

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOÉCOLOGIE ET PALÉOHYDROLOGIE DE DEUX TOURBIÈRES
STRUCTURÉES DE LA RÉGION DES MONTS OTISH,
CENTRE-NORD DU QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
MYLÈNE ROBITAILLE

MAI 2020

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.10-2015). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Sans aucune hésitation, je transmets d'abord toute ma gratitude et mon admiration pour ma directrice, Michelle Garneau. Merci de m'avoir inspirée, motivée, conseillée, soutenue et écoutée au cours de ces dernières années et merci de m'avoir offert ta rigueur, ta patience, ton temps et même... ton logement ! Michelle, je considère que tu es une scientifique, mais aussi, une humaine d'exception. J'en garderai, pour toujours, une expérience et des souvenirs inestimables. Merci de m'avoir confié ce projet et merci de m'avoir fait confiance tout au long de celui-ci. Je ne pourrais être plus reconnaissante.

Bien sûr, je tiens aussi fortement à remercier le temps, l'expertise et le professionnalisme de Simon van Bellen, pour m'avoir accompagnée dans tous mes débuts scientifiques. Merci à Gabriel Magnan pour l'inspiration, les conseils et les commentaires sur l'article et à Nicole Sanderson pour son aide généreuse et ses précieux conseils. Un merci particulier à Bassam Ghaleb pour son aide et son support lors des datations au ^{210}Pb , puis à Agnieszka Adamowicz et Jean-François Hélie pour les analyses %C%N. Je tiens aussi à remercier Carley Crann du Laboratoire André-E.-Lalonde de SMA à l'Université d'Ottawa pour les datations ^{14}C dans le cadre du programme de formation au radiocarbone. Pour clore les remerciements de laboratoire, je remercie Nolann et Charles-Élie pour la préparation d'échantillons. Je remercie aussi ceux et celles ayant participé et aidé aux campagnes de terrain : Benjamin et Caroline (mine Renard), Sylvain, Marie, Marjolaine, Christelle, Louis-Martin et François. Je ne pourrais conclure ce paragraphe sans remercier le support éternel de mes ami.es et collègues (*Les tourbeux*) n'ayant pas encore été nommé.es : Guillaume, Joannie, Éloïse et Steve.

J'aimerais maintenant remercier Caroline Bérubé pour son amitié légendaire depuis le tout début et Carole-Anne Kenny pour son aide cartographique et sa générosité sans limites. Merci à toutes ces autres personnes qui ont su croire en moi et m'écouter durant mes paniques et mes joies : Laurie, Pascal, Noémie, Michael, Livia, Jasmin, Sarah et Quentin.

Merci à mes parents, Patricia et Mario, de m'avoir toujours soutenue et encouragée. J'offre, tout de même, un remerciement spécial à ma mère, Patricia, de m'avoir si longuement écoutée. Merci d'être une meilleure amie et une mère exceptionnelle.

Je termine la partie « remerciement personnel » en offrant un merci trop grand pour exister à mon confident, ami et conjoint – Anthony Barrière – pour son écoute, sa générosité, son soutien, sa patience et son amour. Merci de m'avoir supportée dans cette montagne russe d'émotions et de n'avoir jamais douté en mes capacités. Je n'oublie pas, non plus, l'affection incomparable de notre famille immédiate : Charlie, *Mom*, Théo, *Subby* et Adahy. Un merci, aussi, à ma belle-famille : Sophie, Yvon, Camélia et William pour leur soutien et leur écoute.

Finalement, je remercie le soutien financier du Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN), de Mitacs Accélération et du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG; à Michelle Garneau (RDCPJ 51342-17)) en collaboration avec Les Diamants Stornoway (Canada) Inc. et Nemaska Lithium.

Bonne lecture,



Mylène Robitaille

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	x
LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS.....	xi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xiv
RÉSUMÉ	xv
CHAPITRE I	
INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE	1
CHAPITRE II	
RÉGION À L'ÉTUDE.....	7
2.1 La région du Centre-Nord du Québec	7
2.1.1 Localisation et contexte géomorphologique	7
2.1.2 Évolution du climat et de la végétation post-glaciaire.....	8
2.1.3 Contexte climatique et biophysique.....	9
2.2 Tourbières de la région.....	11
2.2.1 Tourbières à l'étude : Misask et Cheinu	12
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	15
3.1 Sélection des tourbières	15
3.2 Échantillonnage	15

3.3 Analyse et traitement en laboratoire.....	17
3.3.1 Description stratigraphique, découpage et entreposage.....	17
3.3.2 Perte au feu et taux d'accumulation.....	17
3.3.3 Analyse des macrofossiles	18
3.3.4 Analyse des thécamoebiens	20
3.3.5 Chronologies.....	22
3.3.6 Modèle d'âge-profondeur	23
3.3.7 Analyse géochimique (rapport C/N).....	23
CHAPITRE IV	
ARTICLE : LONG-TERM AND RECENT ECOHYDROLOGICAL DYNAMICS OF PATTERNED PEATLANDS IN NORTH-CENTRAL QUEBEC (CANADA)	25
4.1 Introduction	27
4.2 Study area and sites	29
4.3 Material and methods	31
4.3.1 Fieldwork and sampling	31
4.3.2 Laboratory analyses	32
4.4 Results	36
4.4.1 Chronologies and PAR	36
4.4.2 Peatlands basin morphometry and carbon accumulation.....	37
4.4.3 Vegetation dynamics and hydrological reconstructions	41
4.5 Discussion	52
4.5.1 Peat initiation	52
4.5.2 Peatland lateral expansion	52
4.5.3 From the Neoglacial cooling to the end of the Little Ice Age	53

4.5.4 Recent ecohydrological changes.....	55
4.5.5 Carbon accumulation	56
4.6 Conclusion.....	57
4.7 Acknowledgments	57
4.8 References	58
4.9 Supplemental material.....	69
CONCLUSION	71
RÉFÉRENCES.....	75
PRÉSÉLECTION DES SITES : ANNEXE A.....	85
RELEVÉS DE VÉGÉTATION (TERRAIN 2016) : ANNEXE B	87

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
Figure 2.1	Localisation de la région d'étude (A), de la tourbière Misask (B) et Cheinu (C).....	8
Figure 2.2	Températures et précipitations moyennes mensuelles (1950-2017) (A) et tendance climatique pour la période de 1950 à 2017 (Vincent <i>et al.</i> , 2015) : Moyenne annuelle des températures (B), précipitations annuelles totales (C) et degrés-jours de croissance > 0°C (D)	10
Figure 2.3	Champ de blocs (A) et présence de blocs sous la végétation retrouvée à proximité de la tourbière Cheinu (B).....	12
Figure 4.1	(A) Location of the studied peatlands, north-central Quebec, eastern Canada; (B) Misask peatland and (B) Cheinu peatland. White dots show the location of the coring sites.....	31
Figure 4.2	Age depth models for Misask and Cheinu lateral and central cores modelled using Bacon package version 2.2 (Blaauw and Christen, 2011).....	38
Figure 4.3	Peat depth model of (A) Misask and (B) Cheinu peatlands.....	40
Figure 4.4	Macrofossil abundance (%) and count (n), dry density, carbon accumulation rates (CAR), testate amoeba assemblages (%) and inferred water table depths for Misask peatland cores (A) M-C2 (B) M-L1, (C) M-L2.....	46-48
Figure 4.5	Macrofossil abundance (%) and count (n), dry density, carbon accumulation rates (CAR), testate amoeba assemblages (%) and inferred water table depths for Cheinu peatland cores (D) C-C1, (E) C-L1, (F) C-L2.....	49-51
Figure 4.6	Synthesis of reconstructed environments based on macrofossil and testate amoeba analysis.....	54

Figure 4.7	Climatic trends using ANUSPLIN data from 1950-2017. (A) Mean annual temperature; (B) Mean annual precipitation and (C) annual growing degree-day ($> 0^{\circ}\text{C}$)	69
Figure 4.8	Signs of paludification in the adjacent forest border and pool infilling. Field images taken in 2018 and 2016.....	69

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 4.1 Detailed AMS radiocarbon dating samples and calibrated ages (range and median).....	35
Tableau 4.2 Zonation details of Misask peatland central and lateral cores.....	42
Tableau 4.3 Zonation details of Cheinu peatland central and lateral cores.....	44
Tableau 4.4 ^{210}Pb activity for central cores.	70

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

a	Année
AMS	Accelerator mass spectrometry
Bog	Tourbière ombrótophe
BP	Before present (Avant l'actuel)
<i>ca</i>	<i>Circa</i> (Environ)
cal. a BP	Calibrated years before present (Années étalonnées avant l'actuel)
CAR	<i>Carbon accumulation rates</i> (taux d'accumulation du carbone)
¹⁴ C BP	<i>Radiocarbon age before present</i> (âge radiocarbone avant l'actuel)
CE	<i>Common era</i>
<i>et al.</i>	<i>et allius</i> (et autres)
<i>etc.</i>	<i>et cetera</i> (et les autres)
Fen	Tourbière minérotrophe
Fig.	Figure
GEOTOP	Centre de recherche en géochimie et en géodynamique
HCL	Acide chlorhydrique
KOH	Hydroxyde de potassium
LIA	<i>Little Ice Age</i> (Petit Âge Glaciaire)
LOI	Loss-on-ignition
LORCA	<i>Long-term apparent rate of carbon accumulation</i> (taux apparent d'accumulation du carbone à long terme)
N	Nord
O	Ouest
PAF	Perte au feu
PAG	Petit Âge Glaciaire
PAR	<i>Peat accumulation rate</i> (taux d'accumulation de la tourbe)
ACM	Anomalie Climatique Médiévale
pH	Potentiel hydrogène
PPN	Production primaire nette
PVC	Polyvinyl chloride (polychlorure de vinyle)
RERCA	<i>Recent apparent rates of carbon accumulation</i> (Taux apparent d'accumulation du carbone récent)
SMA	Spectrométrie de masse par accélérateur
sp.	Espèce
spp.	Sous-espèce
UQAM	Université du Québec à Montréal

WA-Tol	<i>Weighted average tolerance down-weighted</i> (tolérance moyenne pondérée à pondération réduite)
WTD	<i>Water Table Depth</i> (profondeur relative de la nappe phréatique)

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS

C	Carbone
^{14}C	Isotope 14 du carbone
©	Copyright
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius
CH_4	Méthane
cm	Centimètre
cm^3	Centimètre cube
CO_2	Dioxyde de carbone
g	Gramme
Gt	Gigatonne
ha	Hectare
km	Kilomètre
Kt	Kilotonne
m	Mètre
m^2	Mètre carré
ml	Millilitre
mm	Millimètre
μm	Micromètre
N	Azote
^{210}Pb	Isotope 210 du plomb
Pb	Plomb
yr	Year
%	Pourcentage
#	Numéro
~	Environ
\pm	Plus ou moins

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

- Abies balsamea* (Linnaeus) Miller
Alnus alnobetula (Ehrhart) K. Koch
Alnus rugosa (DuRoi) Sprengel
Betula glandulosa Michaux
Betula michauxii Spach
Carex Linnaeus
Carex exilis Dewey
Carex limosa Linnaeus
Carex oligosperma Michaux
Cenococcum spp.
Chamaedaphne calyculata (Linnaeus)
Moench
Cladonia spp.
Drepanocladus (Müller Hal.) Roth
Ericaceae Jussieu
Eriophorum vaginatum Linnaeus
Kalmia angustifolia Linnaeus
Larix laricina (DuRoi) K. Koch
Maianthemum trifolium (Linnaeus)
Sloboda
Menyanthes trifoliata Linnaeus
Nuphar variegata Engelmann ex
Durand
Picea mariana (Miller) Britton, Sterns
& Poggenburgh
Pinus banksiana Lambert
Rhododendron groenlandicum
Linnaeus
Rubus chamaemorus Linnaeus
Sphagnum angustifolium (Warnst.)
C.E.O. Jensen
Sphagnum Linnaeus
Sphagnum sect. *Acutifolia*
Sphagnum sect. *Cuspidata*
Sphagnum sect. *Sphagnum*
Sphagnum fallax H. Klinggr.
- Sphagnum fuscum* (Schimper) H.
Klinggraff
Sphagnum papillosum Lindb.
Sphagnum rubellum Wilson
Trichophorum cespitosum (Linnaeus)
Hartman
Vaccinium angustifolium Aiton
Vaccinium oxycoccus Linnaeus

RÉSUMÉ

Dans la région du centre-nord du Québec ($52^{\circ} 40'N$ $72^{\circ} 10'O$), les milieux humides sont principalement représentés par des tourbières minérotropes s'étant développées, pour la plupart, dans les dépressions topographiques du Bouclier canadien. Ces tourbières présentent des signes d'inondations actives, définis par le néologisme « aqualyse » (*sensu* Payette), tels que l'expansion et la coalescence des mares au détriment des microformes terrestres. S'apparentant morphologiquement à celles des secteurs de LG4 et de Lafarge situés dans le bassin versant de la rivière La Grande plus au nord, ces tourbières n'ont encore jamais fait l'objet d'études détaillées. Ainsi, l'objectif de cette recherche est de reconstituer les variations écohydrologiques holocènes et récentes des tourbières de la région du centre-nord du Québec afin d'évaluer leur sensibilité aux variations climatiques et hydrologiques. Pour ce faire, un total de six carottes réparties parmi deux tourbières ont été soumises à des analyses de macrorestes végétaux et de thécamoebiens. Ces analyses ont aussi été combinées à des taux d'accumulation de la tourbe et du carbone, des rapports C/N ainsi que des chronologies au ^{210}Pb et au ^{14}C . Les données montrent d'abord que l'accumulation de la tourbe a commencé vers 6500 cal. a BP sous des conditions ombrotropes et minérotropes selon la topographie du bassin minéral et le drainage local. Par la suite, lors de l'épisode froid et humide du Néoglaciaire, les tourbières ont enregistré une augmentation des conditions d'humidité ayant persisté jusqu'à la fin du Petit Âge Glaciaire. Suivant ces conditions plus humides qui ont modifié l'hydrologie du site et les assemblages végétaux, une transition écohydrologique récente a été identifiée. En effet, un retour à des conditions plus sèches dominées par les sphaignes (*Sphagnum fuscum*), jumelé à des taux d'accumulation plus importants, est enregistré dans l'ensemble des carottes. Ce changement, généralisé à l'ensemble des deux tourbières suggère l'influence de l'augmentation des températures et de la durée des saisons de croissance sur l'accumulation de la tourbe depuis le début du 20^e siècle. Ainsi, ces résultats suggèrent une migration potentielle de la limite biogéographique de la répartition des tourbières ombrotropes vers le nord depuis les dernières décennies. Jusqu'à ce jour, ces tourbières ont accumulé une masse de carbone moyenne d'environ 100 kg C m².

Mots clés : Tourbières structurées, thécamoebiens, macrorestes végétaux, Néoglaciaire, accumulation récente, changements climatiques.

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE LA RECHERCHE

Considérées comme des milieux humides à grande valeur écologique, les tourbières sont des écosystèmes où la matière organique s'accumule plus qu'elle ne se décompose (Turunen *et al.*, 2002; Payette et Rochefort, 2001). À travers le temps, cette accumulation de biomasse permet aux tourbières de préserver le matériel fossile ainsi que de séquestrer le carbone atmosphérique (CO_2) absorbé lors du processus de photosynthèse (Moore, 2001; Yu, 2012). Localisé sur près de ~13 % de territoire canadien (Tarnocai *et al.*, 2011) et dominant majoritairement les zones boréales et subarctiques (Charman, 2002), le carbone accumulé par les tourbières est estimé à $150 \pm 100 \text{ Gt C}$ pour le territoire nordique canadien (Gorham *et al.*, 2007; Tarnocai *et al.*, 2005) et à environ 10,42 Gt pour le nord du Québec (Garneau et van Bellen, 2016).

Cette accumulation de matière organique n'est possible que par la dynamique se produisant entre l'accumulation et la décomposition étant, notamment, intimement liée à la production primaire nette (PPN) ainsi qu'à la position de la nappe phréatique (Belyea et Malmer, 2004). La position de la nappe phréatique permet de définir deux parties distinctes dans les séquences tourbeuses, soit la zone supérieure vivante (acrotelme) soumise aux fluctuations saisonnières, ainsi que la partie inférieure anoxique (catotelme) saturée d'eau en permanence. La tourbe est ainsi soumise aux processus de décomposition dans la zone oxygénée, due à une plus forte activité microbienne pour finalement s'accumuler dans le catotelme où les processus de décomposition sont grandement ralentis (Charman, 2002; Payette, 2001).

Le développement des tourbières est par ailleurs influencé par deux principaux modes de formation pouvant avoir lieu simultanément, soit le comblement et la paludification. Ces processus sont influencés à leur tour par les différents facteurs allogènes (externe à l'écosystème : température, précipitation, feux, *etc.*) et autogènes (interne à l'écosystème : dynamique des communautés végétales, accumulation, décomposition, *etc.*). Le processus de comblement implique une colonisation progressive d'un plan d'eau par une végétation aquatique flottante menant à un comblement du milieu par la matière organique. Le processus de paludification s'initie, quant à lui, par une accumulation progressive de la tourbe due à l'envahissement des sphaignes sur un substrat minéral mal drainé ou sur un sol déjà colonisé par la végétation, lorsque le bilan hydrique est positif (Payette, 2001; Charman, 2002).

Il existe deux grands types de tourbières, soit les tourbières ombrotrophes (bog) et minérotrophes (fen). Les tourbières minérotrophes, localisées principalement dans les régions boréales et subarctiques, sont caractérisées par un apport en eau qui provient à la fois des précipitations ainsi que du ruissellement, ce qui leur confère une plus grande quantité d'éléments minéraux (Sjörs, 1983; Foster *et al.*, 1983; Payette, 2001). Les tourbières ombrotrophes, quant à elles, sont localisées majoritairement dans les régions tempérées et boréales. Elles possèdent des propriétés plus acides et plus pauvres en éléments nutritifs que les tourbières minérotrophes puisqu'elles ne sont alimentées en eau que par les précipitations (Payette, 2001). Ces deux types de tourbières se répartissent sur un gradient latitudinal défini par les variables climatiques (températures et précipitations) et topographiques influençant aussi leur développement et leurs caractéristiques écologiques (Belyea, 2007; Yu *et al.*, 2009).

Dans les régions boréales et subarctiques, où les conditions climatiques plus fraîches limitent la croissance des sphaignes et favorisent le ruissellement de surface, les tourbières minérotrophes pauvres structurées sont les plus courantes (Payette, 2001). Notamment, au Québec ainsi qu'au Labrador, ces dernières sont caractérisées par une

microtopographie de surface présentant une alternance de crêtes de végétation (lanières) et de dépressions humides (mares) positionnées perpendiculairement à la pente (Seppälä et Koutaniemi, 1985; Foster et King, 1984; Payette, 2001) et pouvant couvrir jusqu'à 40 % de leur superficie totale (Cliche-Trudeau *et al.*, 2014). Actuellement, la présence d'arbres morts ainsi que d'îlots de végétation à l'intérieur des mares suggèrent un déséquilibre hydrologique ayant provoqué la dégradation physique des lanières de végétation et mené à l'expansion et la coalescence des mares (Foster *et al.*, 1983; Dissanska *et al.*, 2009; Tardif *et al.*, 2009; Cliche-Trudeau *et al.*, 2013; Arlen-Pouliot et Payette, 2015; White et Payette, 2016). Ce processus d'ennoiement est défini par le néologisme « aqualyse » (*sensu* Payette).

Dans les travaux ayant été effectués dans le bassin versant de la rivière La Grande au Québec boréal, différentes hypothèses ont été émises quant à l'ennoiement holocène ou récent des tourbières subarctiques, soit les hypothèses associées aux facteurs allogènes et celles intégrant les facteurs autogènes. Van Bellen *et al.* (2013) ont suggéré que les conditions climatiques plus fraîches et humides vers 3000 cal. a BP auraient contribué à limiter la productivité végétale et l'évapotranspiration, favorisant ainsi une hausse des nappes phréatiques qui auraient initié le développement de mares à partir des microformes les plus humides. Cette première période de formation des mares aurait été suivie par une deuxième période climatique froide et humide soit le Petit Âge Glaciaire entre *ca* 1350 et 1850 (van Bellen *et al.*, 2013; Arlen-Pouliot et Payette, 2015). Selon Arlen-Pouliot et Payette (2015), suite à l'analyse d'arbres morts trouvés à l'intérieur de mares de tourbières situées dans la portion nord-est du bassin versant de la rivière La Grande, l'augmentation des précipitations depuis la seconde moitié du 18^e siècle serait majoritairement responsable de la principale période de formation des mares dans cette région. White et Payette (2016) ont par la suite démontré que les caractéristiques physiques des milieux (pente, superficie, épaisseur de tourbe) ainsi que la taille des bassins versants pouvaient aussi influencer et amplifier ce déséquilibre. Comas *et al.* (2011) ont plutôt suggéré que la géomorphologie du bassin minéral d'une

tourbière pouvait influencer la répartition des mares alors que des travaux plus récents ont suggéré la sensibilité de ces écosystèmes aux variations hydrologiques (Garneau *et al.*, 2017; Bourgault *et al.*, 2016; van Bellen *et al.*, 2018a; Bourgault *et al.*, 2018). Bourgault *et al.* (2016) ont démontré une interaction de certains milieux avec l'aquifère minéral, influencé par le contexte topographique local. En intégrant ces relations, van Bellen *et al.* (2018a) ont mis en lumière la sensibilité des tourbières subarctiques aux changements de température et de précipitation, tout en évoquant l'importance de la topographie locale sur les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Par ailleurs, malgré les études portant sur la fréquence des feux dans le Québec boréal et subarctique au cours de l'Holocène (Ali *et al.*, 2012; Payette et Filion, 1993), aucune reconstitution n'a fait état d'une hausse des niveaux d'eau causée par l'augmentation du ruissellement de surface dans les tourbières du Québec boréal et subarctique.

Outre les travaux portant sur le phénomène de l'aqualyse, des études ont montré que les mares, ainsi que les zones ayant une nappe phréatique élevée, pouvaient émettre d'importantes quantités de méthane (Pelletier *et al.*, 2007; Cliche-Trudeau *et al.*, 2013). En effet, contrairement à la séquestration du CO₂ par le processus de photosynthèse et l'accumulation subséquente de la matière organique, les processus de décomposition influencés par l'activité microbienne ainsi que la respiration autotrophe et hétérotrophe, autant en zones aérobie qu'anaérobie, engendrent des émissions de carbone (CH₄, CO₂) (Charman, 2002). Ce faisant, considérant l'augmentation des températures et des précipitations prévue pour les régions subarctiques (Ouranos, 2018; GIEC, 2013), une augmentation des nappes phréatiques pourrait engendrer des répercussions sur la dynamique des flux de carbone (CO₂, CH₄) des tourbières (Cliche-Trudeau *et al.*, 2013, 2014). Par contre, certains travaux estiment plutôt qu'un allongement de la durée des saisons de croissance et, par le fait même, d'une augmentation de la productivité végétale nette, favoriseraient une augmentation ou une stabilité dans la séquestration du carbone par les tourbières (Charman *et al.*, 2013; Loisel et Yu, 2013).

À la lumière de ces connaissances, il devient primordial de documenter les processus qui ont influencé l'accumulation de la tourbe ainsi que les changements ayant initié le phénomène d'aqualyse en milieu subarctique, afin de mieux estimer les trajectoires hydrologiques et écologiques futures des tourbières nordiques dans un contexte de changements climatiques. La présente étude porte sur les tourbières de la région des monts Otish dans le centre-nord du Québec, située dans une zone sensible aux fluctuations climatiques, soit à la limite écotone des forêts boréales ouvertes et fermées. Présentant des signes d'aqualyse, quoique moins prononcés que celles de la région de La Grande et Lafarge, ces tourbières n'ont encore, à ce jour, jamais été documentées. L'objectif principal vise la reconstitution paléoécohydrologique des tourbières de la région du centre-nord du Québec afin d'évaluer leur sensibilité aux variations climatiques et hydrologiques depuis le début de l'entourbement, et ce, jusqu'à la période actuelle. Le premier sous-objectif est d'évaluer l'influence des conditions climatiques ayant favorisé l'entourbement et les changements écohydrologiques dans les tourbières de la région. Le second sous-objectif est de vérifier si l'ouverture du paysage forestier causé par les feux (Ali *et al.*, 2012; Payette et Filion, 1993) avait pu favoriser un apport accru en eau et en nutriments par le ruissellement de surface. Finalement, le troisième sous-objectif vise à mettre en lumière les changements d'accumulation récente en prenant comme hypothèse l'effet de l'augmentation des températures et de la durée des saisons de croissance depuis le 20^e siècle.

Ce mémoire présente, d'une part, une description de la région à l'étude ainsi que de la méthodologie utilisée. Par la suite, les résultats et l'analyse présentés sous forme d'article scientifique ayant été soumis à la revue *The Holocene* en mai 2020. Enfin, une conclusion générale abordant les principaux résultats ainsi que la discussion de cet article sera proposée.

CHAPITRE II

RÉGION À L'ÉTUDE

2.1 La région du Centre-Nord du Québec

2.1.1 Localisation et contexte géomorphologique

La région d'étude se situe dans le Centre-Nord du Québec (Jamésie-Nord Est), à environ 200 km au nord-est du lac Mistassini et à 150 km au sud-est de la région du réservoir LG-4 (Figure 2.1A). Le substrat, composé de roches archéennes métamorphiques datant d'environ 2,5 milliards d'années, est typique de la province géologique du Lac-Supérieur du Bouclier canadien (Payette et Bouchard, 2001). Le paysage est caractérisé principalement par une pénéplaine façonnée majoritairement par des dépôts meubles quaternaires sur une altitude moyenne entre 400 à 600 m (Payette et Bouchard, 2001). Dans cette région, la fonte de l'*Inlandsis laurentidien* s'est effectuée entre 7800 et 7450 cal. a BP (Dyke *et al.*, 2003). Les dépôts marins ou lacustres sont inexistants et le paysage est principalement composé d'affleurements rocheux, de dépôts de till, de blocs erratiques, de champs de blocs et de figures d'accumulation glaciaire sous forme de buttes morainiques, de drumlins et d'eskers (Dyke et Prest, 1987). Aucune cartographie ou inventaire géomorphologique détaillé n'a encore été réalisé dans la région.

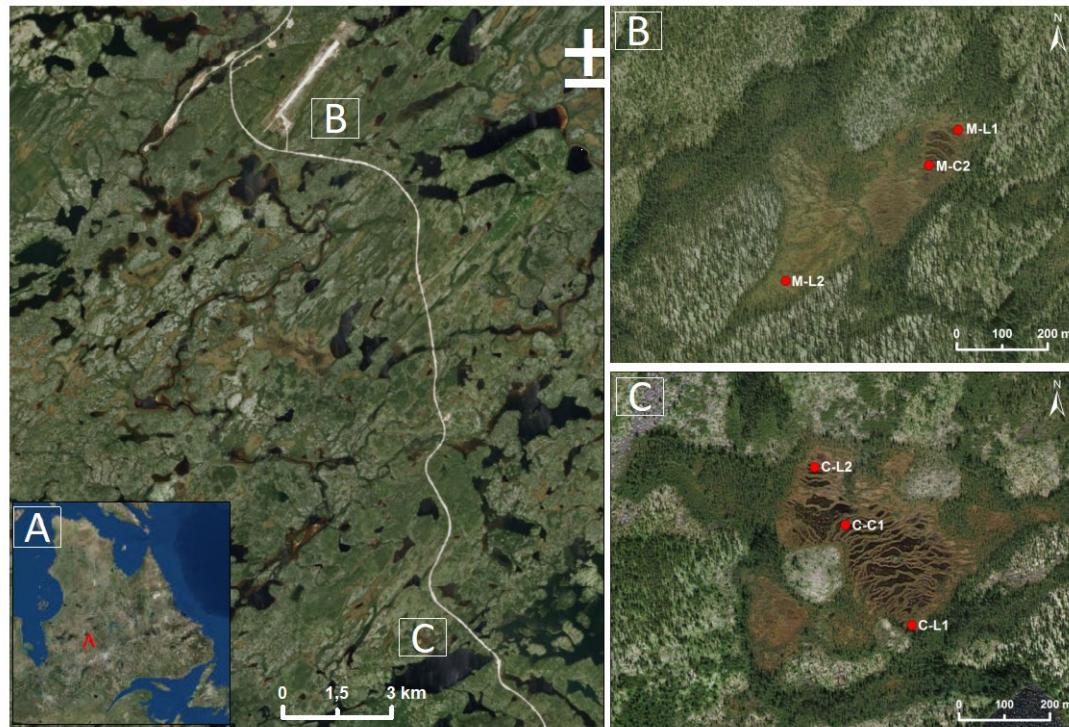


Figure 2.1 Localisation de la région d'étude (A), de la tourbière Misask (B) et Cheinu (C).

2.1.2 Évolution du climat et de la végétation post-glaciaire

Suite au retrait glaciaire, la végétation, composée d'abord de quelques arbres (*Picea mariana*, *Larix laricina*) et dominée par les espèces arbustives (*Alnus alnobetula*), s'est établie rapidement autant en région boréale que subarctique (Richard *et al.*, 1982; Garralla et Gajewski, 1992; Tremblay, 2017), suivant le climat plus favorable de la période de l'optimum climatique holocène (Payette et Filion, 1993; Filion, 1984; Viau *et al.*, 2006; Viau et Gajewski, 2009). Cette même période fut aussi favorable au développement des tourbières subarctiques (Payette, 1984). À ce moment, les conditions plus chaudes et plus sèches ont aussi favorisé une augmentation de la

fréquence des feux (Payette et Filion, 1993; Ali *et al.*, 2012) débutant ainsi l'ouverture du couvert forestier composé majoritairement d'épinettes noires (Payette et Morneau, 1993; Richard *et al.*, 1982). Par la suite, à l'Holocène supérieur, l'ouverture du couvert forestier a été renforcée par la faible régénération forestière induite par le climat plus froid et plus humide du Néoglaciaire (à partir de 3500 cal. a BP; Payette et Gagnon, 1985; Payette et Filion, 1993; Asselin et Payette, 2005; Payette et Gagnon, 1979; Richard *et al.*, 1982; Asselin *et al.* 2016; Desponts et Payette, 1993). Suivant cette période, le couvert forestier a principalement été dominé par une pessière à lichens malgré les oscillations climatiques ayant suivi, soit la période de l'anomalie climatique médiévale (ACM; ~ 950 – 1250 CE; Mann *et al.*, 2009) et le refroidissement du Petit Âge Glaciaire (PAG; ~ 1350 – 1850 CE; Matthews et Briffa, 2005; Viau et Gajewski, 2009).

2.1.3 Contexte climatique et biophysique

Comme présenté à la figure 2.2, les données de température, de précipitation ainsi que de degrés-jours de croissance proviennent d'Environnement Canada (données ANUSPLIN; McKenney *et al.*, 2011) et couvrent la période de 1950 à 2017 (point de grille : 52.724, -72.213). Les données traduisent une température moyenne estivale (juin, juillet, août) de 15°C et une température moyenne hivernale (décembre, janvier, février) de -17°C. Les précipitations annuelles totalisent, en moyenne, 780 mm et la saison de croissance se caractérise, en moyenne, par 1645 degrés-jours de croissance ($> 0^{\circ}\text{C}$). La tendance évolutive de ces caractéristiques climatiques illustre une augmentation considérable du nombre de degrés jours de croissance $> 0^{\circ}\text{C}$ au cours de cette période (Figure 2.2D).

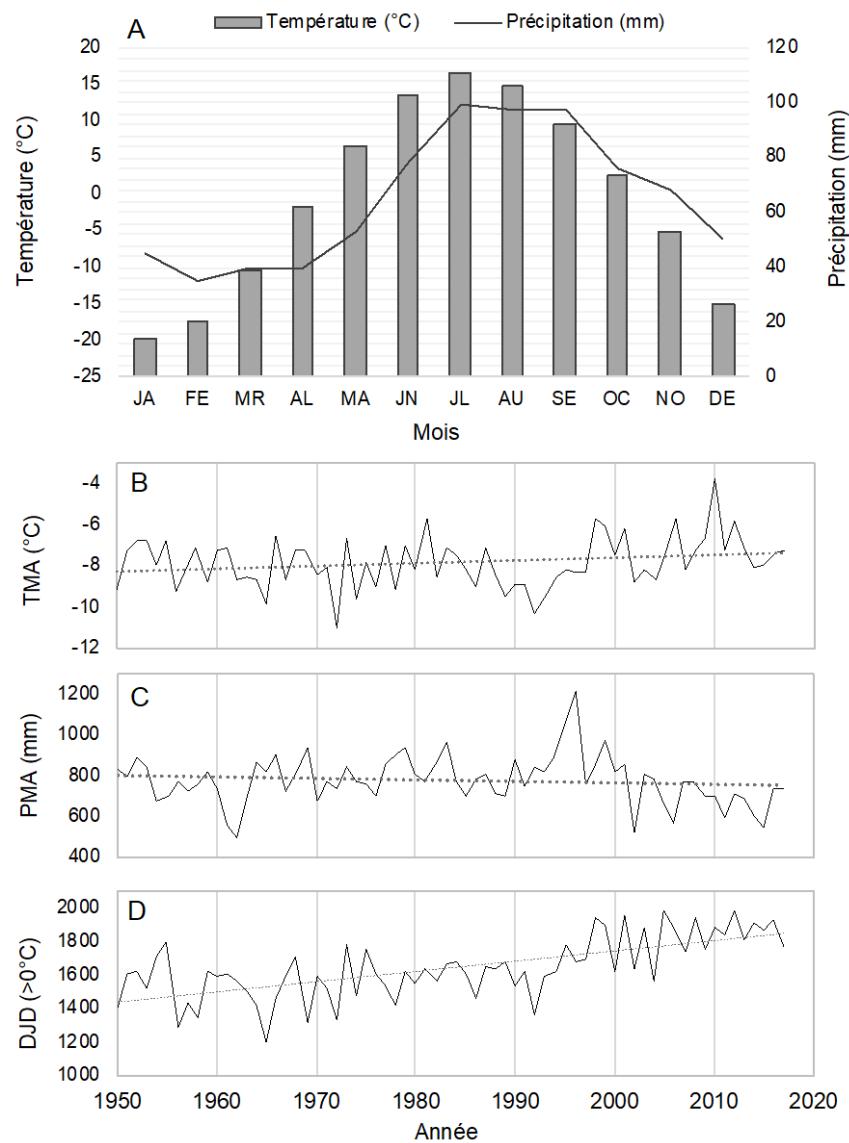


Figure 2.2 Températures et précipitations moyennes mensuelles (1950-2017) (A) et tendance climatique pour la période de 1950 à 2017 (point de grille : 52.724, -72.213; McKenney *et al.*, 2011) : Moyenne annuelle des températures (B), précipitations annuelles totales (C) et degrés-jours de croissance $> 0^{\circ}\text{C}$ (D).

La région fait partie du domaine bioclimatique de la pessière à lichens (*Cladonia* spp.), situé dans la sous-zone de la taïga caractérisée par une strate arborescente dominée par l'épinette noire (*Picea mariana*), le sapin baumier (*Abies balsamea*) et le pin gris (*Pinus banksiana*) colonisant les sites après feu. La strate arbustive est majoritairement constituée de *Kalmia angustifolia*, *Rhododendron groenlandicum*, *Vaccinium angustifolium*, ainsi que de certains îlots de *Betula glandulosa*.

2.2 Tourbières de la région

La région étudiée se situe au 52^e parallèle, soit à la limite entre les domaines bioclimatiques de la forêt boréale ouverte et fermée (Payette et Rochefort, 2001). En termes de structure, les tourbières de cette région s'apparentent à des systèmes minérotrophes pauvres alors que leur végétation de surface correspond davantage à des assemblages de milieux ombrotrophes (section 2.2.1). Ces écosystèmes constituent une transition entre la zonation écoclimatique des tourbières ombrotrophes et minérotrophes. Ces tourbières sont relativement similaires à ceux de la région de Lafarge plus au nord (van Bellen *et al.*, 2011; van Bellen *et al.*, 2013; Arlen-Pouliot et Payette, 2015; Beaulieu-Audy *et al.*, 2009; White et Payette, 2016) et, à une échelle plus grande, à celles développées au Labrador (Foster *et al.*, 1988) ainsi qu'au nord de la Suède et de la Finlande (*aapa* mires; Seppälä and Koutaniemi, 1985; Foster and Fritz, 1987; Foster et Wright, 1990). Elles sont confinées aux dépressions topographiques couvrant de faibles superficies et elles sont parsemées de mares pouvant représenter jusqu'à 40 % de leur surface (Cliche-Trudeau *et al.*, 2014; White et Payette, 2016).

2.2.1 Tourbières à l'étude : Misask et Cheinu

Les tourbières Misask ($52^{\circ}43'27''N$, $72^{\circ}12'50''O$; Figure 2.1B) et Cheinu ($52^{\circ}38'48''N$, $72^{\circ}11'31''O$; Figure 2.1C) occupent respectivement une superficie totale de 0,102 et 0,148 km². L'épaisseur maximale de la tourbe de chacune des tourbières est respectivement de 2,21 m et de 3,42 m. Développées dans des dépressions topographiques, ces tourbières présentent des caractéristiques écologiques semblables, mais ne montrent pas exactement le même patron morphologique de surface. La tourbière Misask est partiellement structurée et présente une microtopographie de buttes et de dépressions humides, ainsi qu'un faible pourcentage de mares recouvrant environ 10 % de la superficie totale. La tourbière Cheinu est structurée avec une alternance de lanières et de mares allongées et orientées perpendiculairement à la pente et couvrant jusqu'à 60 % de la superficie totale. Selon l'hypothèse retenue, la topographie du bassin minéral dans lequel s'est développée la tourbière présente un caractère très irrégulier dominé par la présence de blocs pouvant être associé à un till d'ablation (Muller, 1983; Figure 2.3).

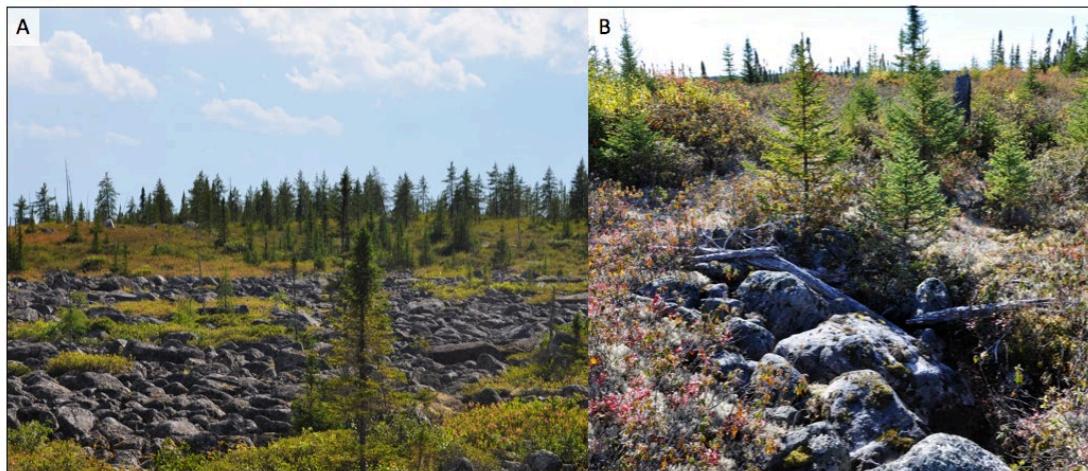


Figure 2.3 Champ de blocs (A) et présence de blocs sous la végétation trouvée à proximité de la tourbière Cheinu (B).

Dans ces milieux, les compartiments terrestres sont majoritairement composés de *Sphagnum* spp. avec une plus grande concentration d'espèces herbacées dans les dépressions et les mares. La végétation arbustive haute est composée majoritairement de *Picea mariana* et de *Larix laricina* sur les buttes, ainsi que d'une présence récurrente d'éricacées dont *Chamaedaphne calyculata* et *Kalmia angustifolia*. *Betula michauxii* a souvent été identifié à proximité des mares. Les strates arbustives et herbacées basses sont dominées par *Rubus chamaemorus*, *Maianthemum trifolium*, *Eriophorum vaginatum*, *Trichophorum cespitosum*, *Carex exilis*, *Carex oligosperma* et *Carex limosa*, ainsi que *Menyanthes trifoliata* et *Nuphar variegata* dans les mares. Pour la strate arbustive rampante et muscinale, les principales espèces sont *Vaccinium oxycoccus* ainsi que de *Sphagnum fuscum* et *Sphagnum rubellum* sur les buttes basses. Sur les platières et les bords de mares, des espèces telles que *Sphagnum fallax*, *Sphagnum angustifolium* et *Sphagnum papillosum* ont été identifiées. Dans les deux tourbières, le pH varie de 3,7 pour les buttes à 4,1 dans les dépressions.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Sélection des tourbières

La sélection des tourbières à l'étude s'est d'abord effectuée suite à l'analyse d'images du logiciel Google Earth ©. À partir de ces images, six tourbières ont été pré-sélectionnées pour la mission de terrain, en fonction de leur représentativité à l'échelle régionale, de leur morphologie de surface, ainsi que de leur accessibilité (< 1 km de la route; voir Annexe A). Lors de la mission de reconnaissance, cinq tourbières ont été visitées avant que la sélection finale de deux tourbières soit effectuée suite à l'observation générale des sites et aux mesures préliminaires de profondeur de tourbe.

3.2 Échantillonnage

Lors des campagnes de terrain des étés 2016, 2017 et 2018, des mesures de profondeur de tourbe ont été réalisées sur l'ensemble des deux sites sélectionnés afin de reconstituer la morphologie des bassins dans lesquels se sont développées les tourbières. Ces mesures ont été effectuées manuellement à l'aide d'une sonde *Oakfield*. Au total, 116 sondages ont été effectués dans la tourbière #17 (Misask) et 167 sondages dans la tourbière #23 (Cheinu). Les sondages ont été effectués systématiquement à 25 m d'intervalle. Par la suite, des carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier de type Box pour le premier mètre (8 x 8 x 100 cm ; Jeglum *et al.*, 1992), ainsi que d'un

carottier russe (demi-cylindre de 7.5 cm de diamètre; Jowsey, 1966) pour les sections inférieures jusqu'au contact organique-minéral. En surface, dans les cas où la compression produite par le carottage était importante, un monolithe de 30 cm de profondeur a été extrait manuellement.

Des lanières ont été choisies comme sites de carottage et leur emplacement a été sélectionné suite aux sondages de profondeur afin d'échantillonner d'abord le secteur le plus profond correspondant généralement à la phase initiale d'accumulation de la tourbe (Foster et Wright, 1990), ainsi que pour déterminer le choix des sites latéraux. De cette façon, trois carottes complètes ont été prélevées dans chaque tourbière, soit une carotte centrale et deux carottes latérales (M-L1; M-C2; M-L2; C-L1; C-C1; C-L2). Ces choix d'emplacement permettaient de bien documenter les conditions de mise en place et d'expansion latérale des tourbières. Chaque carotte a été coupée en sections de 50 cm de longueur et enveloppée d'une pellicule plastique et d'aluminium. Les carottes ont ensuite été transportées dans des tubes rigides (PVC) et placées au réfrigérateur à 4 °C afin de limiter la compression et la décomposition.

Afin de caractériser la composition de la végétation de surface, des relevés de végétation ont aussi été effectués à chaque site de carottage (voir Annexe B). La végétation a été identifiée par strate et par espèce, à l'intérieur d'un quadrat de 1 m par 1 m. Les espèces ont par la suite été quantifiées en classe de recouvrement à l'aide de l'échelle d'abondance-dominance de Braun-Blanquet (1932). L'identification des espèces a été effectuée sur le terrain à l'aide de la Flore laurentienne de Marie-Victorin (2005) et celle de Lapointe (2014) pour les plantes vasculaires, et celle de Faubert (2013) pour les bryophytes.

3.3 Analyse et traitement en laboratoire

3.3.1 Description stratigraphique, découpage et entreposage

En laboratoire, une description stratigraphique des six carottes de tourbe a été effectuée à intervalles de 8 cm selon la méthode de Troëls-Smith (1955). Par la suite, les carottes de tourbe ont été coupées en tranches d'un centimètre d'épaisseur en considérant et corrigéant l'effet de compression de surface. Les tranches ont été placées individuellement dans des sacs de plastique conservées à 4°C.

3.3.2 Perte au feu et taux d'accumulation

Le traitement de la perte au feu consiste principalement à déterminer la densité de la tourbe, son contenu en matière organique et en résidu minéral. Ces données sont calculées à partir du poids de l'échantillon frais, sec et brûlé. Ainsi, à l'aide du protocole de Dean (1974), des échantillons frais de 1 cm³ ont été prélevés à tous les centimètres à l'aide d'un emporte-pièce, et ensuite pesés et séchés à 150 °C dans une étuve pendant une nuit complète. Les échantillons secs ont par la suite été brûlés dans un four à 550 °C pendant trois heures et demie (Heiri *et al.*, 2001). Les données de perte au feu sont représentées sous forme de courbe de densité sèche (*dry bulk density*) et elles ont été intégrées dans les diagrammes d'analyse macrofossile de chacune des six carottes.

À l'aide de la perte au feu, le contenu en carbone (g/cm²) a été calculé en multipliant la teneur en matière organique (échantillon sec - échantillon résiduel) par 0,5 (Turunen *et al.*, 2002). Le contenu en carbone des échantillons a, par la suite, été utilisé pour calculer le taux net d'accumulation à long terme du carbone (LORCA, *LONG-term apparent Rate of Carbon Accumulation*; g m⁻² yr⁻¹) pour les deux carottes centrales.

Pour ce faire, la somme du carbone accumulé pour l'ensemble de la carotte a été divisée par l'âge basal, puis traduit en m^2 (Turunen *et al.*, 2002). Pour les horizons supérieurs analysés au ^{210}Pb , les taux apparents d'accumulation du carbone récent (RERCA, *REcent Apparent Rates of Carbon Accumulation*; $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) ont été calculés avec la somme du carbone accumulé depuis 1850 CE. Enfin, afin de calculer les taux d'accumulation de la tourbe (PAR, *Peat Accumulation Rate*; cm a^{-1}) et de carbone (CAR, *Carbon Accumulation Rate*; $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), l'épaisseur de la tourbe et le contenu en carbone ont été divisés par le nombre d'années à l'intérieur de chacune des sections. Les valeurs du CAR ont été rapportées sur 1 m^2 . Le stock de carbone contenu dans chacune des tourbières a été obtenu à l'aide de la formule de Sheng *et al.* (2004) basée sur la superficie des tourbières, le contenu en carbone, la densité sèche de la matière organique et l'épaisseur moyenne des dépôts tourbeux.

3.3.3 Analyse des macrofossiles

L'analyse des macrofossiles végétaux consiste à évaluer l'abondance relative des différentes catégories de végétation (sphaignes, mousses brunes, cypéracées, ligneux, *etc.*) et à dénombrer les pièces végétales (aiguilles de conifères, feuilles d'éricacées, graines d'éricacées et de carex, *etc.*), de charbons ($> 2\text{mm}$; Ohlson et Tryterud, 2000) et de sclérotes de *Cenococcum sclerotia*. Elle permet ainsi de reconstituer l'évolution écologique spatiale et temporelle du développement des tourbières (Bhiry et Filion, 2001) ainsi que les variations de l'humidité de surface de celles-ci (Mauquoy *et al.*, 2002; Barber, 1981).

L'analyse macrofossile a été effectuée à un intervalle de 4 cm à partir d'un volume de 3 cm^3 de matériel sous-échantillonné à l'aide d'un emporte-pièce. Par la suite, chaque échantillon a été plongé dans une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) dilué à

5 % et porté à faible ébullition pendant 15 minutes afin de lessiver les acides humiques et fulviques. Chaque échantillon a ensuite été tamisé à l'eau distillée avec un tamis de 125 µm pour faciliter l'observation (Mauquoy *et al.*, 2010).

L'analyse des macrorestes végétaux a été effectuée à l'aide d'une loupe stéréoscopique Leica MS5 à 15× et 40× de grossissement. Chaque échantillon était placé dans un contenant à pétri quadrillé et analysé par balayage systématique. Pour chaque échantillon, l'abondance relative des végétaux a été calculée et un dénombrement des pièces végétales, ainsi qu'une identification des sphaignes a été effectuée. L'identification des pièces végétales fossiles a été réalisée à l'aide de Lévesque *et al.* (1988), de la flore Marie-Victorin (2005) ainsi que de la collection de référence botanique du laboratoire de paléoécologie continentale du Geotop à l'UQAM (Garneau, 1995). L'identification des mousses brunes a été effectuée à l'aide du guide d'identification de Crum et Anderson (1981). Tous les végétaux ne pouvant pas être identifiés jusqu'à l'espèce ont été classés au rang de la famille ou du genre.

L'identification des espèces de sphaignes à l'espèce a été effectuée à l'aide des feuilles caulinaires. Dans le cas où aucune feuille caulinaire n'était trouvée, l'identification a été restreinte à la section, excluant les espèces ayant des spécificités uniques aux feuilles ramérales telles que *Sphagnum papillosum*. L'identification a été réalisée à l'aide du guide de Laine *et al.* (2011), ainsi que l'ouvrage de Rochefort et Ayotte (2015). Pour ce faire, un sous-échantillon composé de 50 à 100 feuilles, colorées au violet de méthyle (*Crystal Violet*) pour faciliter l'observation des pores, a été analysé pour confirmer l'identification. Par la suite, l'abondance relative (%) des sections de sphaignes identifiées a été calculée pour l'ensemble de l'échantillon. L'analyse des feuilles et des fragments de sphaigne a été effectuée à l'aide d'un microscope de type Leica DMLS à un grossissement de 100× à 400×. Suite à l'analyse, les échantillons ont été placés dans un mélange d'eau distillée avec quelques gouttes d'acide chlorhydrique (HCL) dilué à 10 % et conservés dans des sacs plastiques à 4°C.

Les diagrammes de macrofossiles ont été réalisés avec le logiciel C2 (Juggins, 2014). Ces diagrammes présentent l'abondance relative de quatre principaux ensembles végétaux (sphaignes, mousses brunes, herbacées et ligneux) suivie du dénombrement des différentes pièces végétales (aiguilles, feuilles, graines, *etc.*).

3.3.4 Analyse des thécamoebiens

Les thécamoebiens sont des Protozoaires de la classe des Rhizopodes. Ils sont des organismes microscopiques (10 et 300 µm) ayant une coquille constituée principalement de silice et de carbonate de calcium protégeant leur cytoplasme (Warner, 1988; Lavoie, 2001). Ces thécamoebiens se trouvent dans les environnements humides tels que les milieux tourbeux, et l'identification de leur thèque, résistante à la décomposition, permet de reconstituer les conditions paléohydrologiques qui ont prévalu au cours du développement des tourbières. Ces reconstitutions sont réalisables grâce à la relation démontrée entre ceux-ci et les conditions hydrologiques et physiques de l'environnement. En effet, dans les tourbières, les thécamoebiens vivent principalement dans les premiers centimètres de tourbe de l'acrotelme et leurs assemblages correspondent à l'humidité du substrat et à la position de la nappe phréatique (Charman et Warner, 1992; Woodland *et al.*, 1998; Booth, 2008). De plus, le pH, les concentrations en éléments minéraux et la disponibilité de la lumière peuvent aussi influencer leur répartition et leur diversité (Lavoie, 2001). Ainsi, à l'aide des fonctions de transfert basées sur des assemblages récents, il est possible de reconstituer les conditions hydrologiques passées à travers l'estimation d'anciennes hauteurs de nappe phréatique (Charman *et al.*, 2007; Booth, 2008; Lamarre *et al.*, 2013).

La préparation des échantillons a été faite suivant le protocole de Hendon et Charman (1997). Pour ce faire, des échantillons de 1 cm³ ont été prélevés à des intervalles de 4

cm, immergés dans 100 ml d'eau distillée chauffée jusqu'à faible ébullition pendant 10 minutes. Une tablette de spores de *Lycopodium* à concentration connue a été incorporée dans chaque échantillon afin d'estimer celle des thécamoebiens (Stockmarr, 1971). Par la suite, le matériel a été tamisé à 355 et 15 µm, centrifugé et entreposé à 4°C avec une goutte de glycérine dans des contenants en plastique de 2 ml jusqu'à leur analyse.

L'identification des thécamoebiens a été effectuée à partir du balayage systématique de lames avec un microscope de marque Leica DMLS à un grossissement de 400×. Le dénombrement s'est effectué suivant la nomenclature de Charman *et al.* (2000) ajustée par Booth (2008). Seulement quelques taxons ont nécessité une vérification par l'entremise de la clé de *Nebela* sur le site (<http://www.arcella.nl/>) adapté par Mitchell (2003), notamment *Argynnia caudata* et *Physochilla cratera*. Un dénombrement maximal de 150 individus était ciblé (Payne et Mitchell, 2009). Cependant, pour les échantillons présentant une faible concentration en thécamoebiens, un comptage minimum de 40 taxons était effectué (Payne et Mitchell, 2009). Les échantillons contenant moins de 40 individus doivent être interprétés avec prudence. Certaines espèces ont été identifiées malgré qu'elles n'aient pas été incluses dans la reconstitution des nappes phréatiques. Ces espèces sont respectivement *Habrotrocha angusticollis*, *Argynnia caudata*, *Nebela barbata* et *Physochilla cratera*.

La reconstitution des hauteurs de nappe phréatique a été effectuée à partir de la fonction de transfert régionale du Québec développée par Lamarre *et al.* (2013) avec le module Rioja version 0.9-15.1 (Juggins, 2017) du logiciel R (R Core Team, 2017). Les résultats ont été inférés avec la fonction WA-Tol (*weighted average tolerance down-weighted*) et évalués à l'aide d'une validation croisée de type Bootstrap à 1000 cycles.

Les données détaillées de ces analyses ont été intégrées aux diagrammes macrofossiles. Les diagrammes ont été subdivisés visuellement en zones et sous-zones à partir des niveaux homogènes de nappe phréatique et d'assemblages de végétation.

3.3.5 Chronologies

3.3.5.1 Datation au radiocarbone (^{14}C)

Un total de 43 échantillons a été soumis à la datation au radiocarbone par la méthode de spectrométrie de masse par accélérateur (SMA) au *A.E. Lalonde AMS Laboratory* de l'Université d'Ottawa. Pour ce faire, tous les échantillons ont été préalablement immergés et bouillis dans une solution de KOH dilué à 5 %, rincés à l'eau distillée, triés et ensuite séchés. Le matériel priorisé pour la datation était composé de tiges de sphaignes (Nilsson *et al.*, 2001). Cependant, lorsque la composition en sphaigne n'était pas suffisante, des aiguilles de conifères, des graines ou des feuilles d'éricacées ainsi que des graines de *Carex* spp. ont été incorporées aux échantillons à dater. Dans de rares cas, un échantillon de tourbe en vrac (*bulk*) a dû être utilisé lorsque le matériel était fortement décomposé. Les dates présentées ont été étalonnées (cal BP) à l'aide de la courbe de calibration IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) à partir de l'année étalonnée avant 1950. Les datations plus récentes ont été présentées en années calendaires (ère commune ou *Common Era* (CE)) corrigées avec la courbe de radiocarbone atmosphérique post-bombe NHZ1 (Hua *et al.*, 2013).

3.3.5.2 Datation radiochronologique au plomb 210 (^{210}Pb)

Pour les chronologies récentes (< 150 ans), des datations au plomb 210 (^{210}Pb) ont été effectuées sur les carottes centrales des deux tourbières M-C2 et C-C1. Un maximum de 3 mg de matériel frais a été extrait à un intervalle de 2 cm puis séché à 40°C (Ali *et al.*, 2008) et broyé à l'aide d'un mortier. Avant l'atteinte de la limite du Pb non

supporté, 22 niveaux (0 – 44 cm) ont été datés pour la carotte M-C2 et 28 niveaux (0 – 56 cm) pour la carotte C-C1. Au laboratoire de radiochimie isotopique du GEOTOP (Université du Québec à Montréal), le matériel a été analysé à l'aide d'un spectromètre alpha EGG-Ortec Type 576A™ en utilisant un traceur de ^{209}Po (Ali *et al.*, 2008; Houel *et al.*, 2006; Flynn, 1968). Enfin, le modèle du taux d'apport constant (*Constant Rate of Supply*) en plomb a été utilisé pour ajuster l'âge de chacun des niveaux (Appleby, 2001).

3.3.6 Modèle d'âge-profondeur

Les modèles d'âge-profondeur permettent d'interpoler l'âge des sédiments en fonction des radiochronologies (^{14}C , ^{210}Pb), afin de reconstituer les taux d'accumulation à travers le temps. Les modélisations ont été réalisées à l'aide du modèle numérique Bacon du logiciel R (Blaauw et Christen, 2011; R Core Team, 2017) en combinant les résultats du ^{210}Pb et du ^{14}C . Enfin, l'âge de la surface de la tourbe a été établi à -66 ans, équivalant à l'année de carottage, soit 2016 CE.

3.3.7 Analyse géochimique (rapport C/N)

L'analyse du rapport C/N évalue les variations du pourcentage de carbone et d'azote (%C%N) dans la tourbe, tout en permettant de quantifier le taux d'humification et de décomposition de celle-ci (Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996). En effet, contrairement à l'azote, la présence du carbone est influencée par le temps de séjour de la tourbe dans l'acrotelme et, donc, des processus de décomposition en place. Étant utilisé comme élément de référence sur les pertes de carbone, l'azote permet de

démontrer, par exemple, qu'une forte décomposition est reliée à une grande présence d'azote exprimée par un faible rapport C/N. Ainsi, la tourbe étant, par la suite, accumulée dans le catotelson, il est possible de reconstituer les variations du degré de décomposition à travers le temps. De ce fait, des échantillons ont été prélevés tous les 4 cm pour être séchés dans une étuve à 40°C, puis broyés au mortier. Les analyses ont été effectuées dans les laboratoires du GEOTOP-UQAM (Université du Québec à Montréal) à l'aide d'un analyseur élémentaire « Carlo Erba NC 2500 ». Les résultats des rapports C/N ont été intégrés aux diagrammes macrofossiles.

CHAPITRE IV

ARTICLE : LONG-TERM AND RECENT ECOHYDROLOGICAL DYNAMICS OF PATTERNED PEATLANDS IN NORTH-CENTRAL QUEBEC (CANADA)

Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique ayant été soumis à la revue *The Holocene* (# HOL-20-0079). Mylène Robitaille a rédigé et conçu l'ensemble du manuscrit et des figures. Michelle Garneau (directrice), Simon van Bellen et Nicole Sanderson ont apporté des commentaires et suggéré des corrections sur les versions préliminaires. Plus particulièrement, Nicole Sanderson s'est aussi très impliquée à l'égard des modèles d'âge-profondeur. Suivant les informations principales (titre, auteurs, résumé, mots clés), cet article présente les résultats paléoécologiques et paléohydrologiques obtenus lors de l'analyse de six carottes de tourbe réparties dans deux tourbières situées dans la région du centre-nord du Québec.

Titre: Long-term and recent ecohydrological dynamics of patterned peatlands in north-central Quebec (Canada)

Auteurs: Mylène Robitaille, Michelle Garneau, Simon van Bellen et Nicole K. Sanderson

Résumé: Peatlands are natural ecosystems that provide archives of the hydrological cycle, ecological processes and terrestrial carbon dynamics. In the north-central region of Quebec (eastern Canada), patterned peatlands developed in topographic depressions of the Precambrian Shield. These peatlands show characteristics similar to *aapa* mires and other peatlands that developed at the ecotone between the open (taiga) and closed boreal forest biomes of the Northern Hemisphere, and also correspond to the

biogeographic limit between ombrotrophic and minerotrophic peatlands. During the Neoglacial cooling period in northeastern Canada, patterned peatlands, mainly oligotrophic fens, registered a hydrological disequilibrium expressed by an increase in surface wetness as aquatic microforms expanded to the detriment of terrestrial surfaces. Ecohydrological trajectories of two patterned peatlands in north-central Quebec were reconstructed to assess their sensitivity to climate variations. Plant macrofossil and testate amoeba data were combined with peat carbon accumulation rates, C:N ratios, ^{210}Pb and ^{14}C chronologies. Data show that peatlands initiated *ca* 6500 cal. a BP as ombrotrophic or minerotrophic systems, depending on site-specific conditions, followed by a general increase in surface wetness during the Neoglacial cooling until the end of the Little Ice Age. A relatively synchronous ecosystem state shift from oligotrophic to more ombrotrophic conditions was registered at the beginning of the 20th century in central and lateral cores of both study sites, indicating the likely influence of recent warming on peat accumulation. Our results suggest a potential migration northward of the biogeographic limit of the ombrotrophic peatland distribution during the 20th century, which could have implications for the role of these ecosystems as C sinks at the continental scale. Overall, these peatlands have stored a respective mean carbon mass of *ca* 100 kg m⁻².

Mots clés : patterned fens, testate amoebae, plant macrofossils, Neoglacial cooling, recent peat accumulation, ecosystem shift, recent warming

4.1 Introduction

Peatlands are wetland ecosystems characterized by an accumulation of organic matter that exceeds decomposition (Charman, 2002). Over time, the accumulation of organic layers allows peatlands to provide archives of their own development, as well as to act as important sinks of carbon dioxide (CO_2) and sources of methane (CH_4) (Moore, 2001; Yu, 2012). Covering ~13% of the Canadian land area (Tarnocai et al., 2011) and mainly dominating the boreal and subarctic regions (Charman, 2002), peatlands have accumulated approximately 150 Gt C in northern Canada (Gorham et al., 2007; Tarnocai et al., 2005) of which 10.5 Gt C are stored in northern Quebec (Garneau and van Bellen, 2016). Ombrotrophic and minerotrophic peatlands are distributed along a latitudinal gradient corresponding to climatic variables (temperature and precipitation) that influence their development and ecology (Belyea, 2007; Yu et al., 2009). In subarctic regions, where cooler climate conditions limit *Sphagnum* growth and promote surface runoff, patterned fens similar to *aapa* mires are the most common peatlands (Rydin and Jeglum, 2013; Payette, 2001; Seppälä and Koutaniemi, 1985; Foster and Fritz, 1987). In Quebec and Labrador, these patterned fens are characterized by a surface microtopography with alternating ridge (low hummock) and pool compartments oriented perpendicularly to the slope (Seppälä and Koutaniemi, 1985; Foster and King, 1984; Payette, 2001) and covering up to 40% of their total surface area (Cliche-Trudeau et al., 2014). The current presence of dead trees as well as apparent string decomposition within several pools suggest a hydrological imbalance defined as “aqualysis” that caused physical degradation of vegetation ridges leading to pool expansion and coalescence (Foster et al., 1983; Dissanska et al., 2009; Tardif et al., 2009; Cliche-Trudeau et al., 2013; Arlen-Pouliot and Payette, 2015; White and Payette, 2016). Previous studies in the La Grande watershed (northeastern Canada) suggested different allogeic and autogenic hypotheses to explain this hydrological disequilibrium. According to van Bellen et al. (2013) and Garneau et al. (2017), the transition to the Neoglacial cooler and wetter climatic conditions from ca

3000 cal. a BP (Viau and Gajewski, 2009) was associated with shorter growing seasons that reduced *Sphagnum* growth and decreased evapotranspiration, leading to the development of pools from the wetter terrestrial microforms. This first episode of pool development was followed by a second one that corresponded chronologically to the Little Ice Age (*ca* 1350 and 1850 CE) (van Bellen et al., 2013). Arlen-Pouliot and Payette (2015) attributed the period of pool aggradation to the precipitation increase since the second half of the 18th century. White and Payette (2016) subsequently showed that the physical characteristics of the peatlands (slope, surface area and peat thickness) as well as the size of their watersheds could also influence the hydrological imbalance of these ecosystems. On the other hand, Comas et al. (2011) suggested that the morphology of the mineral basins in which peatland developed can influence pool distribution, while more recent work suggested a higher sensitivity of some peatlands to hydrological variations (Garneau et al., 2017; Bourgault et al., 2017; van Bellen et al., 2018a; Bourgault et al., 2018). Bourgault et al. (2017) have shown some peatland interactions with the surrounding aquifer, influenced by the local topographic context. Despite impacts on forest regeneration due to shorter fire intervals from the Neoglacial onwards (Ali et al., 2012; Payette and Filion, 1993), no reconstruction has reported a potential increase in water levels caused by surface runoff in the peatlands of boreal and subarctic Quebec. Using conceptual modelling supported by simulations of the DigiBog model, Morris et al. (2015) and van Bellen et al. (2018a) were able to identify the effects of cooling and increased precipitation on peat productivity, decay rates, hydraulic conductivity and vertical accumulation while highlighting the importance of local topography and groundwater exchanges on peatland hydrology.

In line with van Bellen et al. (2018a), this project aimed at documenting the Holocene and recent ecohydrological trajectories of patterned peatlands in response to climate variations. To do so, two peatlands located in different watersheds north of the Otish Mountains in north-central Quebec were studied. Showing signs of *aqualysis*, although less pronounced than those in La Grande watershed (150 km northward), these

peatlands are also considered as climate-sensitive ecosystems (Garneau et al., 2017; Tahvanainen, 2011) due to their biogeographic location at the boundary between the open and closed boreal forests (van Bellen et al., 2018a). This region also corresponds to the ecotone between ombrotrophic and minerotrophic peatland distribution.

More specifically, we aimed to (i) document the effect of climate on peatland initiation and long-term development, (ii) evaluate whether the opening of the forest cover influenced by fires could have modified the ecohydrological dynamics of the peatlands by increasing surface runoff, and (iii) document recent changes in peat accumulation rates and vegetation communities related to the 20th century temperature increase.

4.2 Study area and sites

The study area is located in north-central Quebec, approximately 150 km southeast of the La Grande-4 reservoir region (Figure 1A). In this region, the Laurentide Ice Sheet retreated between 7800 and 7450 cal. a BP (Dyke et al., 2003). Marine and lacustrine deposits are absent, and the landscape is dominated by Precambrian outcrops and glacial deposits such as moraines, drumlins and eskers (Dyke and Prest, 1987). No detailed geomorphological inventory has yet been completed in the region. Gridded ANUSPLIN climate data reanalysis (McKenney et al., 2011) from 1950 to 2017 (grid point: 52.724, -72.213) were used to generate mean annual temperature, precipitation and growing degree-days (> 0°C) (Supplementary Figure S1).

The Misask (52° 43' 27" N, 72° 12' 50" W; Figure 1B) and Cheinu peatlands (52° 38' 48" N, 72° 11' 31" W; Figure 1C) are located 9 km apart on a north-south axis. These peatlands developed within two different watersheds surrounded by glacial features and cover respectively total surface areas of 0.102 and 0.148 km². The peatlands have similar ecological characteristics in terms of vegetation and nutrient regime, but do not

have the same surface patterning. Located in the watershed of the Misask River, the Misask peatland is partially patterned with microtopography of alternating low hummocks, lawns, wet hollows and pools covering approximately 10% of its total area. The mineral basin topography is quite concave and dominated by gravel and sandy till. Located near the Cheinu lake, the Cheinu peatland complex is characterized by a patterned surface with elongated and parallel pools covering up to 60% of the total area. The mineral basin topography in which the Cheinu peatland developed is dominated by boulders that may have originated from an ablation till (Muller, 1983). Only the main patterned section of Cheinu peatland was studied here, as surrounding peat accumulation was considered as recent paludification from lateral peatland expansion. Surface vegetation at both sites is dominated by *Sphagnum* spp. with a greater abundance of herbaceous taxa (*Carex* spp. and *Trichophorum cespitosum*) in hollows and lawns. Hummock vegetation consists mainly of *Sphagnum fuscum* and *S. capillifolium* with few low (< 1m) and sparse *Picea mariana* and *Larix laricina* tress as well as ericaceous species including *Chamaedaphne calyculata* and *Kalmia angustifolia*. Lawns and wet hollows are dominated by *Sphagnum fallax*, *S. angustifolium* and *Carex exilis* while *Menyanthes trifoliata* and *Nuphar variegatum* are found in pools.

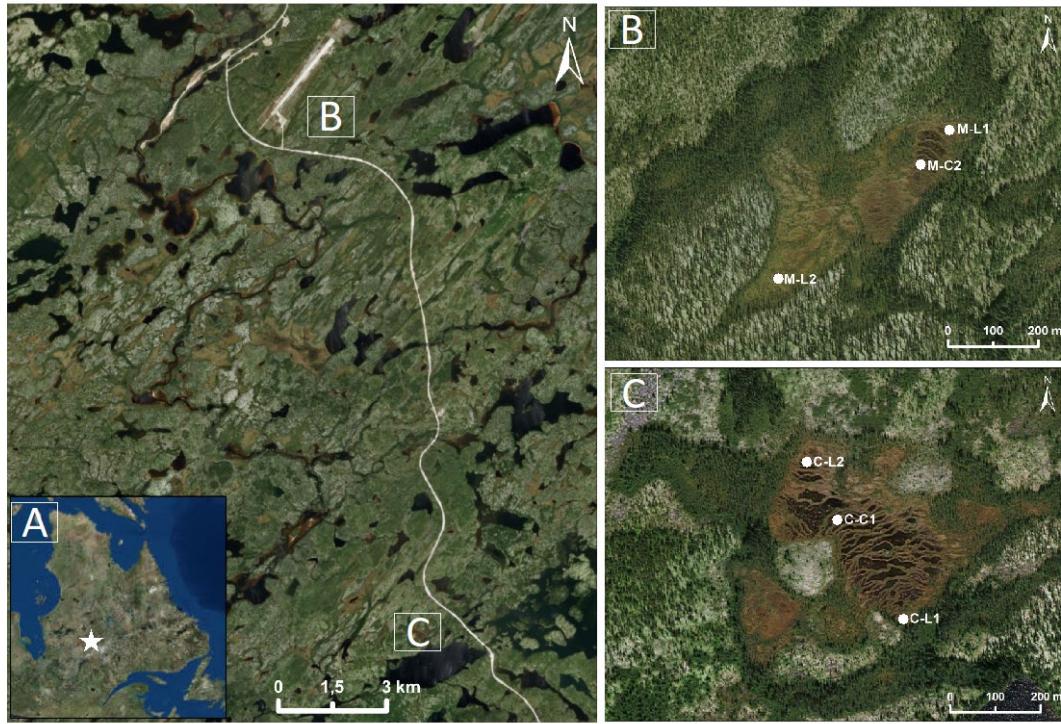


Figure 4.1 (A) Location of the studied peatlands, north-central Quebec, eastern Canada; (B) Misask peatland and (B) Cheinu peatland. White dots show the location of the coring sites.

4.3 Material and methods

4.3.1 Fieldwork and sampling

Prior to the sampling field campaign, peatlands were characterized using Google Earth images. Six peatlands were pre-selected and five were surveyed in the field, based on their regional representativeness, size and access to the road (< 1 km). The Misask and Cheinu peatlands were chosen for coring from their size, surface morphology and peat depth. Manual probing was then carried out systematically at 25 m intervals to reconstruct peat thickness at each site. During the summer of 2016, six cores were

retrieved using a Box corer for the surface peat (8 x 8 x 100 cm; Jeglum et al., 1992), and a Russian corer (7.5-cm diameter; Jowsey, 1966) to the base of the peatland. For each peatland, one central core (deepest section: M-C2 and C-C1 cores) and two lateral cores were retrieved from low hummocks (M-L1 and M-L2; C-L1 and C-L2) until the mineral soil was reached. Each core was cut into sections of 50 cm, wrapped in plastic film and aluminium foil and transported in rigid tubes (PVC) to be stored in a refrigerator at 4°C until analysis. Vegetation surveys were carried out at each coring site using the Braun-Blanquet (1932) method within 1 m² plots. Testate amoebae surface samples were also sampled from each site following the protocol described by Booth et al. (2010) to improve the Lamarre et al. (2013) transfer function.

4.3.2 Laboratory analyses

4.3.2.1 Bulk density, organic/mineral content and C:N ratio

In the laboratory, each core was cut into 1-cm slices and stored at 4°C. The dry bulk density, organic matter and mineral concentrations were calculated using the modified loss-on-ignition (LOI) protocol of Dean (1974). LOI was carried out on contiguous 1 cm³ of fresh peat material, dried overnight at 150°C and burned at 550°C for 3.5 h (Heiri et al., 2001). C:N ratios using a Carlo Erba NC 2500 elementary analyzer (Isotopic stable analysis laboratory, Geotop-UQAM) were measured for the central cores at 4-cm intervals to quantify peat humification (Kuhry and Vitt, 1996).

4.3.2.2 Plant macrofossil analyses

Plant macrofossil analysis was performed at 4-cm interval from 3-cm³ subsamples. Each sample was immersed in a 5% KOH solution, gently boiled for 15 minutes and

rinsed with distilled water using a 125- μm sieve (Mauquoy et al., 2010). Plant macrofossil analysis was conducted using a stereoscopic microscope (15 \times to 40 \times) and a gridded petri dish. For each sample, the relative abundance (%) of peat types (*Sphagnum*, brown mosses, herbaceous and ligneous) was estimated and individual macrofossil remains (needles, seeds, Ericaceae leaves, *Cenococcum* sclerotia and charcoal of local origin (> 2 mm; Ohlson and Tryterud, 2000) were counted. Identification of plant macrofossils was conducted using Lévesque et al. (1998), Marie-Victorin et al. (2005) and the botanical reference collection from the Continental Paleoecology Laboratory at Geotop-UQAM (Garneau, 1995). The identification of brown mosses was according to Crum and Anderson (1981) and *Sphagnum* from Laine et al. (2011) on subsample sets of 50 to 100 leaves randomly picked in the Petri dish. *Sphagnum* identification was performed using a microscope (100 \times to 400 \times magnification). When no stem leaves were found, the identification was restricted to the section level and only species with distinct branch leaves, such as *Sphagnum papillosum*, were identified to the species level. All samples were stored in distilled water with a few drops of 10% diluted hydrochloric acid (HCl) and stored in plastic bags at 4°C.

4.3.2.3 Testate amoeba analyses and water table depth reconstruction

Following the protocol by Hendon and Charman (1997), samples of 1 cm³ were subsampled at 4-cm intervals, immersed in 100 ml of distilled water and heated to a gentle boil for 10 minutes. One tablet of *Lycopodium* spores (batch #3862) was added to each sample to estimate test concentration (Stockmarr, 1971). Subsequently, the material was rinsed with distilled water using 355- μm and 15- μm sieves, centrifuged and stored with a drop of glycerine in 2-ml plastic containers at 4°C. Counting was performed with an optical microscope (400 \times) and specimens were identified using Charman et al. (2000) and Booth (2008). We aimed to count 150 tests per sample

(Payne and Mitchell, 2009) and samples with lower test concentrations (< 40) should be interpreted with caution (Payne and Mitchell, 2009). Water table depths (WTD) were inferred using the transfer function of Lamarre et al. (2013), using the Rioja package version 0.1-15.1 (Juggins, 2018) in R software (R Core Team, 2017). Water table depths were inferred with the weighted average and tolerance down-weighted (WA-Tol) function, using classical deshrinking and evaluated using a bootstrap cross-validation method of 1000 cycles. Detailed results of these analyses are combined with plant macrofossil data for interpretation. Diagram zones and sub-zones were realized visually following main changes in water table levels and vegetation assemblages.

4.3.2.4 Dating and chronologies

A total of 43 samples were submitted for AMS radiocarbon dating at the A.E. Lalonde AMS Laboratory of the University of Ottawa (Table 1). *Sphagnum* fragments were prioritized (Nilsson et al., 2001) but coniferous needles, seeds (Ericaceae and *Carex* spp.) and ericaceous leaves were used when *Sphagnum* abundance was not sufficient. Bulk peat samples were cleaned of roots and rootlets and used when peat was highly decomposed. Radiocarbon dates were calibrated (cal. a BP) using the IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013) and modern dates were calibrated with the NHZ1 post-bomb atmospheric radiocarbon curve (Hua et al., 2013). Recent chronologies (last 150 years) using ^{210}Pb were performed on both central cores (M-C2 and C-C1). Before reaching the unsupported Pb limit, 22 levels (0 - 44 cm) and 28 levels (0 - 56 cm) were dated for M-C2 and C-C1 respectively (Supplementary Table S1) using an EGG-Ortec Type 576ATM alpha spectrometer and ^{209}Po tracer (Ali et al., 2008; Houel et al., 2006; Flynn, 1968) at the Geotop-UQAM Radiochronology Laboratory. The Constant Rate of Supply (CRS) model was applied to calculate the age of each level (Appleby, 2001). Age-depth models were built by combining ^{210}Pb and ^{14}C results using the R package Bacon (Blaauw and Christen, 2011; R Core Team,

2017). The age of the peat surface was set at -66 cal. a BP, equivalent to the year of coring (i.e. 2016 CE).

Table 4.1 Detailed AMS radiocarbon dating samples and calibrated ages (range and median).

Core	Depth (cm)	Lab. number	Dated material	¹⁴ C age (a BP)	F ¹⁴ C	Cal. a BP (2σ range)	Calibrate age (cal. a BP)
M-L1	33	UOC-4598	Sorted bulk	Post-bomb	1.0090±0.0059	0-251	126
	40	UOC-6758	Sorted bulk	171±26		26-268	147
	52	UOC-6759	Plant macrofossils	1191±27		1082-1161	1122
	76	UOC-6760	<i>Sphagnum</i> stems	2085±26		2019-2105	2062
	88	UOC-6761	<i>Sphagnum</i> stems	2469±28		2476-2673	2576
	100	UOC-6762	Plant macrofossils	2450±26		2413-2665	2539
	121	UOC-4595	Plant macrofossils	4098±47		4544-4774	4659
M-C2	34	UOC-4600	<i>Sphagnum</i> stems	183±47		31-273	152
	56	UOC-6763	Plant macrofossils	999±26		874-945	910
	68	UOC-6764	Plant macrofossils	1102±26		979-1047	1013
	76	UOC-6765	Plant macrofossils	1164±26		1029-1139	1084
	105	UOC-4601	Plant macrofossils	2392±47		2375-2605	2490
	140	UOC-6766	<i>Sphagnum</i> stems	4163±30		4643-4798	4721
	156	UOC-6767	Plant macrofossils	4590±29		5298-5431	5345
M-L2	189	UOC-4602	Sorted bulk	5470±47		6225-6306	6260
	41	UOC-4603	Plant macrofossils	394±47		351-496	424
	47	UOC-6768	Plant macrofossils	806±26		700 - 739	720
	61	UOC-6769	Plant macrofossils	2303±26		2325 - 2348	2337
	73	UOC-6770	Charred needles	2473±26		2490 - 2675	2593
	105	UOC-6771	Plant macrofossils	4338±26		4867 - 4951	4909
	115	UOC-4604	Sorted bulk	3937±47		4305 - 4454	4380
C-L1	21	UOC-4590	Sorted bulk	Post-bomb	1.2359±0.0072	1959-1984 CE	1972 CE
	30	UOC-6745	Sorted bulk	251±30		180 - 397	289
	80	UOC-6747	Plant macrofossils	3799±26		4151 - 4230	4191
	98	UOC-4591	Plant macrofossils	3980±47		4401 - 4511	4456
	116	UOC-6748	Sorted bulk	4735±28		5365 - 5565	5465
	129	UOC-4592	Sorted bulk	4510±47		5077 - 5268	5173
C-C1	41	UOC-4593	<i>Sphagnum</i> stems	Post-bomb	1.4287±0.0083	1962-1974 CE	1968 CE
	64	UOC-6773	Sorted bulk	296±26		318 - 424	371
	80	UOC-6772	Sorted bulk	919±26		805 - 897	851
	100	UOC-6749	Plant macrofossils	1666±26		1547 - 1605	1576
	116	UOC-6750	Plant macrofossils	2100±26		2031 - 2115	2073
	130	UOC-6751	Sorted bulk	2114±26		2051 - 2128	2090
	150	UOC-4594	<i>Sphagnum</i> stems	2488±47		2474 - 2682	2578
	172	UOC-6752	<i>Sphagnum</i> stems	5055±32		5761 - 5878	5820
C-L2	200	UOC-4595	<i>Sphagnum</i> stems	5710±76		6428 - 6610	6519
	43	UOC-4596	<i>Sphagnum</i> stems	Post-bomb	1.5306±0.0089	1968-1971 CE	1970 CE
	53	UOC-6753	Sorted bulk	198±26		108 - 284	196
	68	UOC-6754	Sorted bulk	1154±26		1015 - 1124	1070
	80	UOC-6755	Sorted bulk	1453±26		1323 - 1369	1346
	104	UOC-6756	Sorted bulk	2288±30		2216 - 2343	2280
	128	UOC-6757	Plant macrofossils	3358±26		3575 - 3637	3606
	146	UOC-4597	Sorted bulk	3771±47		4072 - 4226	4149

4.3.2.5 Carbon content, C accumulation rates and peatland C pool

The carbon density (g cm^{-3}) was calculated by multiplying the organic matter density determined from LOI measurements by 0.5 (Turunen et al., 2002). Carbon density values were subsequently used to calculate the long-term carbon accumulation rate (LORCA; $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) by dividing the cumulative C of the entire core by the basal age. Recent apparent rates of C accumulation (RERCA; $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) for each central core were calculated for the uppermost peat layers using ^{210}Pb dating (Ali et al., 2008; Loisel and Garneau, 2010). In order to calculate apparent peat accumulation rates (PAR; cm yr^{-1}) and apparent carbon accumulation rates (CAR; $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), peat thickness and carbon density were divided by the deposition time (cm yr^{-1}) of each subsample. The estimated peatland C stock was obtained as in Sheng et al. (2004) based on average depth values, bulk density, LOI and C mass. Peat depth models were obtained using a total of 116 and 167 depth values for the Misask and Cheinu peatlands, respectively. Spatial interpolations were generated using the *Topo to raster* function in the ArcGIS 10.5 software (Figure 3).

4.4 Results

4.4.1 Chronologies and PAR

Misask peatland - The central core (M-C2; 194 cm) corresponds to the beginning of peat accumulation *ca* 6430 cal. a BP with a mean peat accumulation rate (PAR) of 0.030 cm yr^{-1} in the deepest section of the topographic depression (Figure 2). Between 1170 and 800 cal. a BP (79 - 56 cm), a higher PAR of 0.066 cm yr^{-1} was recorded although this trend was subsequently followed by a drastic decrease until 170 cal. a BP (44 cm), with values as low as 0.021 cm yr^{-1} . At 30 cal. a BP (1920 CE), the less-compressed and -decomposed upper peat layer dominated by *Sphagnum* sect. *Acutifolia* is characterized by a higher mean PAR of 0.60 cm yr^{-1} . The lateral core data

(M-L1 and M-L2) show that lateral expansion occurred in Misask peatland at *ca* 4580 (124 cm) and 4440 cal. a BP (115 cm) from the eastern and western sections, respectively. For both lateral cores, mean PAR in the upper zones was higher (ML-1 = 0.54 and ML-2 = 0.12 cm yr⁻¹).

Cheinu peatland – Peat accumulation started *ca* 6560 cal. a BP (C-C1; 202 cm) while lateral expansion occurred from *ca* 5500 (C-L1) and 4130 cal. a BP (C-L2) respectively. At the Cheinu peatland, mean PAR for the central core (C-C1) is 0.030 cm yr⁻¹ (Figure 2). A very low PAR of ~ 0.008 cm yr⁻¹ between 5890 and 2800 cal. a BP (175 - 151 cm) was followed by a slight increase to a mean of 0.04 cm yr⁻¹. The highest PAR values (0.31 cm yr⁻¹) are recorded in the upper horizons after 40 cal. a BP (1910 CE) to the present. In the lateral sections, mean PAR is higher in the northwestern section (C-L2) than the southeastern one (C-L1), with respective values of 0.034 cm yr⁻¹ and 0.022 cm yr⁻¹. The increase in peat accumulation rates (C-L1 = 0.75 and C-L2 = 0.61 cm yr⁻¹) also coincides with the recent shift from herbaceous to *Sphagnum* sect. *Acutifolia* in the upper horizons.

4.4.2 Peatlands basin morphometry and carbon accumulation

Misask peatland - This peatland is characterized by a main southeastern basin with a maximal peat depth of 2.2 m located near the central core (M-C2) (Figure 3A). The average long-term apparent rate of carbon accumulation (LORCA) is 17.9 g C m⁻² yr⁻¹ while the RERCA calculated from 100 cal. a BP (1850 CE) to the present-day is 98.7 g C m⁻² yr⁻¹. When considering the total surface area of the peatland, the carbon pool of Misask peatland is estimated at 10.19 kilotons of C (kt C) for a mean mass per unit area of 99.5 ± 3.2 kg C m⁻².

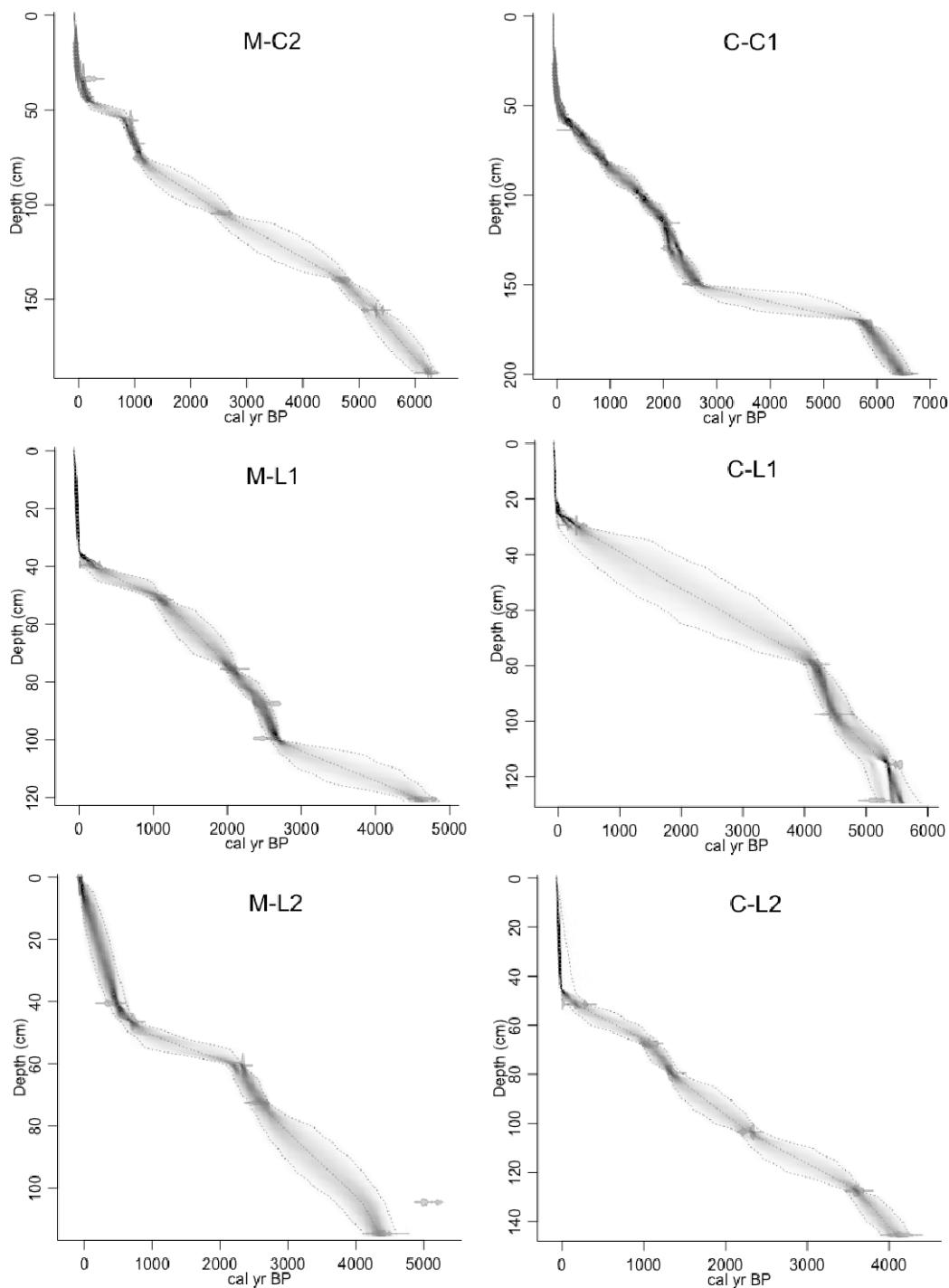


Figure 4.2 Age depth models for Misask and Cheinu lateral and central cores, modelled using Bacon package version 2.2 (Blaauw and Christen, 2011).

Cheinu peatland – In the main central section of Cheinu peatland complex, a maximum peat depth of 2.9 m was found in the eastern section (Figure 3B). This maximum peat depth was likely measured between boulders. Peat accumulation spread laterally towards the northwestern sector but with lower depths (mean of 1.60 m) than in the southeastern section (mean of 1.96 m). The LORCA calculated from the central core is $16 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, while the RERCA from 100 cal. a BP to the present-day averages $141.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The carbon pool of Cheinu peatland is estimated at 14.48 kt C, for a mean mass of $98 \pm 2.7 \text{ kg C m}^{-2}$.

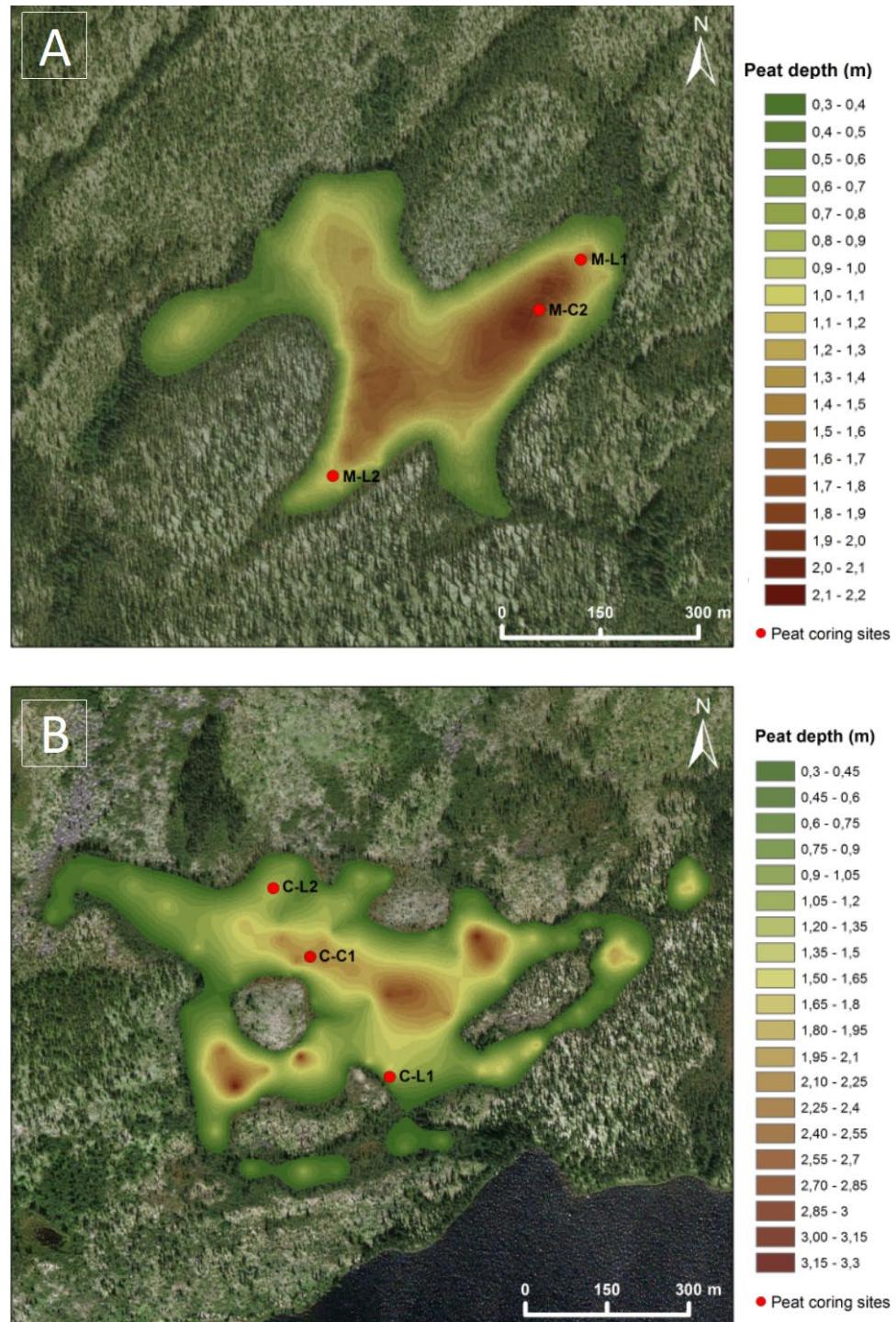


Figure 4.3 Peat depth model of (A) Misask and (B) Cheinu peatlands.

4.4.3 Vegetation dynamics and hydrological reconstructions

4.4.3.1 Misask peatland : Central core M-C2

Since *ca* 6430 cal. a BP, ecohydrological changes are synthesized into four main periods (Table 2). Plant assemblages in zone 1 are dominated by herbaceous remains, *Sphagnum* sect. *Cuspidata* and brown mosses such as *Drepanocladus* spp. (Figure 4A). Despite low test concentrations, the dominance of *Amphitrema wrightianum* in the assemblages suggests a near-surface water table until *ca* 5250 cal. a BP. The abundance of ligneous remains increased just before *Sphagnum* sect. *Acutifolia* became dominant in zone 2 from *ca* 4790 to 4150 cal. a BP. The tests of *Archerella flavum*, *Trigonopyxis arcula* and *Heleopera sphagni* suggest a lower water table but considering the very low number of tests counted, this should be interpreted with caution. From *ca* 4150 cal. a BP, the third zone is characterized by a gradual increase in surface wetness with an important decrease in *Sphagnum*. In sub-zone 3a, *Sphagnum* is replaced by a ligneous-herbaceous peat with a high number of *Picea mariana* and *Larix laricina* needles and Ericaceae leaves. During this period, generally high N values, and low C:N ratios may suggest high peat decomposition (Kuhry and Vitt, 1996), but there is a need to consider that changes in C:N ratios can also be related to changes in vegetation composition (Péli et al, 2016; Wang et al, 2014). From *ca* 3660 cal. a BP, a relatively low test concentration inferring high water tables (dominance of *A. flavum* and *A. wrightianum*) was followed by a dominance of herbaceous fragments *ca* 1840 cal. a BP (sub-zone 3b). Thereafter, two short dry episodes with low WTD and higher CAR were recorded *ca* 1130 and 970 cal. a BP (76 and 64 cm). Between *ca* 760 and 110 cal. a BP (54 and 39 cm), very low mean CAR of 14.4 g m⁻² yr⁻¹ corresponding to highly decayed peat (high UOM) and higher mineral contents was registered. From 30 cal. a BP (1920 CE), zone 4 is characterized by an ecosystem shift from herbaceous assemblages to *Sphagnum* sect. *Acutifolia* with lower peat bulk density, high C:N ratios and a change in testate amoeba assemblages from *Difflugia pulex* to *A. flavum* and *Hyalosphenia elegans*. Only a few charcoal (2

fragments > 2 mm) were found around 2070 cal. a BP in the whole peat sequence suggesting that no major fires occurred at the coring location in the past.

Table 4.2 Zonation details of Misask peatland central and lateral cores.

Misask Cores	Zones	Depth (cm)	Age cal. a BP	Trophic status Dominant plant macrofossils	Dominant testate amoebae
	Sub-zones				
M-C2	Zone 1	194-148 cm	6430-4790	Rich fen Herbaceous, <i>Sphagnum</i> sect. <i>Cuspidata</i> and <i>Drepanocladus</i> spp.	<i>A. wrightianum</i> and <i>A. flavum</i>
	Zone 2	148-132 cm	4790-4150	Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>A. flavum</i> , <i>T. arcula</i> and <i>Heleopera sphagni</i>
	Zone 3	132-32 cm	4150-30	Shrubby fen	<i>A. flavum</i> and <i>T. arcula</i>
	3a	132-92 cm	4150-1840	Ligneous and herbaceous	
	3b	92-32 cm	1840-30	Herbaceous fen Herbaceous and ligneous	<i>A. wrightianum</i> and <i>H. subflava</i>
M-L1	Zone 1	32-0 cm	30-present	Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>A. flavum</i> and <i>H. elegans</i>
	1a	125-88 cm	4580-2470	Shrubby fen	<i>T. arcula</i> , <i>A. flavum</i> and <i>A. wrightianum</i>
	1b	125-100 cm	4580-2700	Herbaceous, ligneous and UOM	
	Zone 2	100-88 cm	2700-2470	Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i> , herbaceous and ligneous	<i>A. flavum</i> and <i>A. wrightianum</i>
	Zone 3	88-28 cm	2470-(-20)	Herbaceous fen	<i>A. wrightianum</i>
M-L2	Zone 1	28-0 cm	(-20)-present	Herbaceous and ligneous	
	Zone 2	115-36 cm	4440-420	Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>Hyalosphenia papilio</i>
	Zone 2	36-0 cm	420-present	Herbaceous and ligneous	<i>A. wrightianum</i> , <i>A. flavum</i> and <i>H. sphagni</i>
				Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>H. papilio</i> and <i>A. flavum</i>

4.4.3.2 Misask peatland : Lateral cores M-L1 and M-L2

In the western (M-L1) and eastern sections (M-L2), lateral peat expansion started around 4500 cal. a BP and recorded relatively synchronous ecohydrological changes (Table 2; Figure 4B, 4C). At the base of both cores (zone 1), macrofossil analyses show a dominance of herbaceous and ligneous taxa with sparse *Sphagnum* remains most probably corresponding to minerotrophic conditions. In M-L1 core, a dominance of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* (sub-zone 1b) followed a charcoal layer (34 fragments > 2 mm) found at ca 3840 cal. a BP (112 cm). This dominance of *Sphagnum* persisted until

2460 cal. a BP (88 cm) where few charcoal fragments were found (21 fragments > 2 mm) within the horizons just before herbaceous and ligneous taxa became dominant. In M-L2 core, the highest amount of charcoal was found *ca* 2600 cal. a BP (8 fragments > 2 mm) without any vegetation change. For both cores, testate amoebae did not provide reliable WTD reconstructions due to low tests concentrations although the dominance of *A. wrightianum* suggests near surface water tables that persisted until - 20 (M-L1) to 420 cal. a BP (M-L2). The upper zones (zone 2) of both cores also registered a drastic recent ecosystem shift towards a dominance of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* and lower water tables (~15 cm).

4.4.3.3 Cheinu peatland : Central core C-C1

The Cheinu peatland initiated around 6560 cal. a BP and the central core recorded three main ecohydrological periods (Table 3). At the base of zone 1 (sub-zone 1a), the presence of *Sphagnum* (sect. *Acutifolia* and sect. *Subsecunda*), *Picea/Larix* needles and Ericaceae suggests initial ombrotrophic conditions (Figure 5A). At *ca* 5920 cal. a BP (sub-zone 1b), the presence of a few charcoal fragments (3 fragments > 2 mm) was followed by a strong decrease in PAR of ~ 0.008 cm yr⁻¹, where *Sphagnum* was replaced by herbaceous-ligneous assemblages until *ca* 2880 cal. a BP. In this sub-zone, a second peak of charcoals was found *ca* 5200 cal. a BP (6 fragments > 2 mm). This period was followed by a return to conditions favorable for *Sphagnum* sect. *Cuspidata* and herbaceous species (sub-zone 1c). From *ca* 2520 cal. a BP, *Sphagnum* spp. disappeared while herbaceous and ligneous assemblages dominated (zone 2). Ligneous fragments with high testate amoeba concentration inferring a mean WTD of 3.5 cm (sub-zone 2a) were followed by herbaceous assemblages (sub-zone 2b) from 1810 to 40 cal. a BP where high bulk density and a low C:N ratio indicate very high decay rates. Testate amoeba assemblages dominated by *A. wrightianum* suggest a relatively high surface wetness that gradually shifted towards drier conditions at the surface. As at the

Misask peatland, the most recent zone (zone 3) is dominated by *Sphagnum* sect. *Acutifolia* with higher PAR than in zone 2. Inferred WTD show stable and apparent drier conditions from 40 cal. a BP (1910 CE) to the present-day.

Table 4.3 Zonation details of Cheinu peatland central and lateral cores.

Cheinu Cores	Zones	Depth (cm)	Age cal. a BP	Trophic status Dominant plant macrofossils	Dominant testate amoeba
C-C1	Zone 1	202-144 cm	6560-2520	Woody bog <i>Sphagnum</i> spp. and ligneous (<i>Picea</i> needles)	<i>H. rosea</i> and <i>Diffugia rubescens</i>
		202-176 cm	6560-5920		
		176-152 cm	5920-2880		<i>T. arcula</i> and <i>H. sphagni</i>
	1c	152-144 cm	2880-2520	Fen <i>Sphagnum</i> sect. <i>Cuspidata</i> and herbaceous	<i>A. flavum</i> and <i>Heleopera rosea</i>
		144-48 cm	2520-40		
	Zone 2	144-108 cm	2520-1810	Shrubby fen Ligneous and herbaceous	<i>A. wrightianum</i> , <i>A. flavum</i> and <i>H. rosea</i>
		108-48 cm	1810-40		
	Zone 3	48-0 cm	40-present	Herbaceous fen Herbaceous and ligneous Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>A. wrightianum</i> and <i>H. rosea</i>
C-L1	Zone 1	128-76	5500-3960	Rich fen UOM, Herbaceous and <i>Sphagnum</i> sect. <i>Cuspidata</i>	<i>D. rubescens</i> and <i>T. arcula</i>
		128-112 cm	5500-5190		
		112-76 cm	5190-3880		
	Zone 2	76-12 cm	3960-(-50)	Rich fen <i>Drepanocladus</i> spp., ligneous and <i>Sphagnum</i> spp. Herbaceous fen Herbaceous and ligneous	<i>A. wrightianum</i>
		12-0 cm	(-50)-present		
	Zone 3			Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>A. flavum</i> , <i>H. elegans</i> and <i>H. papilio</i>
C-L2	Zone 1	148-132 cm	4130-3760	Woody bog Ligneous and <i>Sphagnum</i> spp.	<i>H. sphagni</i> and <i>T. arcula</i>
	Zone 2	132-44 cm	3746-10	Herbaceous fen Herbaceous and ligneous	<i>A. wrightianum</i>
	Zone 3	44-0	10-present	Open bog <i>Sphagnum</i> sect. <i>Acutifolia</i>	<i>Nebela militaris</i> , <i>H. papilio</i> and <i>H. elegans</i>

4.4.3.4 Cheinu lateral cores C-L1 and C-L2

Lateral peat expansion in the southern (C-L1) and northwestern section (C-L2) of the Cheinu peatland started around 5500 and 4130 cal. a BP respectively (Table 3; Figure 5B, 5C). In zone 1, the C-L1 core initiated under minerotrophic conditions characterized by the presence of herbaceous species and high percentages of UOM, while the C-L2 core initiated under more oligotrophic conditions as *Sphagnum*,

ligneous and herbaceous peat dominated. The C-L2 core did not record important ecohydrological variations following *Sphagnum* initiation compared to C-L1. In the C-L1 core, vegetation assemblages such as brown mosses, *Larix laricina* and *Myrica gale* suggest rich minerotrophic conditions with near-surface water tables which is consistent with the presence of *A. wrightianum*. For both lateral cores, zone 2 is marked by a high abundance of herbaceous fragments, a high peat bulk density and a very low testate amoeba concentration that suggest a highly decomposed peat. No charcoal was found in C-L1 and only few fragments ($n: 3 > 2$ mm) were counted at *ca* 3870 cal. a BP in C-L2. The upper parts of both lateral cores (zone 3) also show a dominance of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* which confirms the recent ecosystem shift.

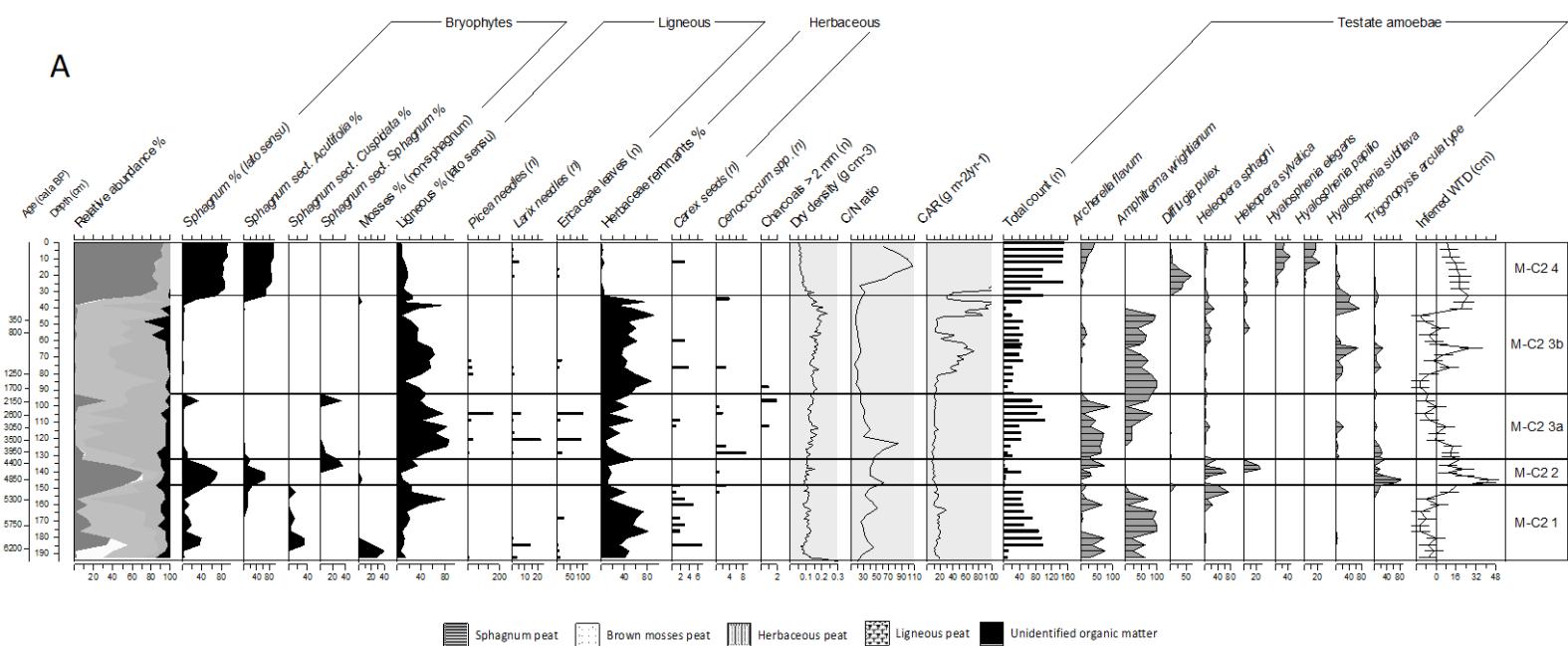


Figure 4.4 Continued.

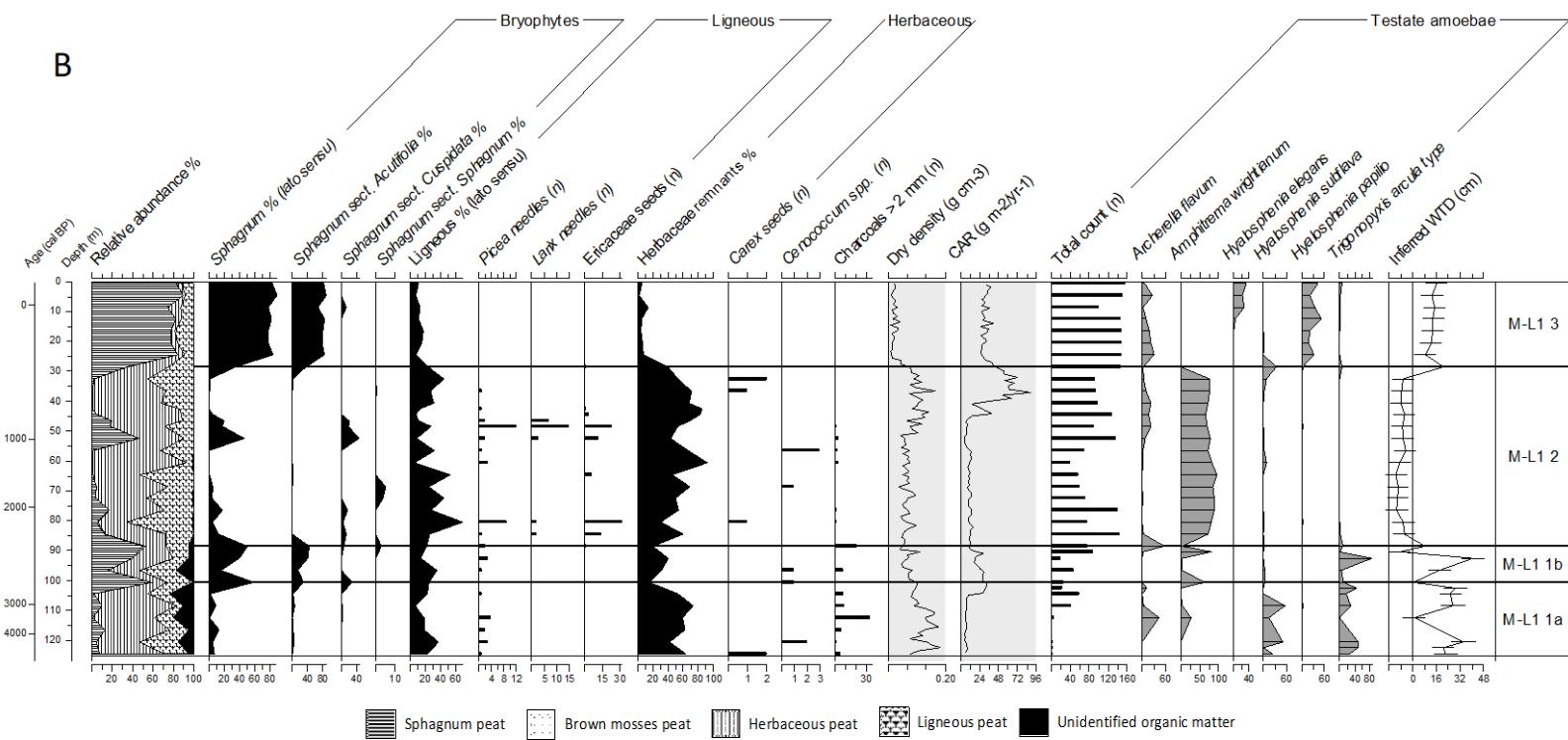


Figure 4.4 *Continued.*

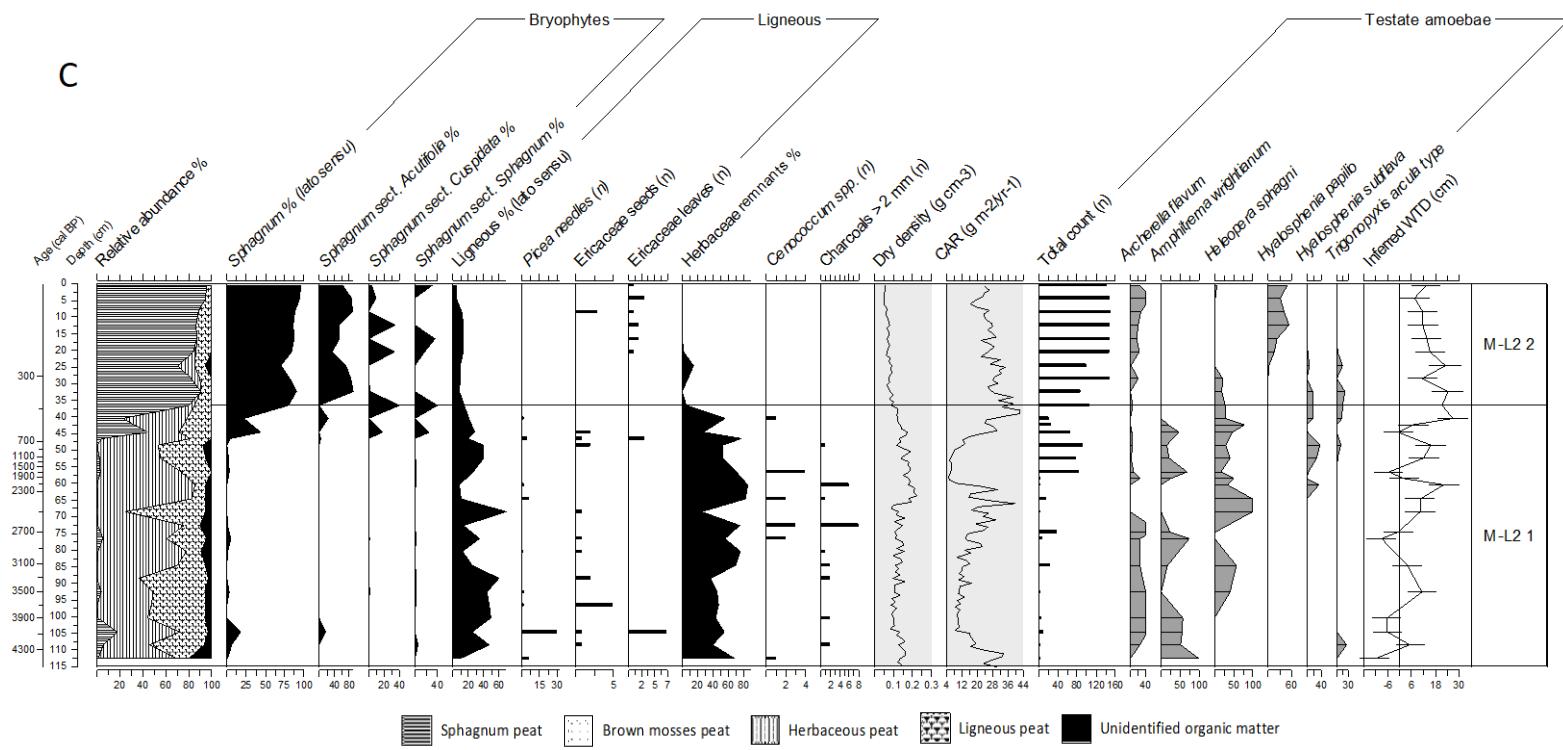


Figure 4.4 Macrofossil abundance (%) and count (n), dry density, carbon accumulation rates (CAR), testate amoeba assemblages (%) and inferred water table depths for Misask peatland cores (A) M-C2 (B) M-L1, (C) M-L2.

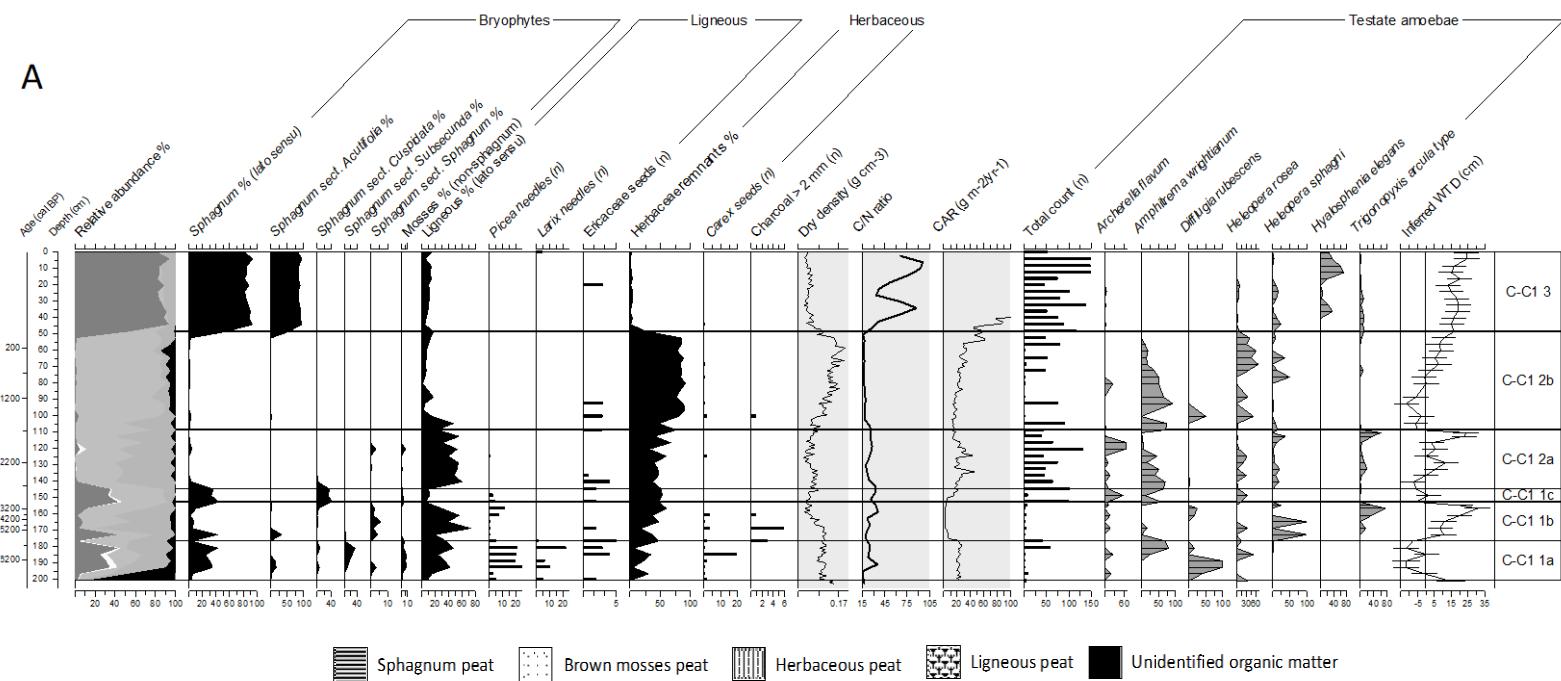


Figure 4.5 *Continued.*

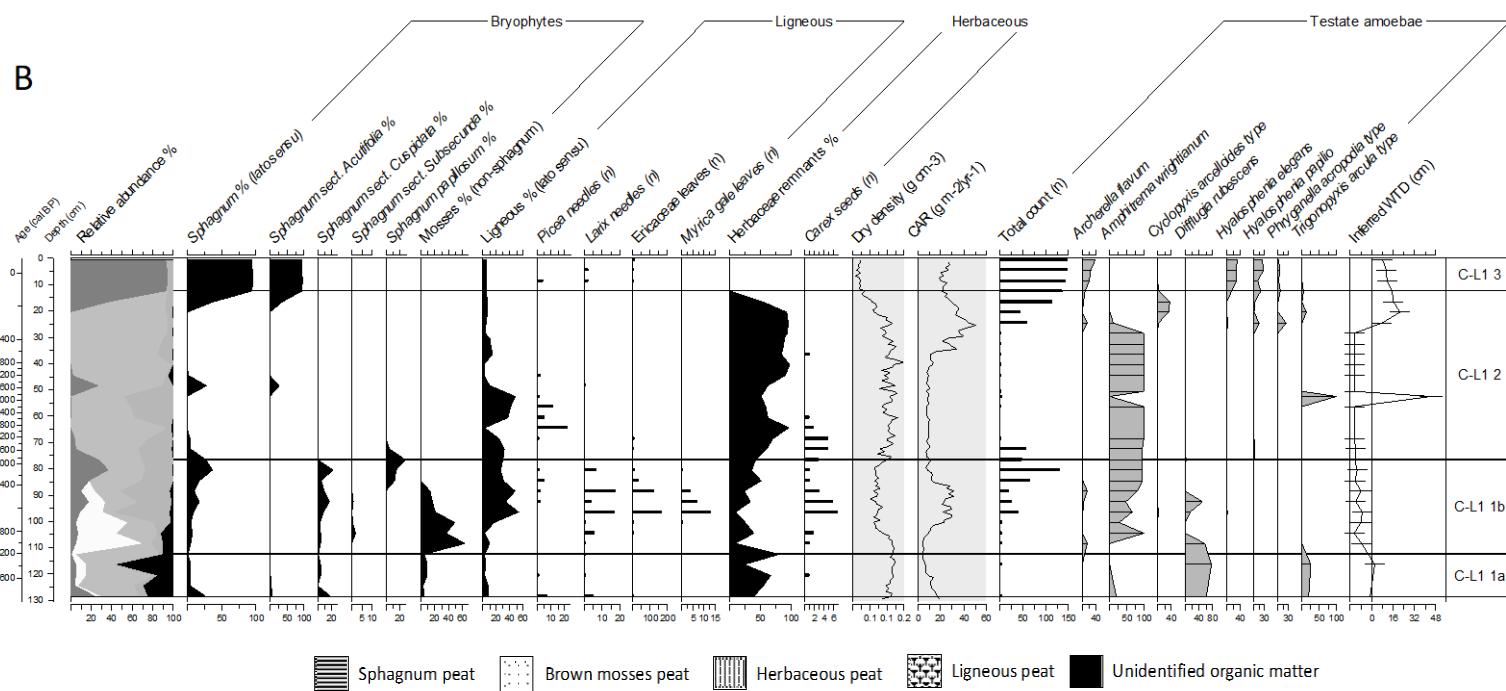


Figure 4.5 Continued.

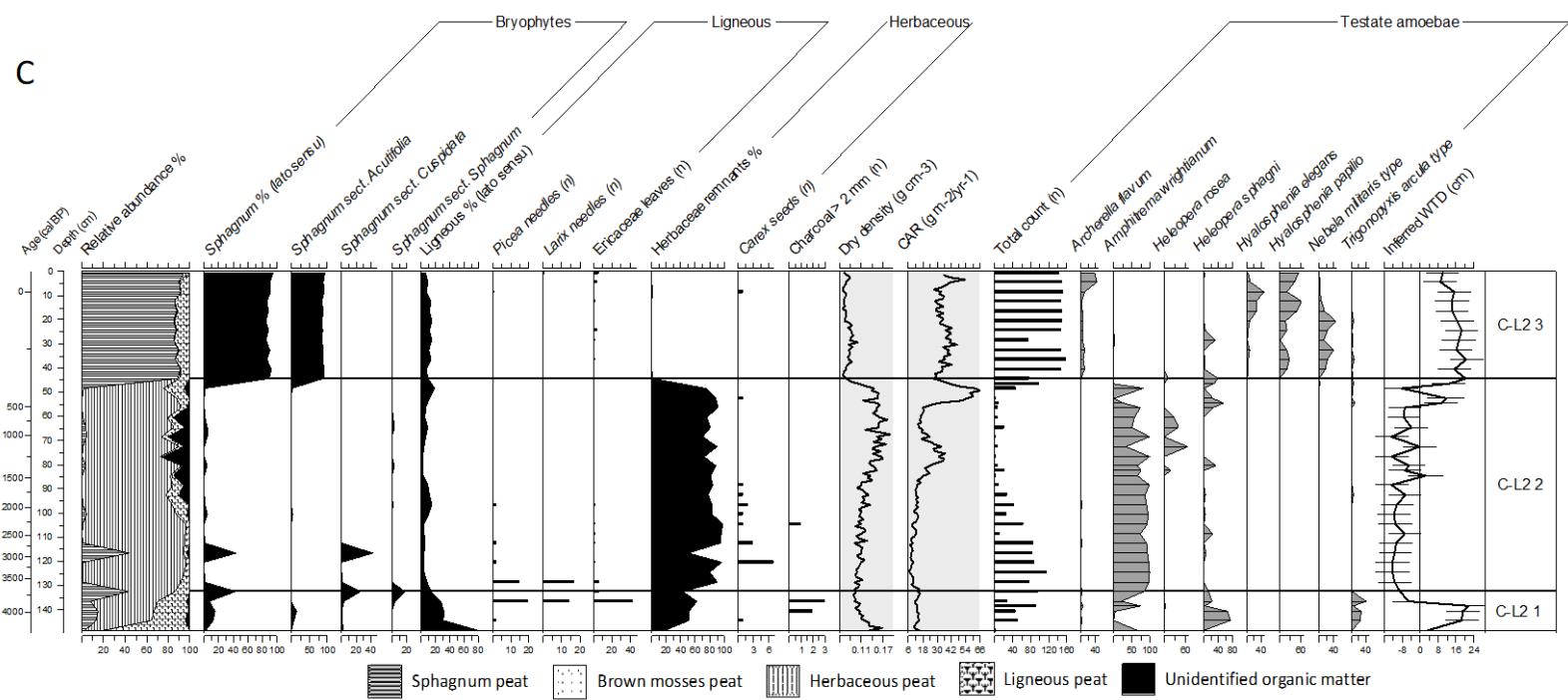


Figure 4.5 Macrofossil abundance (%) and count (n), dry density, carbon accumulation rates (CAR), testate amoeba assemblages (%) and inferred water table depths for Cheinu peatland cores (A) C-C1, (B) C-L1, (C) C-L2.

4.5 Discussion

4.5.1 Peat initiation

In north-central Quebec, the retreat of the Laurentide Ice Sheet occurred between 7800 and 7450 cal. a BP (Dyke et al., 2003), which suggests a delay of more than 1000 years before peat initiated in the region. Peat accumulation occurred relatively synchronously in the two studied peatland ecosystems even if their mineral substrate, basin topography and watershed configuration differed. The warmer and drier Holocene Thermal Maximum (HTM) period, which occurred before 5000 cal. a BP in northern Quebec (Oris et al., 2004; Viau and Gajewski, 2009), likely favored a decrease in wetness in topographic depressions, facilitating paludification and *Sphagnum* invasion as also recorded in the La Grande river watershed (Beaulieu-Audy et al., 2009). Our paleoecological reconstructions show that in the central part of the Misask peatland, peat initiated under minerotrophic conditions and shifted rapidly to ombrotrophy under warmer summer conditions (Fréchette et al., 2018), which probably influenced growing season length and promoted rapid peat accumulation. The central core of the Cheinu peatland did not register a minerotrophic phase but initiated as a bog as observed in some peat records from the northeastern portion of the La Grande river watershed (van Bellen et al., 2013; Garneau et al., 2017). The ombrotrophic period at Cheinu (6560 – 5920 cal. a BP), which was not registered in all cores possibly due to the influence of local topography and drainage, also coincided with a relatively high fire occurrence in the surrounding regional forests (El Guellab et al., 2015; Asselin et al., 2016).

4.5.2 Peatland lateral expansion

A global shift in atmospheric circulation followed the warm and dry climate conditions of the HTM (Payette, 1984; Payette and Filion, 1993; Fréchette et al., 2018) and an

increase in moisture conditions favored peat lateral expansion in the studied peatlands from *ca* 5000 cal. a BP, which was also reported in other studies from the Northern Hemisphere (Korhola et al., 2010; Ruppel et al., 2013; Yu et al., 2009). Climate conditions combined with local topography, slope and flow direction seem to have primarily controlled lateral expansion (Bauer et al., 2003; Loisel et al., 2013) by initiating synchronous paludification in 3 of 4 lateral cores between 4508 and 4130 cal. a BP.

4.5.3 From the Neoglacial cooling to the end of the Little Ice Age

Shorter growing seasons combined with an increase in wetness and a major nutrient input from the surrounding groundwater during the Neoglacial cooling (Viau et al., 2006; Viau and Gajewski, 2009) likely transformed the two studied peatlands from herbaceous-ligneous oligotrophic fens to herbaceous-dominated environments (respectively *ca* 1840 and 1830 cal. a BP; Figure 6). As WTD reconstructions showed an increase in surface wetness for both central cores from around 3400 and 2880 cal. a BP in cores M-C2 (Misask) and C-C1 (Cheinu) respectively, data suggest that it took about 1500 to 1000 years of relatively high water tables to exceed ecosystem resilience (Belyea, 2009) and transform the ecological state of the peatlands to persisting wet-herbaceous environments. In line with Garneau et al. (2017), we suggest that wetter and colder conditions reduced evapotranspiration and limited growing season length and peat productivity. Increased wetness, also influenced by the size of the watershed (White and Payette, 2016) and groundwater inflow from the adjacent mineral substrate (van Bellen et al., 2018a), may have initiated changes relatively synchronously in peatland ecohydrological dynamics over the last 2000 years also registered in peatlands 150 kilometers northward (van Bellen et al., 2013). The earlier shifts recorded in three out of four lateral cores suggest that peatland margins were less resilient to changes than the central sections of the ecosystems (van Bellen et al., 2012;

Bauer et al., 2009; Bhatti et al., 2006). No evidence of increase runoff caused by fires and subsequent opening of the forest cover (Asselin and Payette, 2005) adjacent to the peatlands was possible to demonstrate.

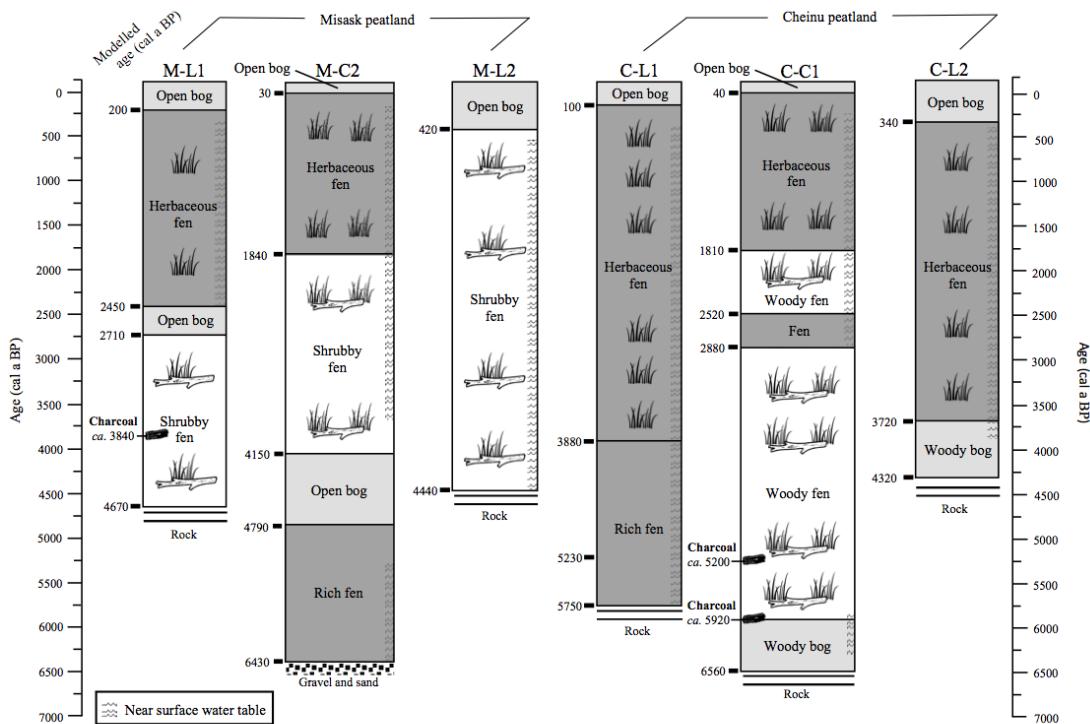


Figure 4.6 Synthesis of reconstructed environments based on macrofossil and testate amoeba analysis.

The effects of the Neoglacial cooling registered from different proxies in eastern Canada (Payette and Filion, 1993; Payette et al., 1989) peaked after 2000 cal BP with permafrost aggradation in subarctic Quebec (Bhary and Robert, 2006; Bhary et al., 2007; Lamarre et al., 2012). During this period, the Cheinu and Misask peatlands registered low CAR and the herbaceous-dominated environments with high water tables that persisted in both peatlands until the end of the Little Ice Age as documented

by Arlen-Pouliot and Payette (2015), van Bellen et al. (2013) and Loisel et al. (2013). Only the central core of the Misask peatland (between 1340 and 730 cal. a BP) may have registered the warmer ‘Medieval Climate Anomaly’ (MCA) conditions, which coincided with increased C accumulation in many northern peatlands from *ca* 1000 to 800 cal. a BP (Charman et al., 2013).

During the Little Ice Age, permafrost aggradation was documented in ombrotrophic peatlands of the boreal region of northwestern Québec (Thibault and Payette, 2009). Northern peatlands in eastern Canada registered important lowering in CAR (van Bellen et al., 2013; Garneau et al., 2014; Primeau and Garneau, accepted) as observed in the current study sites without evidence of relic permafrost nowadays.

4.5.4 Recent ecohydrological changes

Over the last century, shifts towards drier conditions associated with a sudden ecosystem change from herbaceous oligotrophic to *Sphagnum* ombrotrophic conditions occurred within the six cores analysed (Figure 6). Although the recent *Sphagnum* expansion was not supported by detailed ^{210}Pb chronologies in the lateral cores, the data suggest a widespread ecosystem shift in both peatlands corresponding to the beginning of the 20th century. Similar recent *Sphagnum* expansion was also documented in other northern peatlands (van Bellen et al., 2013; Loisel and Yu, 2013; van Bellen et al., 2018b, Primeau and Garneau, accepted). When considering the current climate warming trend, this ecosystem change coincided with the registered increase in precipitation, temperature and growing degree-days ($> 0^\circ\text{C}$) from 1950 to 2017 (Supplementary Figure S1). This suggests that longer and warmer growing seasons may have enhanced peat primary production (Loisel and Yu, 2013; Loisel et al., 2012; van Bellen et al., 2018b) and influenced patterned fens to shift recently from oligotrophic to ombrotrophic conditions as also recorded in other sites located at the

same ecoclimatic transition (Primeau and Garneau, accepted; van Bellen et al., 2013). While the recent impacts of 20th century warming have been previously identified from permafrost degradation in eastern Canada (Payette et al., 2004; Vallée and Payette, 2007, Tremblay et al., 2014) and shrub growth increase (Duguay et al., 2015), our study is the first to document peatland ecosystem shift and increased peat accumulation in this region. Rapid and recent accumulation on the sites is also expressed as important paludification of the adjacent forest border and pool infilling as shown in supplementary Figure S2.

4.5.5 Carbon accumulation

LORCA values calculated for the central core of Misask and Cheinu peatlands (17.9 and 16 g C m⁻² yr⁻¹) are slightly lower than the average of \pm 23 g C m⁻² yr⁻¹ estimated for northern peatlands (Loisel et al., 2014; Garneau et al., 2014), but within the range of 10.3 and 22.6 g C m⁻² yr⁻¹ estimated in surrounding regions (van Bellen et al., 2012, 2011; Loisel and Garneau, 2010). In each core, Holocene variations in C accumulation rates did not show major synchronous changes, but CARs globally stayed between 10 and 25 g C m⁻² yr⁻¹. The recorded variations mainly suggest the influence of changes in plant communities, hydrological variations and possible fire activity (Magnan and Garneau, 2014; Yu et al., 2009) although the charcoal data do not suggest the occurrence of fires at the coring location but potentially fires from the surrounding forest borders. Nevertheless, data show significant increases in apparent CARs that started between 30 and 40 cal. a BP (1920 - 1910 CE) in the two central cores. Even when considering the incomplete decay in the acrotelm, the recent C accumulation changes coincide with the ecosystem shift and the drastic increase in *Sphagnum* sect. *Acutifolia* abundance that may have been stimulated by the recent warming trend (Supplementary Figure S1; Loisel and Yu, 2013).

4.6 Conclusion

This study represents the first multiproxy reconstruction of peatlands located in north-central Quebec at the biogeographic limit between the open and closed boreal forests. Results show that peatlands in the region initiated *ca* 6500 cal. a BP under spatially variable ombrotrophic and minerotrophic conditions. Paleohydrological records show a general increase in surface wetness during the Neoglacial cooling period with shifts in vegetation communities and nutrient status that persisted until the last century. As the results do not support the hypothesis of an increase in surface runoff influenced by the opening of forest cover after fire events, the rise in wetness has likely been influenced by lower peat productivity, reduced evapotranspiration and groundwater inflow from the adjacent mineral substrate. The *aqualysis* phenomenon may have started during the Neoglacial cooling and persisted until the end of the Little Ice Age in the region. Following the LIA, the relatively synchronous ecosystem shift from herbaceous oligotrophic fens to *Sphagnum* sect. *Acutifolia* bogs suggests a recent response of high-latitude peatlands to the ongoing climate warming that influences *Sphagnum* growth, carbon accumulation rates and a possible northward migration of the biogeographic limit of ombrotrophic ecosystems. These results confirm the sensitivity of peatlands to a combination of internal and external forcings such as climate that are still not well represented into numerical models and need further attention in the future.

4.7 Acknowledgments

Funding was provided by Mitacs Acceleration in collaboration with Stornoway Diamond Corporation, NSERC-CRD (RDCPJ 51342-17) to Michelle Garneau in collaboration with Stornoway Diamond Corporation and Nemaska Lithium and the NSTP (Northern Scientific Training Program) to Mylène Robitaille. We would like to

thank Benjamin Jacob and Caroline Courchesne from the Renard mine and Marie Larocque, Sylvain Gagné and Louis-Martin Pilote for their help in the field. We are also grateful to Dr. Bassam Ghaleb and Dr. Jean-François Hélie from the GEOTOP Radiochronology and Stable isotope geochemistry laboratories for lead-210 and C:N ratio analysis and to the A.E. Lalonde AMS Laboratory (University of Ottawa) training program for radiocarbon chronologies. Special thanks to Christelle Lambert who provided the 3D depth models and Carole-Anne Kenny for the mapping contribution, to Gabriel Magnan, Serge Payette and Etienne Boucher for their constructive comments on the manuscript and all the others (*Les Tourbeux*) for their inspiration and continuous support. Thank you also to Dan McKenney (Canadian Forest Service, NRCan) for the update of the climate data and Guillaume Dueymes (Centre ESCER, UQAM) for the climate data preparation and accessibility.

4.8 References

- Ali AA, Blarquez O, Girardin MP, et al. (2012) Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(51): 20966-20970.
- Ali AA, Ghaleb B, Garneau M, et al. (2008) Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by ^{210}Pb and ^{137}Cs radiometric techniques. *Applied Radiation and Isotopes* 66(10): 1350-1358.
- Appleby PG (2001) Chronostratigraphic Techniques in Recent Sediments. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 171–203: doi:10.1007/0-306-47669-X_9.
- Arlen-Pouliot Y and Payette S (2015) The influence of climate on pool inception in boreal fens. *Botany* 93(10): 637-649.

- Asselin H and Payette S (2005) Late Holocene deforestation of a tree line site: estimation of pre-fire vegetation composition and black spruce cover using soil charcoal. *Ecography* 28(6): 801-805.
- Asselin M, Grondin P, Lavoie M, et al. (2016) Fires of the Last Millennium Led to Landscapes Dominated by Early Successional Species in Québec's Clay Belt Boreal Forest, Canada. *Forests* 7(9): 205.
- Bauer I, Bhatti J, Swanston C, et al. (2009) Organic Matter Accumulation and Community Change at the Peatland–Upland Interface: Inferences from ^{14}C and ^{210}Pb Dated Profiles. *Ecosystems* 12(4): 636-653.
- Bauer IE, Gignac LD and Vitt DH (2003) Development of a peatland complex in boreal western Canada: lateral site expansion and local variability in vegetation succession and long-term peat accumulation. *Canadian Journal of Botany* 81(8): 833-847.
- Beaulieu-Audy V, Garneau M, Richard PJH, et al. (2009) Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the La Grande Rivière region, Québec, Canada. *The Holocene* 19(3): 459-476.
- Belyea LR (2007) Climatic and topographic limits to the abundance of bog pools. *Hydrological Processes* 21(5): 675-687.
- Belyea LR (2009) Nonlinear Dynamics of Peatlands and Potential Feedbacks on the Climate System. *Carbon Cycling in Northern Peatlands* 5–18: doi:10.1029/2008GM000829.
- Bhatti JS, Errington RC, Bauer IE, et al. (2006) Carbon stock trends along forested peatland margins in central Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science* 86(2): 321-333: doi:<https://doi.org/10.4141/s05-085>.
- Bhiry N and Robert ÉC (2006) Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada. *Écoscience* 13: 56–65.
- Bhiry N, Payette S and Robert ÉC (2007) Peatland development at the arctic tree line (Québec, Canada) influenced by flooding and permafrost. *Quaternary Research* 67(3): 426-437.

Blaauw M and Christen JA (2011) Bacon, version 2.2. Queen's University, Belfast.

Booth RK (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: doi:10.1002/jqs.1114.

Booth RK, Lamentowicz M and Charman DJ (2010) Preparation and analysis of testate amoebae in peatland palaeoenvironmental studies. *Mires and Peat* 7(2): 1–7.

Bourgault MA, Larocque M and Garneau M (2017) Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological Processes* 31(5): 1184–1195.

Bourgault MA, Larocque M, Garneau M, et al. (2018) Quantifying peat hydrodynamic properties and their influence on water table depths in peatlands of southern Quebec (Canada). *Ecohydrology* 11(7).

Braun-Blanquet J, Conrad HS and Fuller GD (1932) *Plant Sociology*. New York : McGraw-Hill Book Co. Inc.

Bronk Ramsey C (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51: 337–360.

Charman DJ (2002) *Peatlands and Environmental Change*. Chichester, UK: Wiley and sons.

Charman DJ, Beilman DW, Blaauw M, et al. (2013) Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences* 10(2): 929–944.

Charman DJ, Hendon D and Woodland WA (2000) *The identification of Testate Amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in Peats*. London.

Cliche-Trudeau N, Garneau M and Pelletier L (2013) Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada. *Biogeochemistry* 113: 409–422.

Cliche-Trudeau NC, Garneau M and Pelletier L (2014) Interannual variability in the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry* 118: 371–387.

- Comas X, Slater L and Reeve AS (2011) Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms. *Journal of Hydrology* 399(3-4): 173-184.
- Crum HA and Anderson LE (1981) *Mosses of Eastern North America*, vols 1–2. New York: Columbia University Press, 1328 pp.
- Dean WE (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research* 44(1): 242-248.
- Dissanska M, Bernier M and Payette S (2009) Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatlands. *Canadian Journal of Remote Sensing* 35(2): 189-215.
- Duguay Y, Bernier M, Lévesque E, et al. (2015) Potential of C and X Band SAR for Shrub Growth Monitoring in Sub-Arctic Environments. *Remote Sensing* 7(7): 9410-9430.
- Dyke A and Prest V (1987) Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41(2): 237-263.
- Dyke AS, Moore A and Robertson L (2003) *Deglaciation of North America*. : doi:10.4095/214399.
- El-Guellab A, Asselin H, Gauthier S, et al. (2015) Holocene variations of wildfire occurrence as a guide for sustainable management of the northeastern Canadian boreal forest. *Forest Ecosystems* 2(1): 1-7.
- Flynn WW (1968) The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chimica Acta* 43(2): 221-227.
- Foster DR and Fritz SC (1987) Mire Development, Pool Formation and Landscape Processes on Patterned Fens in Dalarna, Central Sweden. *Journal of Ecology* 75(2): 409-437.
- Foster DR and King GA (1984) Landscape Features, Vegetation and Developmental History of a Patterned Fen in South-Eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology* 72(1): 115-143.

Foster DR, King GA, Glaser PH, et al. (1983) Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature* 306: 256-258.

Fréchette B, Richard PJH, Grondin P, et al. (2018) Histoire postglaciaire de la végétation et du climat des pessières et des sapinières de l'ouest du Québec. Mémoire de recherche forestière 179. Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Québec.

Garneau M and van Bellen S (2016) Synthèse de la valeur et la répartition du stock de carbone terrestre au Québec, Rapport final. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de Lutte contre les changements climatiques du Québec, Québec.

Garneau M, Tremblay L and Magnan G (2017) Holocene pool formation in oligotrophic fens from boreal Québec in northeastern Canada. *The Holocene* 28(3): 396-407.

Garneau M, van Bellen S, Magnan G, et al. (2014) Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada. *The Holocene* 24(9): 1043-1053.

Garneau, M (1995) *Collection de référence de graines et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal et de l'arctique canadien*. Sainte-Foy: Geological Survey of Canada, Division de la science des terrains, 47 pp.

Gorham E, Lehman C, Dyke A, et al. (2007) Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America. *Quaternary Science Reviews* 26(3-4): 300-311.

Heiri O, Lotter A and Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25(1): 101-110.

Hendon D and Charman DJ (1997) The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat. *The Holocene* 7(2): 199-205.

Houel S, Loucheuarn P, Lucotte M, et al. (2006) Translocation of soil organic matter following reservoir impoundment in boreal systems: Implications for in situ productivity. *Limnology and Oceanography* 51(3): 1497-1513.

- Hua Q, Barbetti M, Rakowski AZ (2013) Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon* 55(4): 2059–2072.
- Jeglum, JK, Rothwell, RL, Berry, GJ (1992) A peat sampler for rapid survey (Technical note). *Canadian Forestry Service* 13: 921–932.
- Jowsey, PC (1966) An improved peat sampler. *New Phytologist* 65: 245–248.
- Juggins S (2018). Rioja, version 0.1-15.1: University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Korhola A, Ruppel M, Seppä H, et al. (2010) The importance of northern peatland expansion to the late-Holocene rise of atmospheric methane. *Quaternary Science Reviews* 29(5): 611-617.
- Kuhry P and Vitt DH (1996) Fossil Carbon/Nitrogen Ratios As a Measure of Peat Decomposition. *Ecology* 77(1): 271–275: doi:10.2307/2265676.
- Laine J, Harju P, Timonen T, et al. (2011) *The intricate beauty of Sphagnum mosses: a Finnish guide to identification*. Department of Forest Ecology, University of Helsinki.
- Lamarre A, Garneau M and Asnong H (2012) Holocene paleohydrological reconstruction and carbon accumulation of a permafrost peatland using testate amoeba and macrofossil analyses, Kuujjuarapik, subarctic Québec, Canada. *Review of Palaeobotany and Palynology* 186: 131–141: doi:10.1016/j.revpalbo.2012.04.009.
- Lamarre A, Magnan G, Garneau M and Boucher É (2013) A testate amoeba-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada. *Quaternary International* 306: 88–96: doi:10.1016/j.quaint.2013.05.054.
- Lévesque PEM, Dinel H and Larouche AC (1988) *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*. Agriculture Canada. Ministère des approvisionnements et services, Publication no. 1817.
- Loisel J and Yu Z (2013) Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118(1): 41-53.

Loisel J, Gallego-Sala AV, Yu Z (2012) Global-scale pattern of peatland Sphagnum growth driven by photosynthetically active radiation and growing season length. *Biogeosciences* 9: 2737-2746.

Loisel J, Yu Z, Beilman DW, et al. (2014) A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene* 24(9): 1028-1042.

Loisel J, Yu Z, Parsekian A, et al. (2013) Quantifying landscape morphology influence on peatland lateral expansion using ground-penetrating radar (GPR) and peat core analysis. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118(2): 373-384.

Loisel, J, Garneau, M (2010) Late-Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 493–533.

Magnan G and Garneau M (2014) Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Quebec, eastern Canada. *The Holocene* 24(9): 1054-1062.

Marie-Victorin F (2005) *Flore Laurentienne*. Montréal: Les Presses de l'Université de Montréal.

Mauquoy D, Hughes PDM and van Geel B (2010) A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat* 7(06): 1–5.

McKenney DW, Hutchinson MF, Papadopol P, et al. (2011) Customized spatial climate models for North America. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92(12): 1612–22.

Moore TR (2001) Les processus biogéochimiques liés au carbone. In: Payette S and Rochefort L (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Presses de l'Université Laval, pp.39-89.

Morris PJ, Baird AJ, Young DM, et al. (2015) Untangling climate signals from autogenic changes in long-term peatland development. *Geophysical Research Letters* 42(10): 10788–10797.

- Muller EH (1983) Till genesis and the glacier sole. In: Evenson EB, Schlüchter C and Rabassa J (eds) *Tilts and related deposits: Genesis, petrology, application, stratigraphy*, Rotterdam: A. A. Balkema, pp.19-22.
- Nilsson M, Klarqvist M, Bohlin E, et al. (2001) Variation in ^{14}C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene* 11(5): 579-586.
- Ohlson M and Tryterud E (2000) Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene* 10(4): 519-525.
- Oris F, Asselin H, Finsinger W, et al. (2014) Long-term fire history in northern Quebec: implications for the northern limit of commercial forests. *Journal of Applied Ecology* 51(3): 675-683.
- Payette S (1984) Peat inception and climatic change in northern Quebec. In: Mörner NA and Karlén W (eds) *Climatic Change on a Yearly to Millenial Basis*, Dordrecht: Reidel, pp.173-179.
- Payette S and Filion L (1993) Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas* 22(1): 7–14.
- Payette S and Rochefort L (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Les Presses de l'Université Laval.
- Payette S, Delwaide A, Caccianiga M, et al. (2004) Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters* 31(18).
- Payette S, Filion L, Delwaide A and Begin C (1989) Reconstruction of tree-line vegetation response to long-term climate change. *Nature* 341: 429–432.
- Payne RJ and Mitchell EAD (2009) How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeoecological studies of testate amoebae. *Journal of Paleolimnology* 42(4): 483–495: doi:10.1007/s10933-008-9299-y.
- Péli ER, Janos N and Cserhalmi D (2016) Decomposition Rate, and Carbon and Nitrogen Dynamics of *Sphagnum* Litter: Lessons from a Peat Bog. *Polish Journal of Ecology* 64(2): 231-240.

Primeau G and Garneau M (accepted) Carbon accumulation in peatlands along a boreal to subarctic transect in eastern Canada. *The Holocene*.

R Core Team (2017) R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Available at: <http://www.R-project.org/> (accessed 1 December 2017).

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, et al. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal bp. *Radiocarbon* 55(4): 1869–1887.

Ruppel M, Välimäki M, Virtanen T, et al. (2013) Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe. *The Holocene* 23(11): 1596-1606.

Rydin H and Jeglum JK (2013) *The Biology of Peatlands*. Oxford: Oxford University Press.

Seppälä K and Koutaniemi L (1985) Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas* 14(4): 287-309.

Sheng Y, Smith LC, Macdonald GM, et al. (2004) A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles* 18(3).

Stockmarr J (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* XIII(January 1971): 615–621.

Tahvanainen T (2011) Abrupt ombrotrophication of a boreal aapa mire triggered by hydrological disturbance in the catchment. *Journal of Ecology* 99(2): 404-415.

Tardif S, St-Hilaire A, Roy R, et al. (2009) Statistical Properties of Hydrographs in Minerotrophic Fens and Small Lakes in Mid-Latitude Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 34(4): 365-380.

Tarnocai C, Kettles IM and Lacelle B (2005) Peatlands of Canada Database. Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa.

Tarnocai C, Kettles IM and Lacelle B (2011) Peatlands of Canada. Open File 6561. Geological Survey of Canada, Ottawa.

Thibault S and Payette S (2009) Recent permafrost degradation in bogs of the James Bay area, northern Quebec, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 20(4): 383-389.

Tremblay S, Bhiry N and Lavoie M (2014) Long-term dynamics of a palsa in the sporadic permafrost zone of northwestern Quebec (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences* 51(5): 500-509.

Turunen J, Tomppo E, Tolonen K, et al. (2002) Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—application to boreal and subarctic regions. *The Holocene* 12(1): 69-80.

Vallée S and Payette S (2007) Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Québec). *Geomorphology* 90(1): 162-170.

van Bellen S, Dallaire PL, Garneau M, et al. (2011) Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 25(2).

van Bellen S, Garneau M, Ali AA, et al. (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, Ali AA, et al. (2013) Poor fen succession over ombrotrophic peat related to late Holocene increased surface wetness in subarctic Quebec, Canada. *Journal of Quaternary Science* 28(8): 748-760.

van Bellen S, Garneau M, Baird A, et al. (2018a) Exploring pathways to late Holocene increased surface wetness in subarctic peatlands of eastern Canada.

van Bellen S, Magnan G, Davies L, et al. (2018b) Testate amoeba records indicate regional 20th-century lowering of water tables in ombrotrophic peatlands in central-northern Alberta, Canada. *Global Change Biology* 24(7): 2758-2774.

Viau AE and Gajewski K (2009) Reconstructing Millennial-Scale, Regional Paleoclimates of Boreal Canada during the Holocene. *Journal of Climate* 22(2): 316-330.

Viau AE, Gajewski K, Sawada MC and Fines P (2006) Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 111: doi: 10.1029/2005JD006031.

Wang M, Moore TR, Talbot J, et al. (2015) The stoichiometry of carbon and nutrients in peat formation. *Global Biogeochemical Cycles* 29(2): 113-121.

White M and Payette S (2016) Pool size structure indicates developmental stages of boreal fens. *Botany* 94(8): 643-651.

Yu Z, Beilman DW and Jones MC (2009) Sensitivity of Northern Peatland Carbon Dynamics to Holocene Climate Change. In: Baird A, Belyea L, Comas X, et al. (eds) *Carbon Cycling in Northern Peatlands*. Geophysical Monograph Series 184, pp.55–69.

Yu ZC (2012) Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences* 9(10): 4071-4085.

4.9 Supplemental material

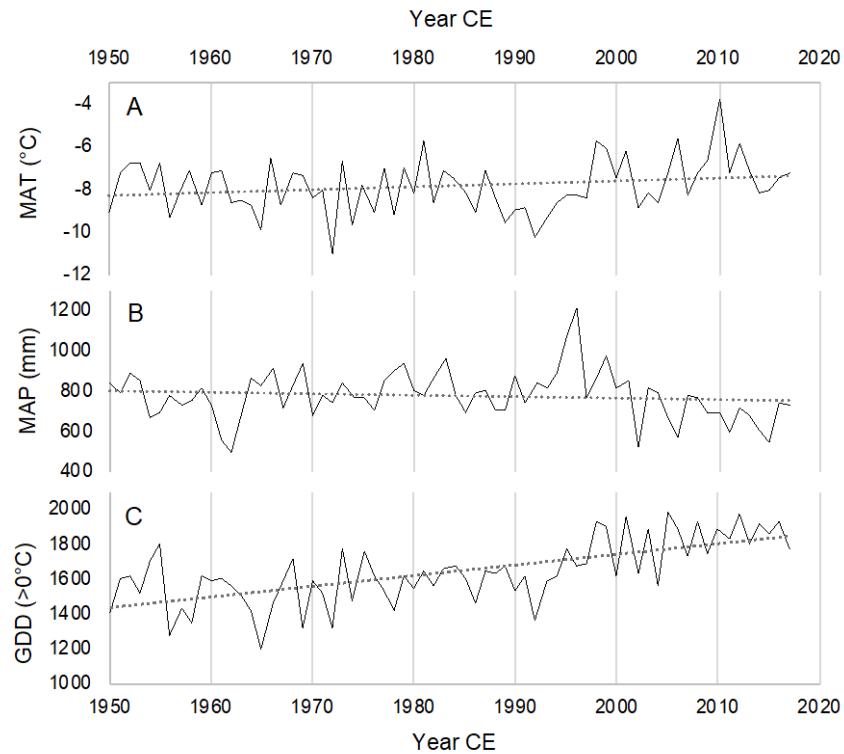


Figure 4.7 Climatic trends using ANUSPLIN data from 1950-2017. (A) Mean annual temperature; (B) Mean annual precipitation and (C) annual growing degree-day ($> 0^{\circ}\text{C}$).



Figure 4.8 Signs of paludification in the adjacent forest border and pool infilling. Field images taken in 2018 and 2016.

Table 4.4 ^{210}Pb activity for central cores.

Depth (cm)	Core name			
	M-C2		C-C1	
	Pb-210 (Bq/kg)	±	Pb-210 (Bq/kg)	±
0.5	525.2	16.15	279.7	11.93
2.5	485.5	14.93	333.7	14.58
4.5	463.8	13.90	391.3	15.62
6.5	498.2	14.50	347.4	13.47
8.5	487.4	14.37	303.4	12.17
10.5	403.4	12.15	292.0	11.11
12.5	359.2	10.89	232.7	8.50
14.5	347.9	11.00	377.4	13.30
16.5	329.8	9.36	576.1	19.29
18.5	297.3	9.09	597.8	19.64
20.5	417.8	11.81	593.9	20.29
22.5	399.3	11.99	548.5	18.83
24.5	496.9	15.70	513.5	13.77
26.5	504.6	16.11	505.6	14.17
28.5	433.8	13.87	530.3	14.96
30.5	382.7	12.28	306.6	8.97
32.5	427.0	13.61	343.1	10.77
34.5	126.5	3.49	456.8	14.53
36.5	73.9	2.22	559.3	15.29
38.5	21.3	0.95	661.9	20.34
40.5	5.9	0.40	635.3	18.51
42.5	5.6	0.37	633.0	18.59
44.5	3.5	0.26	490.5	12.68
46.5			347.9	11.22
48.5			311.7	9.49
50.5			123.1	4.22
52.5			77.5	2.22
54.5			31.9	1.80
56.5			20.2	1.30

CONCLUSION

Les tourbières de la région du Centre-Nord du Québec présentent des signes de déséquilibre hydrologique passé nommé « aqualyse ». Ce phénomène se manifeste par la dégradation physique des lanières de végétation menant à l'expansion et la coalescence des mares (Foster *et al.*, 1983; Dissanska *et al.*, 2009; Tardif *et al.*, 2009; Cliche-Trudeau *et al.*, 2013; Arlen-Pouliot et Payette, 2015; White et Payette, 2016). Considérant qu'une augmentation des superficies humides et ennoyées peut avoir de grandes conséquences sur le bilan de carbone des tourbières (Pelletier *et al.*, 2007; Cliche-Trudeau *et al.*, 2013), cette étude avait pour but de mettre en lumière les conditions écohydrologiques holocènes et récentes des tourbières de la région du Centre-Nord du Québec, afin d'évaluer les facteurs allogènes et autogènes ayant d'abord initié puis limité, plus récemment, le phénomène d'aqualyse. Les tourbières étudiées présentent certains signes du phénomène d'aqualyse mais le processus ne semble pas contemporain.

L'objectif principal de ce mémoire était de mettre en lumière, par une analyse paléoécohydrologique, la sensibilité des tourbières de la région du Centre-Nord du Québec aux variations climatiques et hydrologiques depuis le début de l'entourbement jusqu'à la période actuelle. Le premier sous-objectif était d'évaluer l'influence des conditions climatiques ayant favorisé l'entourbement et les changements écohydrologiques dans les tourbières de la région. Le second sous-objectif était de vérifier si l'ouverture du paysage forestier causé par les feux avait pu favoriser un apport accru en eau et en nutriments par le ruissellement de surface. Finalement, le troisième sous-objectif visait à mettre en lumière les changements d'accumulation

récente en prenant pour hypothèse l'effet de l'augmentation des températures et de la durée des saisons de croissance depuis le 20^e siècle.

Pour ce faire, deux tourbières situées à 9 km l'une de l'autre ont été sélectionnées. Des sondages manuels ont été effectués afin de déterminer la topographie du bassin minéral et trois carottes complètes ont été échantillonnées par tourbière, soit une carotte centrale et deux carottes latérales. En laboratoire, l'analyse des macrorestes végétaux ainsi que des thécamoebiens a permis de reconstituer l'évolution de la végétation ainsi que les variations des nappes phréatiques. Par la suite, ces analyses ont été combinées à d'autres indicateurs tels que des mesures de densité de la tourbe et de teneur en carbone, de ratios C/N, ainsi que des datations au ²¹⁰Pb et ¹⁴C nous ayant permis d'effectuer des modèles d'âge-profondeur et de mettre en lumière les taux d'accumulation de la tourbe et du carbone.

Les résultats montrent d'abord que les conditions plus chaudes et plus sèches de l'Optimum climatique ont favorisé une diminution des conditions d'humidité dans les dépressions topographiques. L'entourbement, aussi influencé par les conditions locales des sites, a débuté vers 6500 cal. a BP sous des conditions ombrótropes et minérotropes. Par la suite, les reconstitutions paléohydrologiques confirment une augmentation générale des conditions d'humidité pendant la période froide et humide du Néoglaciaire, suivie par des changements écologiques et trophiques ayant persisté jusqu'au début du siècle dernier. À cet égard, considérant qu'aucun changement écohydrologique majeur n'a été enregistré après feu, les résultats n'appuient pas l'hypothèse d'une augmentation du niveau de la nappe phréatique induite par une augmentation de la fréquence des feux et du ruissellement de surface. Dans les carottes centrales, l'augmentation des conditions d'humidité est d'abord reconstituée par les thécamoebiens entre 3 400 et 2 880 cal. a BP. Les données suggèrent ainsi qu'il a fallu environ 1000 à 1500 ans de nappes phréatiques relativement élevées pour dépasser la

capacité de résilience des sites (Belyea, 2009) et transformer l'état écologique de ces tourbières en milieux dominés par les herbacées (~ 2000 cal. a BP). Tel que suggéré par les modèles de van Bellen *et al.* (2018a), l'aqualyse dans ces écosystèmes a probablement aussi été influencée par l'effet du refroidissement sur la croissance limitée des sphaignes et d'un apport en eaux souterraines provenant du substrat minéral adjacent. Ainsi, suivant Garneau *et al.* (2017), les conditions plus froides et plus humides ont probablement réduit l'évapotranspiration, puis limiter la durée de la saison de croissance et la productivité végétale. L'augmentation des conditions d'humidité, également favorisée par la taille du bassin versant (White et Payette, 2016) et l'apport d'eau souterraine provenant du substrat minéral adjacent (van Bellen *et al.*, 2018a), pourraient avoir initié des changements relativement synchrones dans la dynamique écohydrologique des tourbières au cours des derniers 2000 ans (van Bellen *et al.*, 2013).

Suivant le PAG, ces écosystèmes ont enregistré un changement relativement synchrone, passant de fens oligotrophes dominés par les espèces herbacées à des bogs dominées par les sphaignes (*Sphagnum fuscum*). Ce faisant, dans la région, l'aqualyse semble plutôt avoir débuté à la fin du Néoglaciaire puis persisté jusqu'à la fin du PAG. Ainsi, cette ombrotrophication récente des lanières de végétation suggère plutôt une réaction récente des tourbières nordiques face au réchauffement climatique actuel influençant la croissance des sphaignes et les taux d'accumulation du carbone. Par le fait même, étant situés à la limite sud des tourbières subarctiques, ces changements récents semblent témoigner d'une possible migration de la limite biogéographique des tourbières ombratrophes vers le nord.

Finalement, en plus d'être la première reconstitution des tourbières de la région du Centre-Nord du Québec, cette étude est la première à documenter à l'aide de chronologies récentes, une transition écohydrologique récente et relativement synchrone sur six carottes à l'intérieur de deux tourbières localisées dans deux sous-bassins versants différents. Considérant, en plus, que d'autres tourbières minérotrophes

boréales et subarctiques ont enregistré cette transition à travers l'hémisphère nord (van Bellen *et al.*, 2013; Loisel et Yu, 2013; Sanderson, 2016; van Bellen *et al.*, 2018b; Kutenkov et Philippov, 2019) mais que la faible résolution des chronologies récentes limitait les interprétations (Sanderson, 2016), l'intégration des changements récents (\pm 150 ans) en paléoécologie doit être davantage mise de l'avant. Ces résultats confirment ainsi la sensibilité des tourbières à une combinaison de forçages allogènes et autogènes, tels que le climat, encore mal représentés dans les modèles numériques et nécessitant, à l'avenir, une attention particulière.

RÉFÉRENCES

- Ali, A. A., Blarquez, O., Girardin, M. P., Hely, C., Tinquaut, F., El Guellab, A., ... Bergeron, Y. (2012). Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(51), 20966-20970.
- Ali, A. A., Ghaleb, B., Garneau, M., Asnong, H. et Loisel, J. (2008). Recent peat accumulation rates in minerotrophic peatlands of the Bay James region, Eastern Canada, inferred by ^{210}Pb and ^{137}Cs radiometric techniques. *Applied Radiation and Isotopes*, 66(10), 1350-1358. doi: 10.1016/j.apradiso.2008.02.091
- Appleby, P. G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Dans W. M. Last and J. P. Smol (dir.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques* (p. 171–203). Dordrecht : Klower Academic Publishers.
- Arlen-Pouliot, Y. et Payette, S. (2015). The influence of climate on pool inception in boreal fens. *Botany*, 93(10), 637-649. doi: 10.1139/cjb-2015-0048
- Asselin, H. et Payette, S. (2005). Late Holocene opening of the forest tundra landscape in northern Québec, Canada. *Global Ecology and Biogeography*, 14(4), 307-313. doi: 10.1111/j.1466-822X.2005.00157.
- Asselin, M., Grondin, P., Lavoie, M. et Fréchette, B. (2016). Fires of the last millennium led to landscapes dominated by early successional species in Quebec's Clay Belt Boreal Forest, Canada. *Forests*, 7(9). doi: 10.3390/f7090205
- Barber, K. E. (1981). *Peat Stratigraphy and Climate Change. A paleoecological Test of the Theory of Cyclic Peat Bog Regeneration*. Rotterdam : A. A. Balkema.
- Beaulieu-Audy, V., Garneau, M., Richard, P. J. H. et Asnong, H. (2009). Holocene palaeoecological reconstruction of three boreal peatlands in the la Grande Rivière region, Québec, Canada. *Holocene*, 19(3), 459-476. doi: 10.1177/0959683608101395
- Belyea, L. R. (2007). Climatic and topographic limits to the abundance of bog pools. *Hydrological Processes*, 21, 675-687. doi: 10.1002/hyp.6275

- Belyea, L. R. (2009). Nonlinear Dynamics of Peatlands and Potential Feedbacks on the Climate System. Dans A.J. Baird, L.R. Belyea, , X. Comas, A.S. Reeve & L.D. Slater (dir.), *Carbon Cycling in Northern Peatlands* (p. 5–18). Washington : American Geophysical Union.
- Belyea, L. R. et Malmer, N. (2004). Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change. *Global Change Biology*, 10(7), 1043–1052. doi: 10.1111/j.1365-2486.2004.00783.x
- Bhiry, N., et Filion, L. (2001). Analyse des macrorestes végétaux. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 259-273). Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Blaauw, M. et Christen, J. A. (2011). *Bacon* (version 2.2) [Logiciel]. United Kingdom : Queen's University, Belfast.
- 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, 43-57.
- Bourgault, M.-A., Larocque, M. et Garneau, M. (2016). Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological Processes*, 31, 1184-1195.
- Bourgault, M.-A., Larocque, M., Garneau, M. et Roux, M. (2018). Quantifying peat hydrodynamic properties and their influence on water table depths in peatlands of southern Quebec (Canada). *Ecohydrology*, 11(7), e1976.
- Braun-Blanquet, J. (1932). *Plant sociology : The study of plant communities* (H.S. Conard and G.D. Fuller, trad.). New York : McGraw-Hill Book Co. Inc.
- 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. doi: 10.5194/bg-10-929-2013
- Charman, D. J., Blundell, A., Alm, J., Bartlett, S., Begeot, C., Blaauw, M., ... Yeloff, D. (2007). A new European testate amoebae transfer function for palaeohydrological reconstruction on ombrotrophic peatlands. *Journal of Quaternary Science*, 22, 209-221. doi: 10.1002/jqs.1026
- Charman, D.J. (2002). *Peatlands and environmental change*. Chichester : John Wiley & Sons.

- Charman, D.J. et 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, 2474-2482.
- Charman, D.J., Hendon, D. et Woodland, W.A. (2000). The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats (Technical guide no 9). London : Quaternary Research Association.
- Cliche-Trudeau, N. C., Garneau, M. et Pelletier, L. (2013). Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*, 113(1-3), 409-422. doi: 10.1007/s10533-012-9767-3
- Cliche-Trudeau, N., Garneau, M. et Pelletier, L. (2014). Interannual variability in the CO₂ balance of a boreal patterned fen, James Bay, Canada. *Biogeochemistry*, 118(1-3), 371-387. doi: 10.1007/s10533-013-9939-9
- Comas, X., Slater, L. et Reeve, A. S. (2011). Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms. *Journal of Hydrology*, 399(3-4), 173-184. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.12.031
- Crum, H.A., et Anderson, L.E. (1981). *Mosses of eastern North America*. New-York : Columbia University Press, vol 1-2.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.
- Desponts, M. et Payette, S. (1993). The Holocene dynamics of jack pine at its northern range limit in Québec. *Journal of Ecology*, 81, 719-727.
- Dissanska, M., Bernier, M. et Payette, S. (2009). Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatlands. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 35(2), 189-215. doi: 10.5589/m09-002
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237. doi: 10.7202/032681ar
- Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America* [Cartes]. Échelle : 1 : 30 000 000. Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Faubert, J. (2013). *Flore des bryophytes du Québec-Labrador*. Volume 2: Mousses, première partie. Saint-Valérien, Québec : Société Québécoise de bryologie.

- Filion, L. (1984). A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec. *Nature*, 543-546. doi: 10.1038/309543a0
- Flynn, W. W. (1968). The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chimica Acta*, 43, 221-227. doi: 10.1016/S0003-2670(00)89210-7
- Foster, D. R. et King, G. A. (1984). Landscape Features, Vegetation and Developmental History of a Patterned Fen in South-Eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72, 115-143. doi: 10.2307/2260009
- Foster, D. R. et Wright, H. E. (1990). Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden. *Ecology*, 71, 450-463. doi: 10.2307/1940300
- Foster, D. R., King, G. A. et Santelmann, M. V. (1988). Patterned fens of western Labrador and adjacent Quebec: phytosociology, water chemistry, landform features, and dynamics of surface patterns. *Canadian Journal of Botany*, 66(12), 2402-2418. doi: 10.1139/b88-327
- Foster, D. R., King, G. A., Glaser, P. H. et Wright, H. E. (1983). Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature*, 306, 256-258. doi: 10.1038/306256a0
- Foster, D.R. et Fritz, S.C. (1987). Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden, *Journal of Ecology*, 75, 409-437.
- Garneau, M. (1995). *Collection de référence de grains et autres macrofossiles végétaux de taxons provenant du Québec méridional et boréal/Reference collection of seeds and other botanical macrofossils from meridional and boreal Quebec*. Commission géologique du Canada, Dossier public 3048, 38 p.
- Garneau, M. et van Bellen, S. (2016). *Synthèse de la valeur et la répartition du stock de carbone terrestre au Québec*. Rapport final. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de Lutte contre les changements climatiques du Québec, Québec.
- Garneau, M., Tremblay, L. et Magnan, G. (2017). Holocene pool formation in oligotrophic fens from boreal Québec in northeastern Canada. *Holocene*, 28(3), 396-407. doi: 10.1177/0959683617729439
- Garralla, S. et Gajewski, K. (1992). Holocene vegetation history of the boreal forest near Chibougamau, central Quebec. *Canadian Journal of Botany*, 70, 1364-1368. doi: 10.1139/b92-171

- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) (2013). *Changements climatiques 2013. Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.*
- Gorham, E., Lehman, C., Dyke, A., Janssens, J. et Dyke, L. (2007). Temporal and spatial aspects of peatland initiation following deglaciation in North America. *Quaternary Science Reviews*, 26(3-4), 300-311. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.08.008
- Heiri, O., Lotter, A. F. et Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110. doi: 10.1023/A:1008119611481
- Hendon, D. et Charman, D. J. (1997). The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat. *Holocene*, 7(2), 199-205. doi: 10.1177/095968369700700207
- Houel, S., Loucheouarn, P., Lucotte, M., Canuel, R. et Ghaleb, B. (2006). Translocation of soil organic matter following reservoir impoundment in boreal systems: Implications for in situ productivity. *Limnology and Oceanography*, 51(3), 1497-1513. doi: 10.4319/lo.2006.51.3.1497
- Hua, Q., Barbetti, M. et Rakowski, A.Z. (2013). Atmospheric radiocarbon for the period 1950-2010. *Radiocarbon*, 55, 4, 2059-2072.
- Jeglum, J.K., Rothwell, R.L., Berry, G.L. et G.K.M. Smith. (1992). *A peat sampler for rapid survey*. Frontline, Note technique, Sault-Ste-Marie (Canada): Service Canadien des Forêts.
- Jowsey, P.C. (1966). An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65(2), 245-248.
- Juggins, S. (2014). C2, version 1.7.6. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.
- Juggins, S. (2017). Rioja, version 0.9-15. [Logiciel]. United Kingdom: University of Newcastle.)
- Kuhry, P. et Vitt, D. H. (1996). Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, 77, 271-275. doi: 10.2307/2265676
- Kutenkov, S.A. et Philippov, D.A. (2019). Aapa mire on the southern limit: A case study in Vologda Region. *Mires and peat*, 24, 1-20. doi: 10.19189/MaP.2018.OMB.355

- Laine, J., Harju, P., Timonen, T., Laine, A., Tuittila, E.-S., Minkkinen, K. et Vasaner, H. (2011). *The intricate beauty of Sphagnum mosses: a Finnish guide to identification*. Helsinki : University of Helsinki Department of Forest Ecology Publications.
- Lamarre, A., Magnan, G., Garneau, M. et Boucher, É. (2013). A testate amoebae-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada. *Quaternary International*, 306, 88-96.
- Lapointe, M. (2014). *Plantes des milieux humides et de bord de mer du Québec et des Maritimes*. Waterloo : Éditions Michel Quintin.
- Lavoie, M. (2001). La paléohydrologie. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 371-385). Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Lévesque, P. E. M., Dinel, H. et Larouche, A. C. (1988). *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*, Agriculture Canada. Ministère des approvisionnements et services, Publication no. 1817.
- Loisel, J. et Yu, Z. (2013). Recent acceleration of carbon accumulation in a boreal peatland, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(1), 41-53. doi: 10.1029/2012JG001978
- Malmer, N. et Holm, E. (1984). Variation in the C/N-Quotient of Peat in Relation to Decomposition Rate and Age Determination with ^{210}Pb . *Oikos*, 43, 171-182. doi: 10.2307/3544766
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326, 1256-1260.
- Marie-Victorin, Frère (2005). *Flore laurentienne* (3^e éd.). Montréal : Les Presses de l'Université de Montréal.
- Matthews, J. A. et Briffa, K. R. (2005). The « Little Ice Age »: Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 87A, 17-36. doi: 10.1111/j.0435-3676.2005.00242.x
- Mauquoy, D., Engelkes, T., Groot, M. H. M., Markesteijn, F., Oudejans, M. G., Van Der Plicht, J. et Van Geel, B. (2002). High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 275-310. doi: 10.1016/S0031-0182(02)00513-8

- Mauquoy, D., Hughes, P.D.M. et van Geel, B. (2010). A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat*, 7, 1-5.
- McKenney, D.W., Hutchinson, M.F., Papadopol, P., Lawrence, K., Pedlar, J., Campbell, K., ... Owen, T. (2011). Customized spatial climate models for North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12), 1612–22.
- Mitchell, E. A. D. (2003). The identification of Nebela and similar species with indications on their ecology and distribution. Récupéré de <https://www.arcella.nl/nebela-mitchell-key/>
- Moore, T.R. (2001). Les processus biogéochimiques liés au carbone. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 39-89). Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Muller, E. H. (1983). Till genesis and the glacier sole. Dans Evenson, E. B., Schlüchter, C. et Rabassa, J. (dir.) *Tilts and related deposits: Genesis, petrology, application, stratigraphy* (p. 19-22). Rotterdam: A. A. Balkema.
- Nilsson, M., Klarqvist, M., Bohlin, E. et Possnert, G. (2001). Variation in 14C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene*, 11(5), 579-586.
- Ohlson, M. et Tryterud, E. (2000). Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene*, 10(4), 519-525.
- Ouranos (2018). Jamésie-Nord Est. Dans *Portraits climatiques*. Récupéré de <https://www.ouranos.ca/portraitsclimatiques/#/regions/9>
- Payette, S. (1984). Peat inception and climatic change in northern Quebec. Dans N.-A. Mörner et W. Karlén (dir.) *Climatic changes on a yearly to millennial basis* (p. 173-179). Stockholm : Springer Netherlands.
- Payette, S. (2001). Les principaux types de tourbières. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 39-89). Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S. et Filion, L. (1993). Holocene water-level fluctuation of a subarctic lake at the treeline in northern Québec. *Boreas*, 22, 7–14.
- Payette, S. et Gagnon, R. (1979). Tree-line dynamics in Ungava peninsula, northern Quebec. *Ecography*, 2, 239-248. doi: 10.1111/j.1600-0587.1979.tb01295.x
- Payette, S. et Gagnon, R. (1985). Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec. *Nature*, 313, 570-572. doi: 10.1038/313570a0

- Payette, S. et Morneau, C. (1993). Holocene relict woodlands at the eastern Canadian tree line. *Quaternary Research*, 39, 84–89.
- Payette, S., et Bouchard, A. (2001). Le contexte physique et biogéographique. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 9-37). Sainte-Foy (Québec) : Les Presses de l'Université Laval.
- Payette, S., et Rochefort, L. (2001). *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy (Québec): Les Presses de l'Université Laval.
- Payne, R. J. et Mitchell, E. A. D. (2009). How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeoecological studies of testate amoebae. *Journal of Paleolimnology*, 42, 483-495.
- Pelletier, L., Moore, T. R., Roulet, N. T., Garneau, M. et Beaulieu-Audy, V. (2007). Methane fluxes from three peatlands in the La Grande Rivière watershed, James Bay lowland, Canada. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112(1), 1-12. doi: 10.1029/2006JG000216
- R Core Team (2017). R: A language and environment for statistical computing. [Logiciel en ligne]. Autriche : Vienne. R Foundation for Statistical Computing.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., ... van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Richard, P. J. H., Larouche, A. et Bouchard, M. A. (1982). Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2), 63-90. doi: 10.7202/032470ar
- Rochefort, L. et Ayotte, G. (2015) Les sphaignes du Québec, du Labrador et des Maritimes (excepté l'île-de-Terre-Neuve). Presses de l'Université Laval, 209 p.
- Sanderson, N. (2016) *Patterns and Drivers of Recent Peatland Carbon Accumulation in Northeastern Canada*. (Thèse de doctorat). University of Exeter.
- Seppälä, M. et Koutaniemi, L. (1985). Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14, 287-309. doi: 10.1111/j.1502-3885.1985.tb00917.x
- Sheng, Y., Smith, L.C., MacDonald, G.M., Kremenetski, K.V. Frey, K.E., Velichko, A.A., Lee, M., Beilman, D.W. et Dublinin, P. (2004). A high-resolution GIS-based inventory of the Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, 1-14.

- Sjörs, H. (1983) Mires of Sweden. Dans A.J.P. Gore (dir.) *Mires: Swamp, bog, fen and moor*. Ecosystems of the World, Vol. 4B (p. 69-94). New York : Elsevier.
- Stockmarr, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13, 615-621.
- Tardif, S., St-Hilaire, A., Roy, R., Bernier, M. et Payette, S. (2009). Statistical Properties of Hydrographs in Minerotrophic Fens and Small Lakes in Mid-Latitude Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal*, 34(4), 365-380. doi: 10.4296/cwrj3404365
- Tarnocai, C., Kettles, I. M. et Lacelle, B. (2011). *Peatlands of Canada* [Cartes]. Ottawa: Geological Survey of Canada.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. et Lacelle, B. (2005). *Peatlands of Canada database* [Base de données]. Ottawa : Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada.
- Tremblay, J. (2017). Dynamique holocène d'une sapinière à bouleau à papier du domaine de la Pessière à mousses de l'Ouest du Québec (Mémoire de maîtrise). Université Laval.
- Troëls-Smith, J. (1955). Characterization of unconsolidated sediments. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, 4(10), 37-73.
- Turunen, J., Tompo, E., Tolonen, K. et Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – applications to boreal and subarctic regions, *The Holocene*, 12, 69-80.
- van Bellen, S., Garneau, M. et Booth, R. K. (2011). Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: Impact of climate-driven ecohydrological change. *Holocene*, 21(8), 1217-1231. doi: 10.1177/0959683611405243
- van Bellen, S., Garneau, M., Ali, A. A., Lamarre, A., Robert, É. C., Magnan, G., ... Pratte, S. (2013). Poor fen succession over ombrotrophic peat related to late Holocene increased surface wetness in subarctic Quebec, Canada. *Journal of Quaternary Science*, 28(8), 748-760. doi: 10.1002/jqs.2670
- van Bellen, S., Garneau, M., Baird, A., Bourgault, M. A. et Quillet, A. (2018a). Exploring pathways to late Holocene increased surface wetness in subarctic peatlands of eastern Canada. *Quaternary Research*, 90(1), 83-95. doi: 10.1017/qua.2018.34

- van Bellen, S., Magnan, G., Davies, L., Froese, D., Mullan-Boudreau, G., Zacccone, C., ... Shotyk, W. (2018b). Testate amoeba records indicate regional 20th-century lowering of water tables in ombrotrophic peatlands in central-northern Alberta, Canada. *Global Change Biology*, 24, 2758–2774. doi: 10.1111/gcb.14143
- Viau, A. E. et Gajewski, K. (2009). Reconstructing millennial-scale, regional paleoclimates of boreal Canada during the holocene. *Journal of Climate*, 22(2), 316-330. doi: 10.1175/2008JCLI2342.1
- Viau, A. E., Gajewski, K., Sawada, M. C. et Fines, P. (2006). Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(9), 1-12. doi: 10.1029/2005JD006031
- Warner, B. G. (1988). Methods in Quaternary ecology 5. Testate amoebae (Protozoa). *Geoscience Canada*, 15, 251-260.
- White, M. et Payette, S. (2016). Pool size structure indicates developmental stages of boreal fens. *Botany*, 94(8), 643-651. doi: 10.1139/cjb-2015-0268
- Woodland, W. A., Charman, D. J. et Sims, P. C. (1998). Quantitative estimates of water tables and soil moisture in Holocene peatlands from testate amoebae. *Holocene*, 8, 261-273. doi: 10.1191/095968398667004497
- Yu, Z. (2012). Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences*, 9(10), 4071-4085.
- Yu, Z., Beilman, D.W. et Jones, M. (2009). Sensitivity of Northern Peatland Carbon Dynamics to Holocene Climate Change. Dans A. J. Baird, L. R. Belyea, X. Comas, A. S. Reeve et L. D. Slater (dir.), *Carbon Cycling in North Peatlands* (p. 55-69). Washington : American Geophysical Union.

PRÉSÉLECTION DES SITES : ANNEXE A

Tourbières sélectionnées - Otish 2016

ID GoogleEarth	Ordre N/S	UTM route - 18 U	UTM tourbière - 18 U
11	1	688630.00 m E 5853769.56 m N	689605.36 m E 5853361.43 m N
13	2	688110.93 m E 5850510.22 m N	688150.66 m E 5850511.74 m N
17	5	687965.72 m E 5844795.86 m N	688033.44 m E 5845138.40 m N
23	7	690219.49 m E 5837070.08 m N	689982.00 m E 5836748.00 m N
26 ≈	8	695558.86 m E 5830018.26 m N	695713.65 m E 5830097.59 m N
27	9	697223.07 m E 5828775.40 m N	697292.00 m E 5828915.00 m N
28	10	698077.22 m E 5826458.87 m N	698137.13 m E 5826456.94 m N
30	3	687624.91 m E 5848194.69 m N	687546.64 m E 5848197.24 m N
31	4	687339.85 m E 5847807.99 m N	686933.74 m E 5847822.79 m N
32 ≈	6	R 689602.00 m E 5843275.00 m N	687901.00 m E 5841759.00 m N
33**		687571.47 m E 5847275.42 m N	687377.31 m E 5847269.35 m N
ID GoogleEarth	Aqualyse	Coordonnées tourbière	Type d'interprétation aérienne
11	OUI *	52° 47.801'N 72° 11.257'O	BOG
13	OUI	52° 46.296'N 72° 12.649'O	BOG
17	NON *	52° 43.404'N 72° 12.937'O	BOG
23	OUI	52° 38.843'N 72° 11.498'O	STRUCTURÉE
26 ≈	OUI	52° 35.138'N 72° 6.658'O	BOG
27	OUI	52° 34.467'N 72° 5.304'O	BOG / STRUCTURÉE
28	OUI	52° 33.124'N 72° 4.645'O	STRUCTURÉE
30	NON	52° 45.062'N 72° 13.264'O	FEN *
31	NON	52° 44.873'N 72° 13.821'O	BOG
32 ≈	OUI	52° 41.586'N 72° 13.170'O	*
ID GoogleEarth	ha	Altitude (m)	Longueur/largeur (m)
11	0.29	570	98 x 30
13	0.27	499	71 x 37
17	3.11	475	354 x 86 *
23	3.95	461	259 x 138
26 ≈	2.25	451	231 x 98
27	9.23	459	445 x 218 *
28	12.65	452	5537 x 238
30	0.54	465	96 x 57
31	5.21	463	399 x 122
32 ≈	70.61	455	1297 x 458
		10.811	

- ≈ Incertain
- * Information à confirmer
- ** Ajout récent
- Inconnu

Tourbières sélectionnées - Otish 2016

ID GoogleEarth	km de la route (R167)	Bassin versant (ha)	Dépôt de surface
11	1.15	815.6	Roc
13	0.04	1610.8	Till sur roc
17	0.46	-	Till profilé
23	0.39	-	-
26 ≈	0.12	-	-
27	0.8	-	-
28	0.06	-	-
30	0.08	-	Till
31	0.4	-	Till
32 ≈	Loin de la route... 2,28	-	-
ID GoogleEarth	Observations		
11	3 mares		
13	Isolée; grande mare aqualisée; topographie simple		
17	FEU - Paludification vers le sud-ouest ? Près de l'aéroport		
23	Forme arrondie; aqualyse; à environ 20 km du site minier		
26 ≈	Une grande mare		
27			
28	Aqualyse très présente, hydrologie complexe.		
30			
31			
32 ≈			
#GoogleEarth	Remarques		
11	Relativement accessible par le sentier qui monte sur la montagne à proximité		
13	Près de la route		
17	Près de la route		
23	Près de la route		
26 ≈			
27			
28			
30			
31			
32 ≈			

- ≈ Incertain
- * Information à confirmer
- ** Ajout récent
- Inconnu

RELEVÉS DE VÉGÉTATION (TERRAIN 2016) : ANNEXE B

Relevé de végétation

Milieu : M-L1 (L1-T17)

No. du relevé : R3

Date : 12 juillet A.M.

Réalisé par : Mylène

Type de quadra : 1 x 1 m

Coordonnées géographiques de la station : 0688260 m E 5845359 m N

Description de l'unité : Butte plus haute, mais ayant le même type de sphaigne et d'espèces vasculaires présentes que la zone de carottage.

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
	ab	<i>Larix laricina (Du Roi) Koch</i>	2 %	1
		<i>Rhododendron groenlandicum (Oeder) Kron & Judd</i>	2 %	1
		<i>Chameadaphne calyculata (L.) Moench.</i>	33 %	3
		<i>Kalmia polifolia Wang.</i>	3 %	1
			C. totale ab :	40 %
	hb	<i>Maianthemum trifolium (Linnaeus) Sloboda</i>	14 %	2
		<i>Carex oligosperma Michx. (b.f. carex sp. 1)</i>	1 %	1
			C. totale hb :	15 %
	ar	<i>Vaccinium oxycoccus L.</i>		R
			C. totale ar :	0,5 %
	m	<i>Sphagnum sp. 1</i>	97 %	5
		<i>Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.</i>	1 %	1
			C. totale m :	98 %

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1 1-5% 2 5-25% 3 25-50% 4 50-75% 5 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : M-C2 (C2-T17)**No. du relevé : R2Date : 11 juillet A.M.Réalisé par : MylèneType de quadra : 1 x 1 mCoordonnées géographiques de la station : 0688223 m E 5845311 m N

Description de l'unité :

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
	ab	<i>Chamaedaphne calyculata (L.) Moench.</i>	17 %	2
		<i>Betula michauxii Spach</i>	0,5 %	+
		<i>Rhododendron groenlandicum (Oeder) Kron & Judd</i>	0,5 %	+
		<i>Picea mariana (Mill.) BSP</i>	0,5 %	+
		<i>Andromeda glaucophylla Link</i>	1 %	I
		<i>Kalmia polifolia Wang.</i>	1 %	I
		C. totale ab :	20 %	
	hb	<i>Rubus chameamorus L.</i>	3 %	I
		<i>Maianthemum trifolium (Linnaeus) Sloboda</i>	4,5 %	I
		<i>Scheuchzeria palustris Linnaeus</i> (b.f. <i>carex</i> sp. I)	1 %	I
	[ab]	<i>Carex oligosperma Michx.</i> (b.f. <i>carex</i> sp. 2 et 3)	0,7 %	R
		<i>Carex exilis Dewey</i> (b.f. <i>carex</i> sp. 4)	1,5 %	+
		<i>Scirpus sp.</i>	0,5 %	R
		C. totale hb :	10 %	

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1 1-5% 2 5-25% 3 25-50% 4 50-75% 5 75-100%

Relevé de végétation**Milieu :** Suite : M-C2 (C2-T17)No. du relevé : R2Date : 12 juilletRéalisé par : MylèneType de quadra : 1 x 1 mCoordonnées géographiques de la station : 0688223 m E 5845311 m NDescription de l'unité : _____

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
ar		<i>Vaccinium oxycoccus L.</i>	1 %	I
		C. totale ar :	1 %	
m		<i>Sphagnum fuscum (Schimp.) Klinggr.</i>	97 %	5
		<i>Sphagnum rubellum Wilson</i>	1 %	I
		<i>Drosera rotundifolia L.</i>	0,5 %	R
		<i>Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.</i>	0,5 %	R
		C. totale m :	98 %	

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé **[1]** 1-5% **[2]** 5-25% **[3]** 25-50% **[4]** 50-75% **[5]** 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : M-L2 (L2-T17)**No. du relevé : **R1**Date : **12 juillet 2016 A.M.**Réalisé par : **Mylène** Type de quadra : **1 x 1 m**Coordonnées géographiques de la station : **0689879 m E 5836784 m N — L2-T23**Description de l'unité : **Présence plus importante à proximité de *piccia mariana* dans la strate ab et am. Grande présence d'*Eriophorum vaginatum*.**

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
ab	<i>Picea mariana</i> (Mill.) BSP		3 %	I
	<i>Chameadaphne calyculata</i> (L.) Moench.		40 %	3
	<i>Kalmia polifolia</i> Wang.		5 %	I
	<i>Rhododendron groenlandicum</i> (Oeder) Kron & Judd		2 %	I
		C. totale ab :	50 %	
hb	<i>Eriophorum vaginatum</i> Linnaeus		2 %	I
	<i>Carex oligosperma</i> Michx. (b.f. <i>carex</i> sp. 1)		3 %	I
	<i>Rubus chamaemorus</i> L.		20 %	2
		C. totale hb :	25 %	
ar	<i>Vaccinium oxycoccus</i> L.		1,5 %	+
		C. totale ar :	1,5 %	
m	<i>Sphagnum fuscum</i> (Schimp.) Klinggr.		99 %	5
	<i>Gymnocolea inflata</i> (Huds.) Dumort.		0,5 %	R
		C. totale m :	99 %	

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1-5% 5-25% 25-50% 50-75% 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : C-L1 (L1-T23)**No. du relevé : R3Date : 11 juillet 2016Réalisé par : MylèneType de quadra : 1 x 1 m

Coordonnées géographiques de la station :

0690016 m E 5836587 m N

Description de l'unité : Butte basse. Quadrat fait sur une superficie de moins d'1 x 1 m afin de garder la représentativité du site de carottage.

Grande présence de sarracenia purpurea sur les buttes adjacentes.

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
	ab	<i>Chamaedaphne calyculata (L.) Moench</i>	14 %	2
		<i>Kalmia polifolia Wang</i>	2 %	1
		<i>Andromeda glaucophylla Link</i>	2 %	1
		<i>Juniperus communis L.</i>	1 %	1
		<i>Betula glandulosa Michaux</i>		R
		<i>Myrica gale L.</i>	3 %	1
		<i>Oclemena nemoralis (Aiton) Greene</i>	1 %	1
		<i>Maianthemum trifolium (Linnaeus) Sloboda</i>	4 %	1
	hb	E.I. 1	3 %	1
			C. totale ab :	30 %
473	hb	<i>Carex limosa L.</i>	1 %	1
		<i>Scirpus cespitosus L.</i> (b.f. carex sp. 1)	2 %	1
		<i>Carex exilis Dewey</i> (b.f. sp. 2)	1 %	1
		<i>Drosera rotundifolia L.</i>		+
		<i>Coptis trifolia (Linnaeus) Salisbury</i>	2 %	1
			C. totale hb :	6 %

Strates de végétation

- [A] arborecente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1-5% 5-25% 25-50% 50-75% 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : Suite : C-L1 (L1-T23)**

No. du relevé : R3 Date : 11 juillet 2016
 Réalisé par : Mylène Type de quadra : 1 x 1
 Coordonnées géographiques de la station : 0690016 m E 5836587 m N
 Description de l'unité : Butte basse. Quadrat fait sur une superficie de moins d'1 x 1 m afin de garder la représentativité du site de carottage.
Grande présence de sarracenia purpurea sur les buttes adjacentes.

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
ar		<i>Vaccinium oxycoccus L.</i>	10 %	2
		C. totale ar :	10 %	
m		<i>Sphagnum fuscum (Schimp.) Klinggr.</i>	86 %	5
		<i>Sphagnum rubellum Wilson</i>	10 %	2
		<i>Polytrichum strictum Brid.</i>		+
		<i>Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort</i>	1 %	1
		C. totale m :	98 %	

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1 1-5% 2 5-25% 3 25-50% 4 50-75% 5 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : C-C1 (C1-T23)**No. du relevé : **R2**Date : **11 juillet 2016 P.M.**Réalisé par : **Mylène**Type de quadra : **1 x 1 m**Coordonnées géographiques de la station : **06899235 m E 5836709 m N**Description de l'unité : **Butte à sphaigne, mais strate herbacée basse très importante aux alentours.****Larix laricina de 50 cm de haut, à proximité.**

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement
ab	<i>Chameadaphne calyculata (L.) Moench.</i>	5 %	<i>I</i>
	<i>Kalmia polifolia Wang.</i>		+
	<i>Juniperus communis L.</i>	1 %	<i>I</i>
	<i>Betula michauxii Spach</i>		<i>R</i>
	<i>Myrica gale L.</i>		<i>R</i>
	<i>Oclemena nemoralis (Aiton) Greene</i>		<i>R</i>
	<i>Andromeda glaucophylla Link</i>		+
		C. totale ab :	7 %
hb	<i>Carex exilis Dewey</i> (<i>b.f. carex sp. 1</i>)	8 %	<i>2</i>
	<i>Carex chordorrhiza L. f.</i> (<i>b.f. carex sp. 2</i>)	3 %	<i>1</i>
	<i>Carex sp.</i>	5 %	<i>I</i>
	<i>Sarracenia purpurea L.</i>	5 %	<i>I</i>
	<i>Drosera rotundifolia L.</i>	4 %	<i>I</i>
		C. totale hb :	25 %
ar	<i>Vaccinium oxycoccus L.</i>	5 %	<i>I</i>
		C. totale ar :	5 %

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

[+] rare ou isolé [1] 1-5% [2] 5-25% [3] 25-50% [4] 50-75% [5] 75-100%

Relevé de végétation**Milieu :** Suite : C-C1 (C1-T23)No. du relevé : R2Date : 11 juillet 2016Réalisé par : Mylène Type de quadra : 1 x 1 mCoordonnées géographiques de la station : 0689923 m E 5836709 m NDescription de l'unité : Butte à sphaigne, mais strate herbacée basse très importante aux alentours.Larix laricina de 50 cm de haut, à proximité.

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
m		<i>Sphagnum fuscum (Schimp.) Klinggr.</i>	97 %	5
	<input checked="" type="checkbox"/>	<i>Sphagnum sp. I</i>	1 %	1
		<i>Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.</i>		+
		C. totale m : 98 %		

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

rare ou isolé 1-5% 5-25% 25-50% 50-75% 75-100%

Relevé de végétation**Milieu : C-L1 (L2-T23)**No. du relevé : **R1**Date : **11 juillet A.M. 2016**Réalisé par : **Mylène**Type de quadra : **1 x 1 m**Coordonnées géographiques de la station : **0689879 m E 5836784 m N**Description de l'unité : **Butte basse représentative du site de carottage.**

#ID	Strate de végétation	Taxon	Classe de recouvrement	
	ab	<i>Chameadaphne calyculata (L.) Moench.</i>	18 %	2
		<i>Kalmia polifolia Wang.</i>	1,5 %	+
		<i>Picea mariana (Mill.) BSP</i>	0,5 %	R
	C. totale ab :		20%	
	hb	<i>Carex sp.</i>	0,5 %	R
		<i>Carex oligosperma Michx.</i> (b.f. <i>carex sp. 1</i>)	1,5 %	+
		<i>Scirpus cespitosus L.</i>	0,5 %	R
		<i>Rubus chamaemorus L.</i>	10 %	2
		<i>Maianthemum trifolium (Linnaeus) Sloboda</i>	7 %	2
		<i>Sarracenia purpurea L.</i>	5 %	1
		<i>Drosera rotundifolia L.</i>	0,5 %	+
	C. totale hb :		25 %	
	ar	<i>Vaccinium oxycoccus L.</i>	10 %	2
	C. totale ar :		10 %	
	m	<i>Sphagnum fuscum (Schimp.) Klinggr.</i>	97 %	5
		<i>Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.</i>	1 %	1
	C. totale m :		98%	

Strates de végétation

- [A] arborescente (> 5 m),
- [ah] arbustive haute (> 3m), [am] arbustive moyenne (3 à 1m), [ab] arbustive basse (< 1m), [ar] arbustive rampante,
- [hh] herbacée haute (> 50cm), [hm] herbacée moyenne (50 à 20cm), [hb] herbacée basse (< 20cm),
- [m] muscinale.

Classes de recouvrement (échelle de Braun-Blanquet)

[+] rare ou isolé [1] 1-5% [2] 5-25% [3] 25-50% [4] 50-75% [5] 75-100%

