. G., & Furyaev, V. (Eds.). (2013). Fire in ecosystems of boreal Eurasia (Vol. 48). Springer Science & Business Media.

- González-Pérez, J. A., González-Vila, F. J., Almendros, G., & Knicker, H. (2004). The effect of fire on soil organic matter—a review. *Environment International*, 30(6), 855–870. <http://doi.org/10.1016/j.envint.2004.02.003>
- Gorham, E. (1991) Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming, *Ecological Applications*, 1, 182–195
- Gunnarsson, U. (2005). Global patterns of Sphagnum productivity. *Journal of Bryology*, 27(3), 269–279. <http://doi.org/10.1179/174328205X70029>
- Gunnarsson U, Rydin H. (2000) Nitrogen fertilization reduces Sphagnum production in bog communities. *New Phytologist*, 147, 527–37.
- Güsewell S (2005) Nutrient resorption of wetland graminoids is related to the type of nutrient limitation, *Functional Ecology*, 19, 344–54
- Grimm, E. (1987). Coniss - a Fortran-77 Program for Stratigraphically Constrained Cluster-Analysis by the Method of Incremental Sum of Squares, *Computers & Geosciences*, 13(1), 13–35. [http://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](http://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7)
- Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat [GIEC] (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1–30, doi:10.1017/CBO9781107415324.004.
- 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.
- Hättenschwiler, S., & Vitousek, P. M. (2000). The role of polyphenols in terrestrial ecosystem nutrient cycling. *Trends in Ecology & Evolution*, 15(6), 238–243. [http://doi.org/10.1016/S0169-5347\(00\)01861-9](http://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)01861-9)
- Heginbottom, J.A., M.A. Dubreuil and P.A. Harker (1995) Canada - Permafrost, in: National Atlas of Canada, 5th Edition, National Atlas Information Service, Natural Resources Canada, MCR 4177.
- Hendon, D., & Charman, D. J. (1997). The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat, *The Holocene*, 7(2), 199–205. <http://doi.org/10.1177/095968369700700207>
- Higuera, P. E., Brubaker, L. B., Anderson, P. M., Hu, F. S., & Brown, T. A. (2009). Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs*, 79(2), 201–219. <http://doi.org/10.1890/07-2019.1>

- Hill, B. H., Elonen, C. M., Jicha, T. M., Kolka, R. K., Lehto, L. L. P., Sebestyen, S. D., & Seifert-Monson, L. R. (2014). Ecoenzymatic stoichiometry and microbial processing of organic matter in northern bogs and fens reveals a common P-limitation between peatland types. *Biogeochemistry*, 120(1-3), 203–224. <http://doi.org/10.1007/s10533-014-9991-0>
- Hogg, E. H., Lieffers, V. J., & Wein, R. W. (1992). Potential Carbon Losses From Peat Profiles: Effects of Temperature, Drought Cycles, and Fire. *Ecological Applications*, 2(3), 298–306. <http://doi.org/10.2307/1941863>
- Hoosbeek MR, Van Breemen N, Vasander H, Buttler A, Berendse F. (2002) Potassium limits potential growth of bog vegetation under elevated atmospheric CO₂ and N deposition. *Global Change Biology*, 8:1130–8.
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A. G., Ping, C.-L., Kuhry, P. (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps, *Biogeosciences*, 11(23), 6573–6593. <http://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
- Johansson, T., Malmer, N., Crill, P. M., Friborg, T., Åkerman, J. H., Mastepanov, M., & Christensen, T. R. (2006). Decadal vegetation changes in a northern peatland, greenhouse gas fluxes and net radiative forcing. *Global Change Biology*, 12(12), 2352–2369.
- Johansson, L.-G., & Linder, S. (1980). Photosynthesis of Sphagnum in Different Microhabitats on a Subarctic Mire. *Ecological Bulletins*, (30), 181–190.
- Johnston, C. E., Ewing, S. A., Harden, J. W., Varner, R. K., Wickland, K. P., Koch, J. C., ... Jorgenson, M. T. (2014). Effect of permafrost thaw on CO₂ and CH₄ exchange in a western Alaska peatland chronosequence. *Environmental Research Letters*, 9(8), 085004. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085004>
- Johnson, L. C., & Damman, A. W. H. (1991). Species-Controlled Sphagnum Decay on a South Swedish Raised Bog. *Oikos*, 61(2), 234–242. <http://doi.org/10.2307/3545341>
- Jones, Benjamin M., Guido Grosse, Christopher D. Arp, Eric Miller, Lin Liu, Daniel J. Hayes, and Christopher F. Larsen. (2015), Recent Arctic Tundra Fire Initiates Widespread Thermokarst Development, *Scientific Reports*, 5: 15865, doi:10.1038/srep15865.
- Jones, M. C., Booth, R. K., Yu, Z., & Ferry, P. (2013). A 2200-year record of permafrost dynamics and carbon cycling in a collapse-scar bog, interior Alaska. *Ecosystems*, 16(1), 1-19.
- Jones, M. C., & Yu, Z. (2010). Rapid deglacial and early Holocene expansion of peatlands in Alaska. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(16), 7347–7352. <http://doi.org/10.1073/pnas.0911387107>

- Jones, P D, Briffa, K R, Barnett, T P, and Tett, S F B (1998) High-resolution Palaeoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control Run Temperatures, Holocene, 8, 477–483.
- Jorgenson, M. T., Harden, J., Kanevskiy, M., O'Donnell, J., Wickland, K., Ewing, S., ... Koch, J. (2013). Reorganization of vegetation, hydrology and soil carbon after permafrost degradation across heterogeneous boreal landscapes. *Environmental Research Letters*, 8(3), 035017. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/035017>
- Jorgenson, M. T., Romanovsky, V., Harden, J., Shur, Y., O'Donnell, J., Schuur, E. A. G., ... Marchenko, S. (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change This article is one of a selection of papers from The Dynamics of Change in Alaska's Boreal Forests: Resilience and Vulnerability in Response to Climate Warming. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(7), 1219–1236. <http://doi.org/10.1139/X10-060>
- 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.
- Juggins, S. (2015) rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version (0.9-5). (<http://cran.r-project.org/package=rioja>).
- Juutinen, S., Bubier, J. L., & Moore, T. R. (2010). Responses of Vegetation and Ecosystem CO₂ Exchange to 9 Years of Nutrient Addition at Mer Bleue Bog. *Ecosystems*, 13(6), 874–887. <http://doi.org/10.1007/s10021-010-9361-2>
- Kelly, R.F., P.E. Higuera, C.M. Barrett, and F.S. Hu. (2011) A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records. *Quaternary Research* 75: 11-17.
- Koch, K. E. (1996) Carbohydrate-modulated gene expression in plants. *Annual Review of Plant Biology* 47, 509–540.
- Kokfelt, U., Struyf, E., & Randsalu, L. (2009). Diatoms in peat—Dominant producers in a changing environment?. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(8), 1764-1766.
- Korhola, A., Tolonen, K., Turunen, J., & Jungner, H. (1995). Estimating long-term carbon accumulation rates in boreal peatlands by radiocarbon dating, *Radiocarbon*, 37(2), 575-584.
- Kuhry, P. (1994). The Role of Fire in the Development of Sphagnum-Dominated Peatlands in Western Boreal Canada. *The Journal of Ecology*, 82(4), 899. <http://doi.org/10.2307/2261453>
- Kuhry, P., & Vitt, D. H. (1996). Fossil Carbon/Nitrogen Ratios as a Measure of Peat Decomposition. *Ecology*, 77(1), 271–275. <http://doi.org/10.2307/2265676>

- Kuhry, P. (2008). Palsa and peat plateau development in the Hudson Bay Lowlands, Canada: timing, pathways and causes. *Boreas*, 37(2), 316–327. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00022.x>
- Lafleur, P. M., Moore, T. R., Roulet, N. T., & Frohling, S. (2005). Ecosystem respiration in a cool temperate bog depends on peat temperature but not water table. *Ecosystems*, 8(6), 619–629.
- Lafleur, P. M., Roulet, N. T., Bubier, J. L., Frohling, S., & Moore, T. R. (2003). Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), 1036. <http://doi.org/10.1029/2002GB001983>
- Laiho, R. (2006). Decomposition in peatlands: Reconciling seemingly contrasting results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8), 2011–2024. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.02.017>
- Lamarre, A., Garneau, M., & Asnong, H. (2012). Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujuarapik, subarctic Québec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 186, 131–141.
- Lappalainen, E., (1996) Global Peat Resources. Saarijärven Offset Oy, Saarijärvi, Finland.
- Larmola, T., Bubier, J. L., Kobyljanec, C., Basiliko, N., Juutinen, S., Humphreys, E., ... Moore, T. R. (2013). Vegetation feedbacks of nutrient addition lead to a weaker carbon sink in an ombrotrophic bog. *Global Change Biology*, 19(12), 3729–3739. <http://doi.org/10.1111/gcb.12328>
- Lawrence, D.M., Slater, A.G., Romanovsky, V.E., and Nicolsky, D.J. (2008) Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter. *J. Geophys. Res.* 113(F2): F02011. doi:10.1029/2007JF000883.
- Lemmen, D. S., Duk-Rodkin, A., & Bednarski, J. M. (1994). Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 13(9), 805–828.
- Lerbekmo, J. F. (2008). The White River Ash: Largest Holocene Plinian tephra. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(6), 693–700. <http://doi.org/10.1139/E08-023>
- Levine, J. S., Iii, W. R. C., & Pinto, J. P. (1993). Biomass Burning. In M. A. K. Khalil (Ed.), *Atmospheric Methane: Sources, Sinks, and Role in Global Change* (pp. 299–313). Springer Berlin Heidelberg. Repéré à http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-84605-2_14
- Liblik, L. K., T. R. Moore, J. L. Bubier, and S. D. Robinson (1997), Methane emissions from wetlands in the zone of discontinuous permafrost: Fort Simpson, Northwest Territories, Canada, *Global Biogeochemical Cycles*, 11(4), 485–494.

- Liebner, S., Ganzert, L., Kiss, A., Yang, S., Wagner, D., & Svenning, M. M. (2015). Shifts in methanogenic community composition and methane fluxes along the degradation of discontinuous permafrost. *Frontiers in Microbiology*, 6. <http://doi.org/10.3389/fmicb.2015.00356>
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadell, J. G., Freeman, C., Holden, J., ... Schaepman-Strub, G. (2008). Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis. *Biogeosciences*, 5(5), 1475–1491. <http://doi.org/10.5194/bg-5-1475-2008>
- Limpens J, Berendse F (2003) Growth reduction of *Sphagnum magellanicum* subjected to high nitrogen deposition: The role of amino acid nitrogen concentration. *Oecologia* 135:339–345
- Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D. W., Camill, P., Alm, J., Amesbury, M. J., ... Zhou, W. (2014). A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene*, 24(9), 1028–1042. <http://doi.org/10.1177/0959683614538073>
- Loisel, J., Gallego-Sala, A. V., & Yu, Z. (2012). Global-scale pattern of peatland *Sphagnum* growth driven by photosynthetically active radiation and growing season length. *Biogeosciences*, 9(7), 2737-2746.
- Lorenz, K., & Lal, R. (2010). Carbon Dynamics and Pools in Major Forest Biomes of the World dans *Carbon sequestration in forest ecosystems*, Springer, Dordrecht, Pays-Bas
- Luo, Y., Wan, S. & Hui, D. (2001) Acclimatization of soil respiration to warming in tall grass prairie, *Nature*, 413, 622–625.
- Mäkiranta, P., Laiho, R., Fritze, H., Hytönen, J., Laine, J., & Minkkinen, K. (2009). Indirect regulation of heterotrophic peat soil respiration by water level via microbial community structure and temperature sensitivity. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(4), 695-703.
- Magnan, G., Lavoie, M., & Payette, S. (2012). Impact of fire on long-term vegetation dynamics of ombrotrophic peatlands in northwestern Québec, Canada. *Quaternary Research*, 77(1), 110–121. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.10.006>
- Malmer, N. (1988) Patterns in the growth and the accumulation of inorganic constituents in the *Sphagnum* cover on ombrotrophic bogs in Scandinavia. - *Oikos* 53: 105-120.
- Mann, M. E. (2001). Little ice age dans *Wiley: Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509. Repéré à <http://ca.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-0471977969.html>
- Manö, S., & Andreae, M. O. (1994). Emission of methyl bromide from biomass burning. *Science*, 1255-1255.

- Martini, I. P. (2006) The cold climate peatlands of the Hudson Bay Lowland, Canada: brief overview of recent work. dans Martini, I. P., Cortizas, A. M., and Chesworth, W. (eds.), *Peatlands: evolution and records of environmental and climatic changes*. Amsterdam: Elsevier, 53–84.
- Mauquoy, D., Hughes, P. D. M., & Van Geel, B. (2010). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7(06), 1-5.
- MATLAB and Statistics Toolbox Release 2012b, The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States.
- McGuire AD, Anderson LG, Christensen TR et al., (2009) Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79: 523–555.
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver, A. J., and Zhao, Z.-C.: Global climate projections, dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge Univ. Press, Cambridge, 747–845, 2007.
- Meteorological Service of Canada. (2002) National climate data archive of Canada. Environment Canada: Dorval, Quebec, Canada.
- Mikan, C. J., Schimel, J. P., & Doyle, A. P. (2002). Temperature controls of microbial respiration in arctic tundra soils above and below freezing. *Soil Biology and Biochemistry*, 34(11), 1785–1795. [http://doi.org/10.1016/S0038-0717\(02\)00168-2](http://doi.org/10.1016/S0038-0717(02)00168-2)
- Mitchell, E. A. D., Charman, D. J., & Warner, B. G. (2007). Testate amoebae analysis in ecological and paleoecological studies of wetlands: past, present and future. *Biodiversity and Conservation*, 17(9), 2115–2137. <http://doi.org/10.1007/s10531-007-9221-3>
- Moosavi, S. C., P. M. Crill, E. R. Pullman, D. W. Funk, and K. M. Peterson (1996), Controls on CH₄ flux from an Alaskan boreal wetland, *Global Biogeochemical Cycles*, 10(2), 287–296.
- Myers-Smith, I. H., Harden, J. W., Wilmking, M., Fuller, C. C., McGuire, A. D., & Chapin, F. S. (2008). Wetland succession in a permafrost collapse: interactions between fire and thermokarst. *Biogeosciences*, 5(5), 1273–1286.
- National Wetlands Working Group. (1997) The Canadian Wetland Classification System, 2nd Edition. Warner, B.G. and C.D.A. Rubec (eds.), Wetlands Research Centre, University of Waterloo, Waterloo, ON, Canada. 68 p.

National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce (NOAA),
ESRL Global Monitoring Division - Global Greenhouse Gas Reference Network. Repéré le
11 Avril 2016 de <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

- Nelson, F. E., Hinkel, K. M., & Outcalt, S. I. (1992). Palsa-scale frost mounds. In Periglacial Geomorphology: Proceedings of the 22nd Annual Binghampton Symposium in Geomorphology. John Wiley & Sons, Chichester, 305-325
- Norden, B., Fyfe, C. A., and McKinnon, M. S. (1986) ^{13}C CP/MAS NMR study of peat in the solid state, *International Peat Journal*, 1, 153– 164
- Oechel, W. C., & Billings, W. D. (1992). Effects of global change on the carbon balance of arctic plants and ecosystems. *Arctic ecosystems in a changing climate: an ecophysiological perspective*, 139-168.
- Oldfield, F., Richardson, N., and Abbleby, P. G., (1995) Radiometric dating (^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{241}Am) of recent ombrotrophic peat accumulation and evidence for changes in mass balance. *The Holocene*, 5: 141–148.
- Olefeldt, D., Roulet, N., Giesler, R., & Persson, A. (2013). Total waterborne carbon export and DOC composition from ten nested subarctic peatland catchments—importance of peatland cover, groundwater influence, and inter-annual variability of precipitation patterns. *Hydrological Processes*, 27(16), 2280–2294. <http://doi.org/10.1002/hyp.9358>
- Olefeldt, D., Turetsky, M. R., Crill, P. M., & McGuire, A. D. (2013). Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones. *Global Change Biology*, 19(2), 589–603. <http://doi.org/10.1111/gcb.12071>
- Olefeldt, D., and N. T. Roulet (2012), Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon (DOC) in a subarctic peatland complex, *Journal of Geophysical Research*, 118, G01005, doi:10.1029/2011JG001819
- O'Donnell, J. A., Romanovsky, V. E., Harden, J. W., & McGuire, A. D. (2009). The Effect of Moisture Content on the Thermal Conductivity of Moss and Organic Soil Horizons From Black Spruce Ecosystems in Interior Alaska, *Soil Science*, 174(12), 646–651. <http://doi.org/10.1097/SS.0b013e3181c4a7f8>
- 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.
- Ovenden, L. (1982). Vegetation history of a polygonal peatland, northern, Yukon. *Boreas*, 11(3), 209–224. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1982.tb00715.x>

- Page, S. E., Rieley, J. O., & Banks, C. J. (2011). Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Global Change Biology*, 17(2), 798–818. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02279.x>
- Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M., & Beauchemin, M. (2004). Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years, *Geophysical Research Letters*, 31(18)
- Pearce, N. J. G., Westgate, J. A., Preece, S. J., Eastwood, W. J., & Perkins, W. T. (2004). Identification of Aniakchak (Alaska) tephra in Greenland ice core challenges the 1645 BC date for Minoan eruption of Santorini. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(3), Q03005. <http://doi.org/10.1029/2003GC000672>
- Pewe, T. L. (2014). *The Periglacial Environment: Past and Present*. McGill-Queen's Press - MQUP.
- Pitkänen, A., Turunen, J., & Tolonen, K. (1999). The role of fire in the carbon dynamics of a mire, eastern Finland. *The Holocene*, 9(4), 453–462. <http://doi.org/10.1191/095968399674919303>
- Quinton, W. L., & Baltzer, J. L. (2013). The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 201-220.
- Quinton, W. L., Hayashi, M., & Chasmer, L. E. (2011). Permafrost-thaw-induced land-cover change in the Canadian subarctic: implications for water resources. *Hydrological Processes*, 25(1), 152–158. <http://doi.org/10.1002/hyp.7894>
- Quinton, W. L., Hayashi, M., & Chasmer, L. E. (2009). Peatland Hydrology of Discontinuous Permafrost in the Northwest Territories: Overview and Synthesis. *Canadian Water Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques*, 34(4), 311–328.
- R Core Team (2015). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rasband, W.S., ImageJ, U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, <http://imagej.nih.gov/ij/>, 1997-2015
- Rein, Guillermo, Natalie Cleaver, Clare Ashton, Paolo Pironi, and José L. Torero. (2008) The Severity of Smouldering Peat Fires and Damage to the Forest Soil. *Catena*, 74, no. 3 : pp.304–309.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., & Miller, J. R. (2011). *Process Geomorphology* (5 edition). Long Grove, Ill: Waveland Pr Inc.
- Rivkina, E., Laurinavichius, K., McGrath, J., Tiedje, J., Shcherbakova, V., & Gilichinsky, D. (2004). Microbial life in permafrost. *Advances in Space Research*, 33(8), 1215-1221.
- Robinson, S. D., & Moore, T. R. (2000). The Influence of Permafrost and Fire upon Carbon Accumulation in High Boreal Peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32(2), 155. <http://doi.org/10.2307/1552447>

- Rochefort, L., Vitt, D. H., & Bayley, S. E. (1990). Growth, production, and decomposition dynamics of *Sphagnum* under natural and experimentally acidified conditions. *Ecology*, 1986-2000.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R., and Bubier, J.L. (2007) Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Glob. Change Biol.* 13(2): 397–411. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01292.x.
- Rydin, H., Jeglum, J. K., & Jeglum, J. K. (2013), *The Biology of Peatlands, 2e*. OUP Oxford.
- Sannel, A. B. K., & Kuhry, P. (2011). Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 116, G03035. <http://doi.org/10.1029/2010JG001635>
- Sannel, A. B. K., & Kuhry, P. (2008), Long-term stability of permafrost in subarctic peat plateaus, west-central Canada. *The Holocene*, 18(4), 589–601. <http://doi.org/10.1177/0959683608089658>
- Sannel, A. B. K., & Kuhry, P. (2009). Holocene peat growth and decay dynamics in sub-arctic peat plateaus, west-central Canada. *Boreas*, 38(1), 13–24. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00048.x>
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A. G., & Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, 9(8), 085003. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003>
- Sheen, J. (1994) Feedback control of gene expression. *Photosynthetic Research*, 39, 427–438
- Schuur, E. a. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., ... Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546), 171–179. <http://doi.org/10.1038/nature14338>
- Schuur, E. A. G., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., ... Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle. *BioScience*, 58(8), 701–714. <http://doi.org/10.1641/B580807>
- Segers, R. (1998). Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41(1), 23–51. <http://doi.org/10.1023/A:1005929032764>
- Seppälä, M. (2011). Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. *Quaternary Research*, 75(2), 366-370.
- Seppälä, M. 1988: Palsas and related forms. In Clark, M.J., *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd, 247–78.

- Schuur, E. A. G., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., ... Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle. *BioScience*, 58(8), 701–714. <http://doi.org/10.1641/B580807>
- Smith, S. L., Riseborough, D. W., & Bonnaventure, P. P. (2015). Eighteen Year Record of Forest Fire Effects on Ground Thermal Regimes and Permafrost in the Central Mackenzie Valley, NWT, Canada: Eighteen Year Record of the Effects of Forest Fire on Ground Thermal Regimes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(4), 289–303. <http://doi.org/10.1002/ppp.1849>
- Smith, L.C., Sheng, Y., and Macdonald, G.M. (2007) A first panArctic assessment of the influence of glaciation, permafrost, topography and peatlands on northern hemisphere lake distribution, *Permafrost Periglacial Processes*, 18(2): 201–208. doi:10. 1002/ppp.581.
- Smith, M. W., & Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1–15. <http://doi.org/10.1002/ppp.410>
- Smith, D. G. (1994). Glacial lake McConnell: Paleogeography, age, duration, and associated river deltas, mackenzie river basin, western Canada. *Quaternary Science Reviews*, 13(9), 829–843. [http://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90004-3](http://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90004-3)
- Soudzilovskaia, N. A., Cornelissen, J. H. C., During, H. J., van Logtestijn, R. S. P., Lang, S. I., & Aerts, R. (2010). Similar cation exchange capacities among bryophyte species refute a presumed mechanism of peatland acidification. *Ecology*, 91(9), 2716–2726.
- Swindles, G. T., Morris, P. J., Mullan, D., Watson, E. J., Turner, T. E., Roland, T. P., ... Galloway, J. M. (2015). The long-term fate of permafrost peatlands under rapid climate warming. *Scientific Reports*, 5, 17951. <http://doi.org/10.1038/srep17951>
- Swindles, G. T., Amesbury, M. J., Turner, T. E., Carrivick, J. L., Woulds, C., Raby, C., Holden, J. (2015). Evaluating the use of testate amoebae for palaeohydrological reconstruction in permafrost peatlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 424, 111–122. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.004>
- Szumigalski, A. R., & Bayley, S. E. (1996). Net above-ground primary production along a bog-rich fen gradient in Central Alberta, Canada. *Wetlands*, 16(4), 467–476. <http://doi.org/10.1007/BF03161336>
- Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. a. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., & Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2), GB2023. <http://doi.org/10.1029/2008GB003327>

- Tarnocai, C., & Stolbovoy, V. (2006). Northern peatlands: their characteristics, development and sensitivity to climate change. *Peatlands: Evolution and Records of Environmental and Climate Changes, Developments in Earth Surface Processes*, 9, 17-51.
- Tarnocai C, Nixon FM, and Kutny L. (2004) Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites in the Mackenzie Valley, northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*. 15: 141–153.
- Thie, J. (1974). Distribution and Thawing of Permafrost in the Southern Part of the Discontinuous Permafrost Zone in Manitoba. *Arctic*, 27(3), 189–200.
- Throop, J., Lewkowicz, A. G., & Smith, S. L. (2012). Climate and ground temperature relations at sites across the continuous and discontinuous permafrost zones, northern Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(8), 865–876. <http://doi.org/10.1139/e11-075>
- Tolonen, K., & Turunen, J. (1996). Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change. *The Holocene*, 6(2), 171–178. <http://doi.org/10.1177/095968369600600204>
- Tolonen, M. (1985). Palaeoecological record of local fire history from a peat deposit in SW Finland. *Annales Botanici Fennici*, 22(1), 15–29.
- Treat, C. C., Jones, M. C., Camill, P., Gallego-Sala, A., Garneau, M., Harden, J. W., Valiranta, M. (2016). Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 121(1), 78–94. <http://doi.org/10.1002/2015JG003061>
- Treat, C. C., Wollheim, W. M., Varner, R. K., Grandy, A. S., Talbot, J., & Frohling, S. (2014). Temperature and peat type control CO₂ and CH₄ production in Alaskan permafrost peats. *Global Change Biology*, 20(8), 2674–2686. <http://doi.org/10.1111/gcb.12572>
- Treat, C.C. (2010) Modeling permafrost stability in peatlands with climate change and disturbance, M.Sc. thesis, University of New Hampshire, USA.
- Treseder, K. K., Mack, M. C., & Cross, A. (2004). Relationships Among Fires, Fungi, and Soil Dynamics in Alaskan Boreal Forests. *Ecological Applications*, 14(6), 1826–1838. <http://doi.org/10.1890/03-5133>
- Trumbore, S. E., Bubier, J. L., Harden, J. W., & Crill, P. M. (1999). Carbon cycling in boreal wetlands: A comparison of three approaches. *Journal of Geophysical Research*, 104(D22), 27673. <http://doi.org/10.1029/1999JD900433>
- Turetsky, M.R., Crow, S.E., Evans, R.J., Vitt, D.H., and Wieder, R.K. (2008) Tradeoffs in resource allocation among moss species control decomposition in boreal peatlands. *Journal of Ecology*, 96(6): 1297–1305.

- Turetsky, M. R., & Louis, V. L. S. (2006). Disturbance in Boreal Peatlands. In P. D. R. K. Wieder & P. D. D. H. Vitt (Eds.), *Boreal Peatland Ecosystems* (pp. 359–379). Springer Berlin Heidelberg. Repéré à http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-540-31913-9_16
- Turetsky, M. R., Wieder, R. K., Vitt, D. H., Evans, R. J., & Scott, K. D. (2007). The disappearance of relict permafrost in boreal north America: Effects on peatland carbon storage and fluxes. *Global Change Biology*, 13(9), 1922–1934. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01381.x>
- Turetsky, M. R., Manning, S. W., & Wieder, R. K. (2004). Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24(2), 324–356. [http://doi.org/10.1672/0277-5212\(2004\)024\[0324:DRPD\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1672/0277-5212(2004)024[0324:DRPD]2.0.CO;2)
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and subarctic regions, *The Holocene*, 12(1), 69–80. <http://doi.org/10.1191/0959683602hl522rp>
- Van Bellen, S., Garneau, M., Ali, A.A., Bergeron, Y. (2012) Did fires drive Holocene carbon sequestration in boreal ombrotrophic peatlands of eastern Canada? *Quaternary Research* , 78 (1), 50-59.
- Van Bellen, S., Garneau, M., & Booth, R. K. (2011). Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: Impact of climate-driven ecohydrological change. *The Holocene*, 21(8), 1217–1231.
- Vardy, S. R., Warner, B. G., & Aravena, R. (1997). Holocene Climate Effects on the Development of a Peatland on the Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories. *Quaternary Research*, 47(1), 90–104. <http://doi.org/10.1006/qres.1996.1869>
- Vardy, S. R., Warner, B. G., & Aravena, R. (1998). Holocene Climate and the Development of a Subarctic Peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Climatic Change*, 40(2), 285–313. <http://doi.org/10.1023/A:1005473021115>
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, (2013) Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 317–382, doi:10.1017/CBO9781107415324.012.
- Verhoeven, J. T. A., & Arts, H. H. M. (1992). Carex litter decomposition and nutrient release in mires with different water chemistry. *Aquatic Botany*, 43(4), 365–377. [http://doi.org/10.1016/0304-3770\(92\)90048-N](http://doi.org/10.1016/0304-3770(92)90048-N)

- Viau, A. E., & Gajewski, K. (2009). Reconstructing Millennial-Scale, Regional Paleoclimates of Boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate*, 22(2), 316–330. <http://doi.org/10.1175/2008JCLI2342.1>
- Vishnivetskaya T., Kathariou S., McGrath, J., DGilichinsky D., Tiedje J. (2000) Low-temperature recovery strategies for the isolation of bacteria from ancient permafrost sediments, *Extremophiles*, 3, pp. 165–173
- 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.
- Vitt, D. H. and Kuhry, P., (1992) Changes in moss-dominated wetland ecosystems. dans Bates, J. W. and Farmer, A. M. (eds.), *Bryophytes and Lichens in a Changing Environment*. Oxford: Clarendon Press, 178-210.
- Walker, T. N., Ward, S. E., Ostle, N. J., & Bardgett, R. D. (2015). Contrasting growth responses of dominant peatland plants to warming and vegetation composition. *Oecologia*, 178(1), 141–151. <http://doi.org/10.1007/s00442-015-3254-1>
- Wang, M., Moore, T. R., Talbot, J., & Richard, P. J. H. (2014b). The cascade of C:N:P stoichiometry in an ombrotrophic peatland: from plants to peat. *Environmental Research Letters*, 9(2), 024003. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/9/2/024003>
- Wang, M., Murphy, M. T., & Moore, T. R. (2013). Nutrient resorption of two evergreen shrubs in response to long-term fertilization in a bog. *Oecologia*, 174(2), 365–377. <http://doi.org/10.1007/s00442-013-2784-7>
- Weltzin, J.F., J. Pastor, C. Harth, S.D. Bridgham, K. Updegraff, C. Chapin (2000) Response of bog and fen plant communities to warming and water-table manipulations, *Ecology*, 81 (12) 3464–3478.
- Wickland, K. P., Striegl, R. G., Neff, J. C., & Sachs, T. (2006). Effects of permafrost melting on CO₂ and CH₄ exchange of a poorly drained black spruce lowland. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 111(G2), G02011. <http://doi.org/10.1029/2005JG000099>
- Wieder, R. K. (2006). Primary Production in Boreal Peatlands. In P. D. R. K. Wieder & P. D. D. H. Vitt (Eds.), *Boreal Peatland Ecosystems* (pp. 145–164). Springer Berlin Heidelberg. Retrieved from http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-540-31913-9_8
- Wisser, D., Marchenko, S., Talbot, J., Treat, C., & Frolking, S. (2011). Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing

- permafrost soils in North America. *Earth System Dynamics*, 2(1), 161–210. <http://doi.org/10.5194/esdd-2-161-2011>
- Woodland, W. A., Charman, D. J., & Sims, P. C. (1998). Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae. *The Holocene*, 8(3), 261–273. <http://doi.org/10.1191/095968398667004497>
- Wright N, Hayashi M, Quinton WL. (2009) Spatial and temporal variations in active layer thawing and their implication on runoff generation in peat-covered permafrost terrain. *Water Resources Research* 45:W05414.
- Yi, S., McGuire, A. D., Harden, J., Kasischke, E., Manies, K., Hinzman, L., Kim, Y. (2009). Interactions between soil thermal and hydrological dynamics in the response of Alaska ecosystems to fire disturbance. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G2), G02015. <http://doi.org/10.1029/2008JG000841>
- Yi, S., Woo, M., and Arain, M.A. (2007) Impacts of peat and vegetation on permafrost degradation under climate warming, *Geophysical Research Letters* 34(16): L16504. doi:10.1029/2007GL030550.
- Yu, Z. C. (2012). Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences*, 9(10), 4071–4085.
- Yu, Z., Beilman, D. W., Frohking, S., MacDonald, G. M., Roulet, N. T., Camill, P., & Charman, D. J. (2011). Peatlands and Their Role in the Global Carbon Cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(12), 97–98. <http://doi.org/10.1029/2011EO120001>
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., & Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13), L13402. <http://doi.org/10.1029/2010GL043584>
- Yu, Z., Vitt, D. H., Campbell, I. D., & Apps, M. J. (2003). Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 81(3), 267–282. <http://doi.org/10.1139/b03-016>
- Zhang, Y., Chen, W., & Riseborough, D. W. (2008). Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change. *Global and Planetary Change*, 60(3–4), 443–456. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.05.003>
- Zhao, Y., Yu, Z., Tang, Y., Li, H., Yang, B., Li, F., ... Zhou, A. (2014). Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50,000 years. *Earth-Science Reviews*, 128, 139–146. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.003>
- Zhao, Y., Yu, Z., & Zhao, W. (2011). Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: controls by insolation-driven temperature or monsoon-derived precipitation

changes? *Quaternary Science Reviews*, 30(9-10), 1173–1184.

<http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.006>

Zoltai, S. C., Morrissey, L. A., Livingston, G. P., & Groot, W. J. (1998). Effects of fires on carbon cycling in North American boreal peatlands. *Environmental Reviews*, 6(1), 13–24.

<http://doi.org/10.1139/a98-002>

Zoltai, S. C., (1995) Permafrost distribution in peatlands of west central Canada during the Holocene warm period 6000 years B.P. *Geographie physique et Quaternaire*, 49: 45-54.

Zoltai, S. C. (1993). Cyclic development of permafrost in the peatlands of northwestern Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 240-246.

Zoltai, S. C. et Tarnocai, C., (1975) Perennially frozen peatlands in the western Arctic and Subarctic of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12: 28-43.

Zoltai, S. C., (1972) Palsas and peat plateaus in central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Forest Research*, 2: 291-302.

Zoltai, S. C., & Tarnocai, C. (1971). Properties of a Wooded Palsa in Northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*, 3(2), 115–129.

Annexe 1: Résultats supplémentaires

TRANSECTS SUPPLÉMENTAIRES ANALYSÉS

But et objectifs :

Afin de déterminer si certains points clés décrits au chapitre 2 reflètent bien la dynamique de la tourbière de Scotty Creek, des données non-publiées provenant de trois transects supplémentaires ont été analysées. Pour chacun de ces transects, le contenu en carbone, les dates basales et les dates de dégel du pergélisol ont été analysés. Les ACAR de chaque bog de thermokarst ont été calculés de même que les LORCA de chaque carotte.

Les objectifs de cette analyse supplémentaire étaient de :

- 1) Valider la date d'initiation de la tourbière
- 2) Obtenir une estimation plus juste des taux d'accumulation apparents du carbone (ACAR) à la surface des bogs de thermokarst
- 3) Vérifier si les plateaux de pergélisol contiennent tous plus de carbone sous forme de MO que les bogs de thermokarst et
- 4) Confirmer que les LORCA ne sont pas différents dans les bogs d'effondrement et sur les plateaux de pergélisol.

Méthodologie

Choix des sites

La même méthode de collecte des carottes que celle décrite au chapitre 2 a été utilisée, mais trois carottes plutôt que deux ont été récoltées dans les bogs, pour un total de quatre carottes par transect. Les transects sont situés dans des bogs où des indices laissaient croire que

l'emplacement du bog était autrefois occupé par un plateau de pergélisol. Par exemple, de grands arbres morts penchés au milieu du bog indiquent le dégel d'un plateau de pergélisol depuis quelques décennies/siècles et la présence de *Sphagnum riparium* indique la formation récente d'un bog de thermokarst.

Contenus en carbone

N'ayant pas accès aux données de concentration en carbone par analyseur élémentaire, les contenus en carbone ont été mesurés en estimant la concentration en MO par perte au feu. La MO dans la tourbe est généralement composée de ~50% de carbone (Chambers et al., 2011). Le contenu en carbone total peut ensuite être calculé en prenant l'intégrale de chaque concentration en carbone le long du profil et en utilisant la profondeur comme ordonnée.

Identification des transitions majeures et datations

Des datations au radiocarbone ont été obtenues par spectrométrie accélérée de masse (AMS) pour les échantillons à l'interface entre les sédiments lacustres et le début de l'accumulation de tourbe pour chaque carotte ainsi que pour les transitions entre la tourbe de thermokarst et la tourbe de plateau de pergélisol. Les transitions étaient facilement identifiables puisque la tourbe de bog de thermokarst se distingue à l'œil nu par son contenu élevé en sphaigne.

Des macrorestes végétaux identifiés ont été envoyés au Carbon, Water and Soils Lab du USDA Forest Service en 2014. Les dates obtenues ont ensuite été calibrées à l'aide de la courbe IntCal13 (Reimer et al., 2013). La moyenne de la plage de dates possibles selon une distribution d'un écart type autour de la date calibrée a été utilisée.

Taux d'accumulation apparent du carbone (ACAR) et taux d'accumulation à long terme du carbone (LORCA)

Le ACAR depuis le dégel du pergélisol a été calculé pour les bogs de thermokarst en divisant le stock de carbone accumulé suite au dégel par la date calibrée de dégel. Le LORCA de chaque

carotte a été calculé en divisant le stock total de carbone mesuré pour une carotte par sa date basale.

Résultats

Concentrations en matière organique

Les concentrations en MO mesurées varient entre 0.025 et 0.175 g MO cm⁻³. Dans les bogs, la concentration en MO diminue près de la surface (Figure A1) en raison d'une baisse de la densité de la tourbe dans cette section. Dans les plateaux de pergélisol, le contenu volumétrique en MO ne diminue pas près de la surface et le contenu moyen en MO pour les profondeurs sous 1m est généralement moins élevé que dans les bogs.

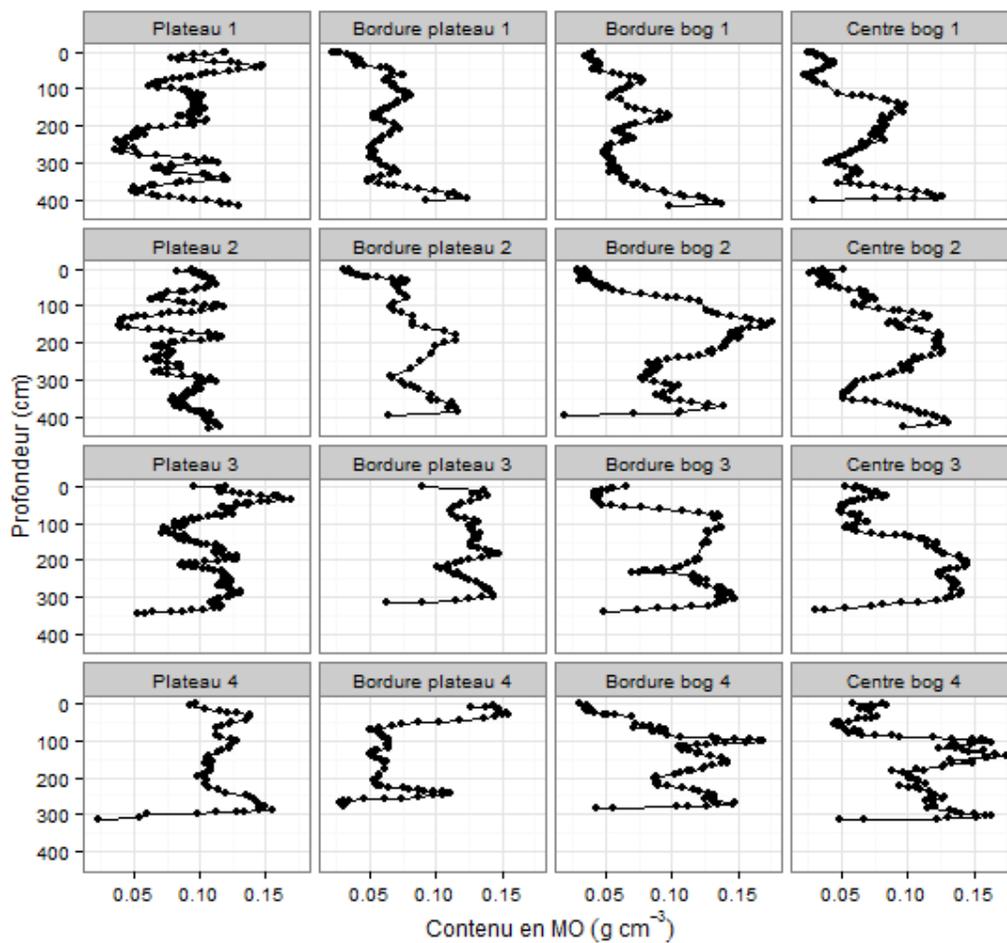


Figure A1: Contenus en matière organique par profondeur pour chaque carotte des 4 transects, incluant celui présenté au chapitre 2.

Carbone total accumulé

ACAR depuis le dégel

Les taux d'accumulation apparents du carbone sont plus élevés pour les secteurs des bogs ayant dégelé plus récemment. Des taux d'accumulation entre 100 et 125 g C m⁻² a⁻¹ sont observés dans les bogs de thermokarst de moins de 200 ans tandis les bogs plus âgés ont des taux d'accumulation variant entre 25 et 75 g C m⁻² a⁻¹ (Figure A2).

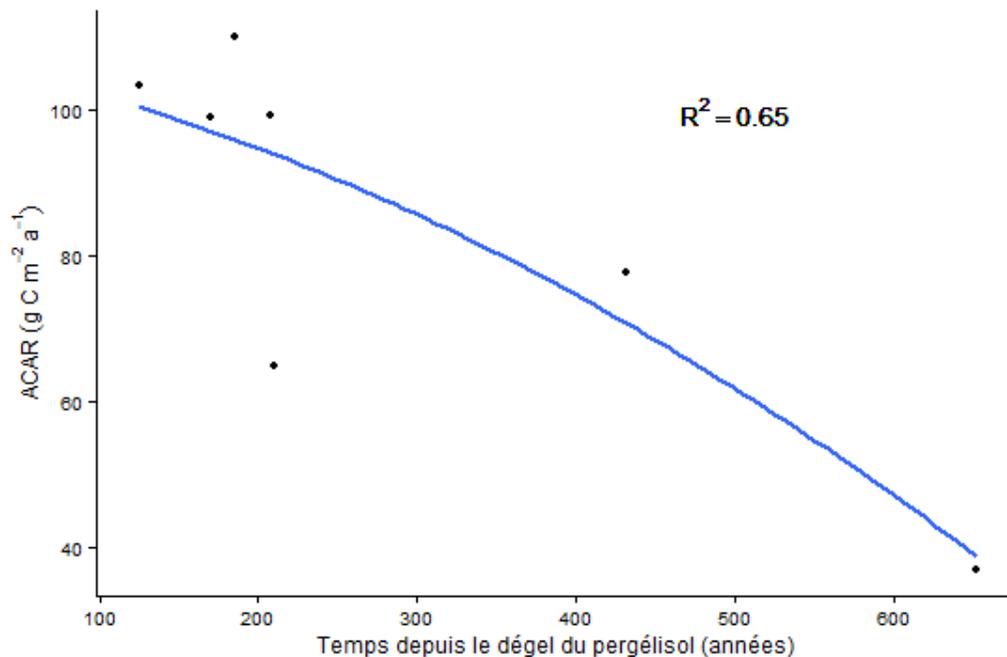


Figure A2: Accumulation apparente dans les bogs en fonction du temps depuis le dégel du pergélisol (les données du chapitre 2 ont été ajoutées au graphique)

LORCA

Pour un même transect, le contenu en carbone des plateaux de pergélisol est systématiquement plus élevé que celui des sections les plus âgées des bogs de thermokarst (Figure A3-A). Par contre, les dates plus vieilles à la base des carottes expliquent parfois ces différences (Figure A3-B). Dans certains cas, comme pour les transects 2 et 3, le contenu en carbone total est égal ou supérieur dans certaines sections des bogs (Figure A3-A).

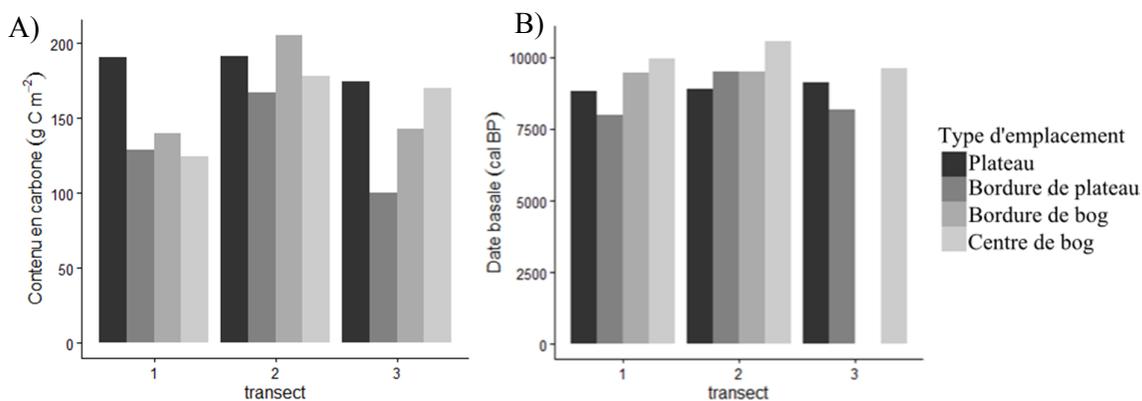


Figure A3 A) Contenu en carbone total pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement. B) Date basale pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement.

Les LORCA sont généralement plus élevés pour les plateaux de pergélisol que les bogs de thermokarst ($t = 2.3273$, $df = 11.378$, $p < 0.05$). Les centres des bogs, c'est-à-dire les secteurs dégelés depuis plus longtemps, démontrent les LORCA les plus faibles de leur transects respectifs sauf pour un des transect dans lequel la bordure du bog de thermokarst présente un LORCA plus faible que le centre (Figure A4).

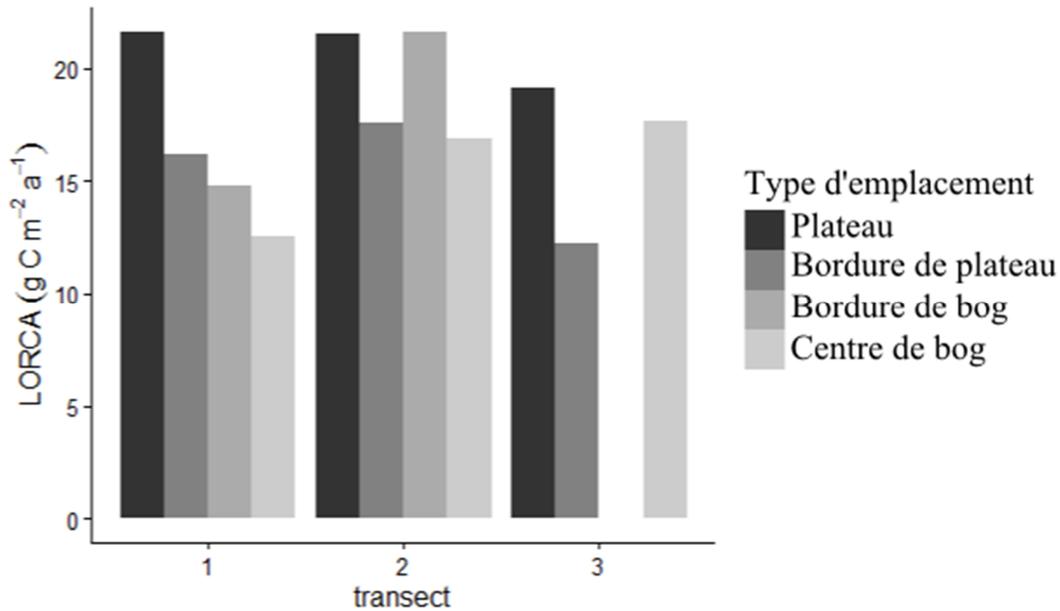


Figure A4: LORCA pour chaque carotte de chaque transect par type d'emplacement.

Discussion

- 1) Valider la date d'initiation de la tourbière

La diversité des dates basales obtenues pour les transects supplémentaires confirme que l'initiation de l'accumulation de tourbe n'a pas été synchrone à travers le site, probablement en raison de différences dans la topographie sous-jacente à la tourbe. Toutes les dates basales obtenues se situent entre 7500 cal. BP et 10500 cal. BP, ce qui est en accord avec les dates basales obtenues pour le transect décrit au chapitre 2.

- 2) Obtenir une estimation plus juste des taux d'accumulation apparents du carbone (ACAR) à la surface des bogs de thermokarst

Les ACAR observés dans les bogs de thermokarst semblent légèrement plus élevés que ceux calculés au chapitre 2. Toutefois, les différences pourraient être dues à la méthodologie différente utilisée. Au chapitre 2, les ACAR avaient été calculés grâce aux concentrations en

carbone par analyseur élémentaire tandis que pour ces transects supplémentaires, ils ont été calculés en mesurant la concentration en MO et en supposant une concentration égale en carbone dans la MO. En utilisant la même méthodologie pour tous les transects, les valeurs sont tous dans le même ordre de grandeur (Figure 15).

Les ACAR dans les bogs de thermokarst sont plus élevés dans les 200 ans après le dégel du pergélisol suite à quoi ils diminuent rapidement. Ces résultats viennent confirmer la tendance observée grâce aux datations au ^{210}Pb dans le bog du chapitre 2.

- 3) Vérifier si les plateaux de pergélisol contiennent tous plus de carbone sous forme de MO que les bogs de thermokarst et
- 4) Confirmer que les LORCA ne sont pas différents dans les bogs d'effondrement et sur les plateaux de pergélisol.

Tel qu'observé au chapitre 2, les plateaux de pergélisol contiennent de façon générale plus de carbone sous forme de MO que les bogs de thermokarst. Dans tous les cas, le LORCA était significativement plus élevé que dans les bogs de thermokarst ce qui vient une fois de plus renforcer les conclusions de l'étude précédente.

Annexe 2: Analyses de ^{210}Pb

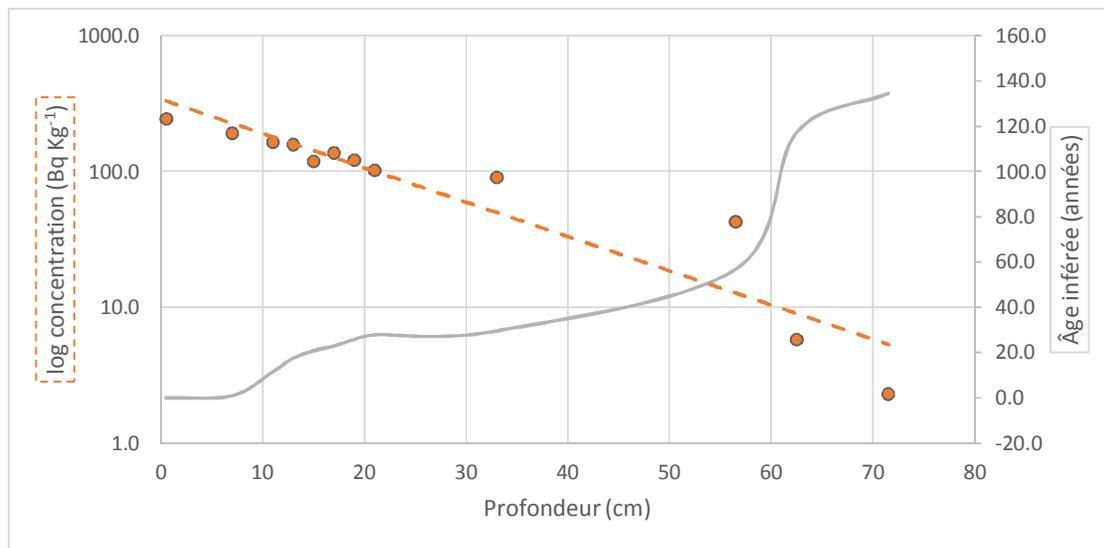


Figure A5 : Concentrations de ^{210}Pb et âge inférée par profondeur pour la carotte BOG_{edge}

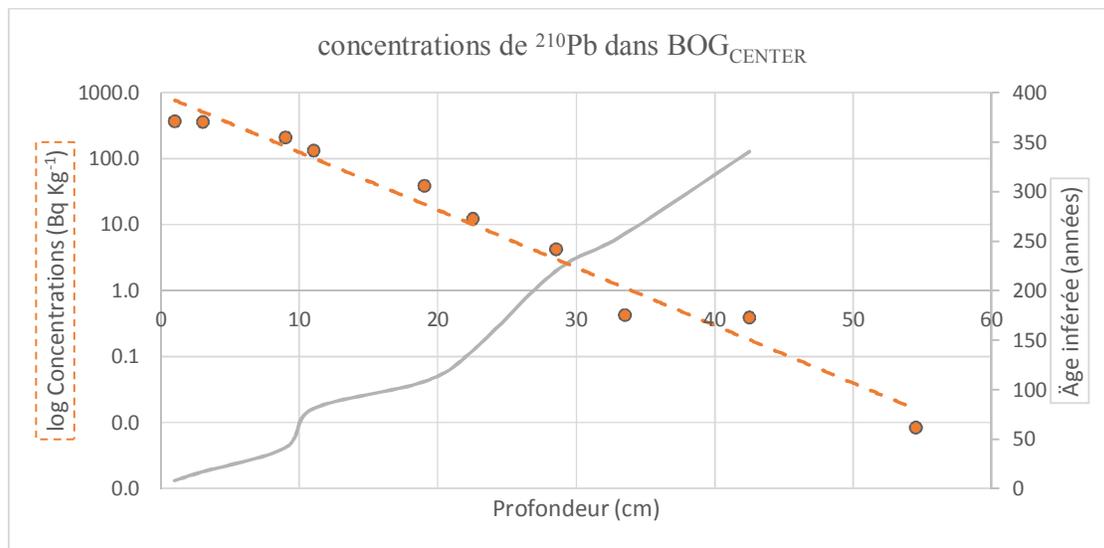


Figure A6 : Concentrations de ^{210}Pb et âge inférée par profondeur pour la carotte BOG_{edge}

Annexe 3: Diagrammes de macrorestes végétaux

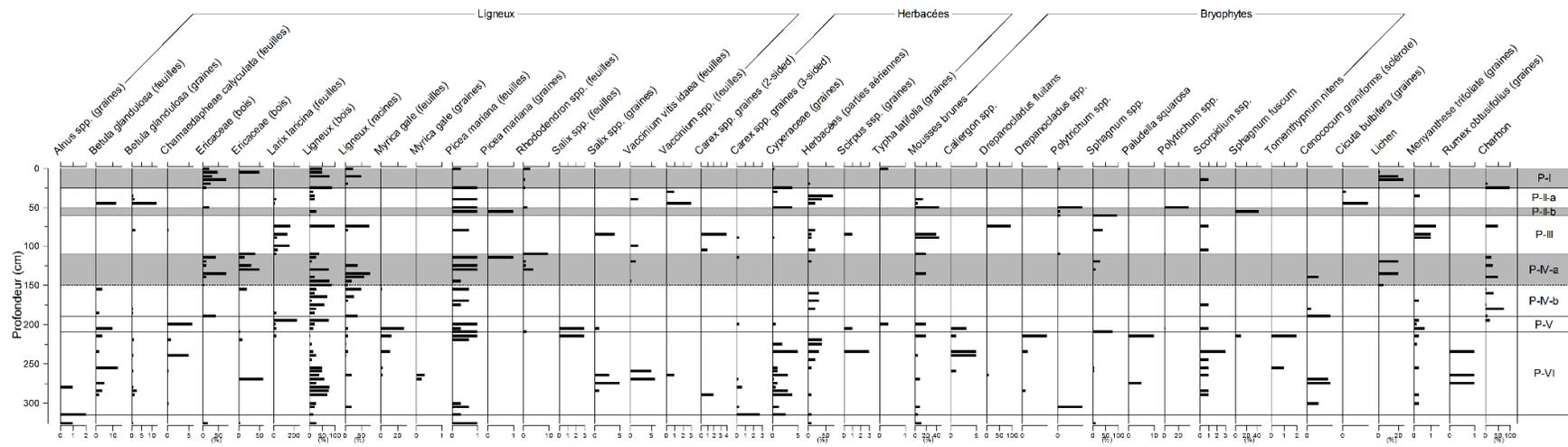


Figure A7: Macrorestes végétaux identifiés pour la carotte PLATEAU. Les zones en gris représentent des périodes de pergélisol

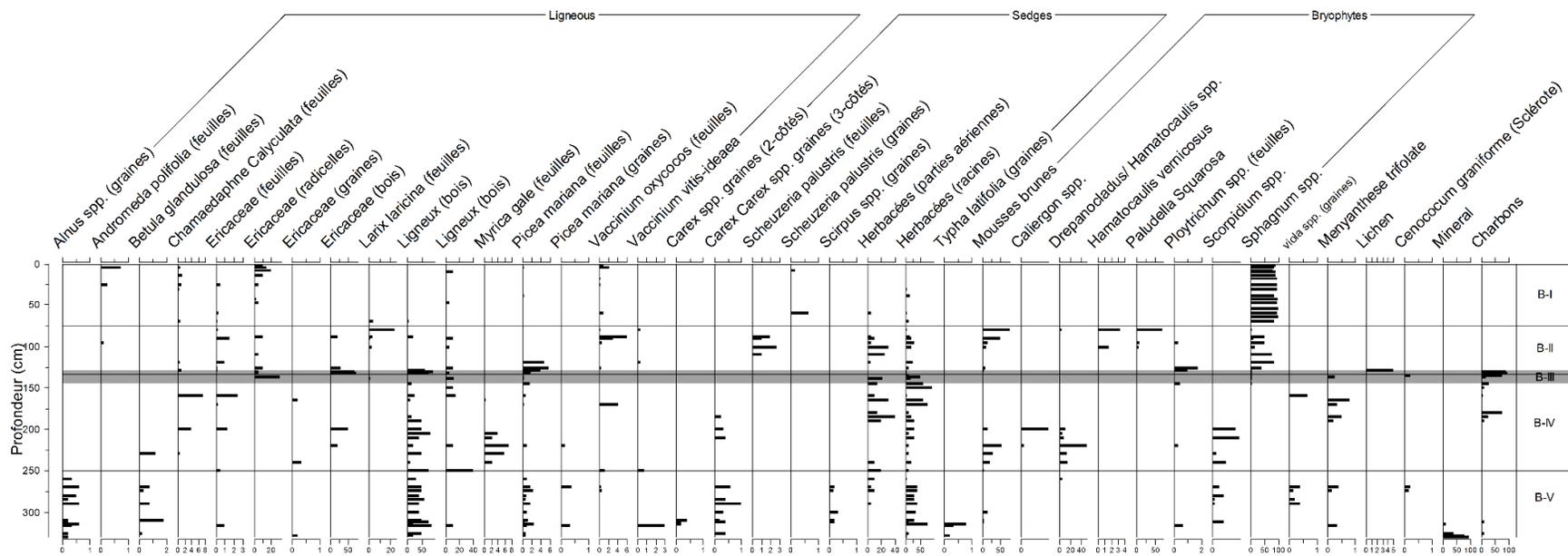


Figure A8: Macrorestes végétaux identifiés pour la carotte BOG_{center}. Les zones en gris représentent des périodes de pergélisol

Annexe 4: Diagrammes de thécamoebiens

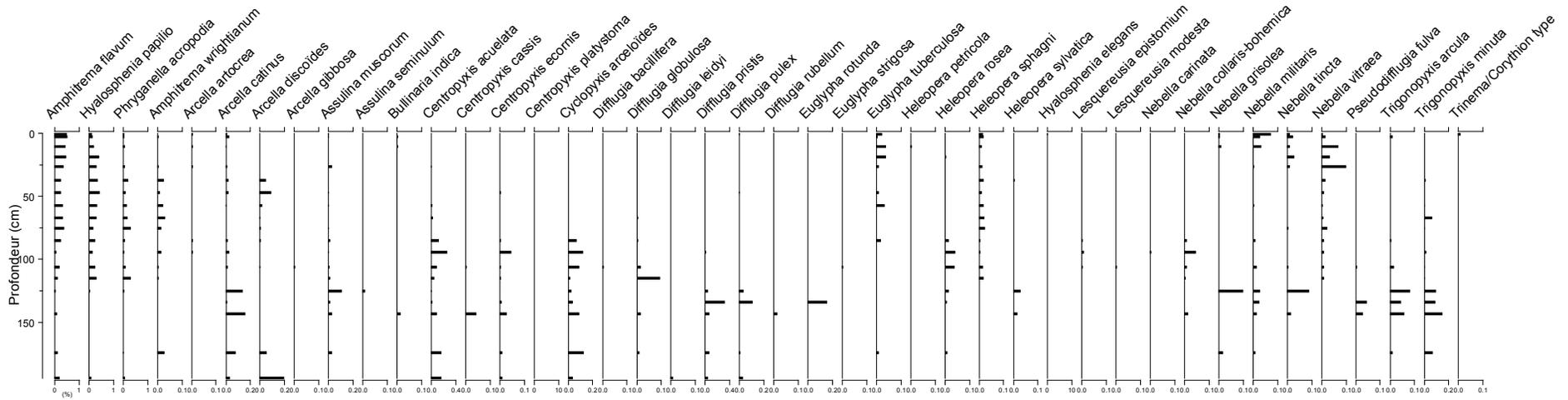


Figure A9: Thécamoebiens identifiés pour la carotte PLATEAU

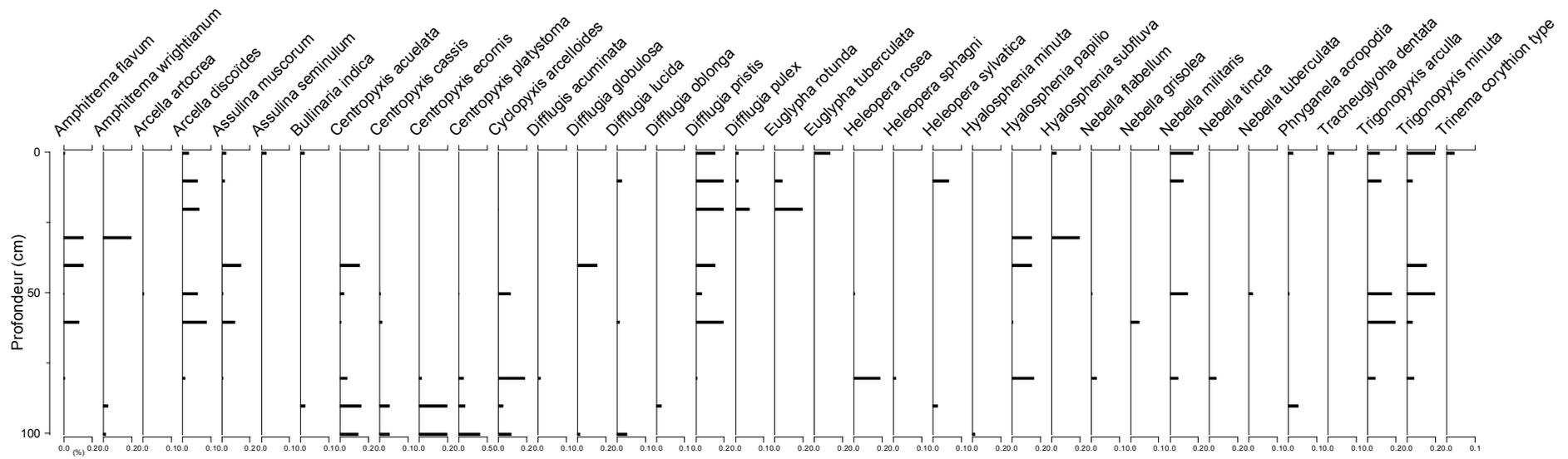


Figure A10: Thécamoebiens identifiés pour la carotte BOG_{center}

Annexe 5: Analyse des charbons

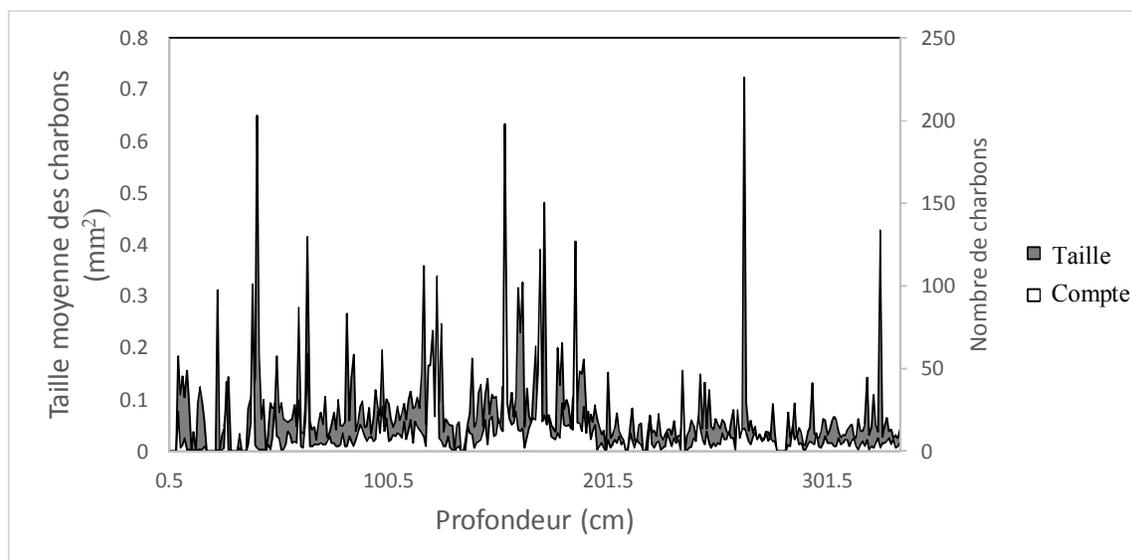


Figure A11 : Nombre et taille moyenne des charbons par profondeur dans la carotte PLATEAU