UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION DES CONDITIONS ÉCOHYDROLOGIQUES ET ACCUMULATION DU CARBONE DANS LES TOURBIÈRES DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE ROMAINE, MINGANIE, QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

GUILLAUME PRIMEAU

NOVEMBRE 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

Je tiens à souligner les encouragements ainsi que l'implication des personnes qui ont su m'appuyer pendant cette difficile période de ma vie, lors de la rédaction de ce mémoire ou à travers les différentes chimiothérapies pour guérir du lymphome. Le plus grand des mercis revient naturellement à Coralie Savoie-Lavigueur, qui a dû me soutenir, parfois même physiquement, à travers ces deux épreuves. Ces quelques années n'ont pas toujours été faciles, mais ton courage, ton sourire, ta résilience, digne du *Picea mariana* de nos forêts nordiques, et ton amour ont été les principales raisons de notre triomphe tout au long de cette aventure. Sans toi, ce mémoire n'aurait sûrement pas été écrit.

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude envers Michelle Garneau pour m'avoir donné la chance d'écrire ce mémoire et d'avoir toujours cru en moi, même si les premiers mois de notre collaboration n'ont pas été simples. Merci de m'avoir accordé ta confiance, malgré ma maladie, pour relever cette aventure. Ton amour des tourbières est contagieux et j'espère propager cette passion avec autant de ferveur. Je ne pourrais pas passer sous silence le savoir-faire de Pierre Grondin, mon compagnon de terrain et le responsable de notre survie lors de cette folle nuit non prévue sur la tourbière. Merci à Steve Pratte, Adam Ali, Olivier Blasquez, ainsi qu'Evrard Kouadio pour toute la sueur qu'ils ont versée pour sonder, retirer mes échantillons des tourbières et surtout creuser pour aller chercher deux carottiers brisés lors de l'extraction.

Pour les incessantes questions, commentaires, demandes et explications que j'ai demandées, la patience de Mylène Robitaille doit être mentionnée et soulignée, aussi bien que toute l'aide apportée par Simon van Bellen et Louis-Martin Pilote lors de mes analyses et de ma rédaction. Je tiens aussi à remercier Joannie Beaulne, nous avons

combattu farouchement le syndrome de l'imposteur et le découragement ensemble; Gabriel Magnan, pour l'accessibilité de ton savoir, tes longs monologues sur la science et ta constante remise en question des méthodes ont créé un milieu très enrichissant; Nicole, pour m'avoir expliqué le fonctionnement de la datation au plomb et de l'avoir fait à ma place, d'avoir révisé plusieurs fois mes modèles d'âge, mon anglais et surtout, de m'avoir traumatisé avec le HF; Nolann Chaumont, pour la préparation de mes échantillons, quel bonheur d'arriver chaque matin en sachant que tout serait prêt; Étienne Govare d'Hydro-Québec pour son aide précieuse avec les photographies aériennes; Les Tourbeux et au Geotop, pour leur expertise sur la géochimie. Je tiens aussi à remercier Charles-Élie Dubé-Poirier pour m'avoir accompagné lors de ma dernière campagne de terrain. Tu as été excellent dans toutes les tâches qui t'ont été demandées (foreur, herboriste et transporteur de matériel). Nous étions comme Marie-Victorin et le frère Rolland-Germain lors de leur expédition de la Minganie. Je voudrais aussi remercier mes collègues de fin de rédaction, Carole-Anne Kenny, Caroline Bérubé et Jessica Léonard pour m'avoir accompagné durant le dernier droit. Un merci particulier à mes parents ainsi qu'au CRSNG en partenariat avec Hydro-Québec (RDCPJ 514218-17) et à Mitacs accélération pour la contribution financière.

Enfin, j'aimerais remercier mes partenaires d'écriture, ceux qui ont toujours été là en cas de doute, matin, midi et soir. *Coffea arabica* et dexaméthasone, merci pour votre présence rassurante.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES vi
LISTE DES TABLEAUX viii
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES ACRONYMES ix
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS xi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES xiii
RÉSUMÉ xvi
INTRODUCTION 1
CHAPITRE I 5
CADRE BIOPHYSIQUE 5
1.1 Contexte géologique et géomorphologique régional 5
1.2 Végétation régionale 6
1.3 Région d'étude 7
1.4 Contexte climatique 9
CHAPITRE II 11
MÉTHODOLOGIE 11
2.1 Sélection des sites d'étude 11
2.1.1 Acquisition des données topographiques et échantillonnage 11
2.2 Analyse en laboratoire 14
2.2.1 Perte au feu 14
2.2.2 Préparation et analyse des thécamoebiens 15
2.2.3 Préparation et analyse des macrorestes végétaux 15
2.3 Analyses géochimiques 17
2.3.1 Ratio C:N 17
2.3.2 Datations au carbone^{14} 17
2.3.3 Datations au plomb^{210} 17
2.3.4 Modèles âge-profondeur 18
2.4 Calculs de carbone 18
2.4.1 Taux apparents d'accumulation à long terme du carbone et taux récents d'accumulation du carbone 18
2.4.2 Calcul du contenu en carbone des tourbières étudiées 19
CHAPITRE III 21
ARTICLE: Carbon accumulation in peatlands along a boreal to subarctic transect in eastern Canada 21
3.1 Introduction 22
3.2 Study area and sites 24
3.2.1 Physiographic and ecological contexts 24

3.2.2 Climatic context 25
3.2.3 Study sites 26
3.3 Methods 27
3.3.1 Fieldwork and sampling 27
3.3.2 Loss-on-ignition and C:N ratio 28
3.3.3 Plant macrofossil analyses 28
3.3.4 Testate amoeba analyses 29
3.3.5 Chronology 30
3.3.6 LORCA, RERCA and carbon pool 30
3.4 Results 32
3.4.1 Chronology and PAR 32
3.4.2 Paleoecohydrological reconstructions 33
3.4.2.1 Bouleau peatland 33
3.4.2.2 Mista peatland 35
3.4.2.3 Auassat peatland 37
3.4.3 Carbon dynamics and peat properties 40
3.5 Discussion 44
3.5.1 Carbon accumulation dynamics along a South to North transect within the Romaine River watershed 44
3.5.2 Holocene paleoecological reconstruction 45
3.5.2.1 Early to Mid-Holocene (ca. 9 000–6000 cal. BP) 45
3.5.2.2 Holocene Climatic Optimum (ca. 6000–4000 cal. BP) 46
3.5.2.3 Neoglacial – Little Ice Age (ca. 4000–100 cal. BP) 46
3.5.2.4 Recent period (ca. 100–to present day) 47
3.6 Conclusion 48
3.7 Acknowledgments 50
3.8 References 51
3.9 Supplementary information 64
CONCLUSION 677
RÉFÉRENCES 70

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Localisation des trois tourbières à l'étude dans le bassin versant de la rivière Romaine. Sur les figures de droite, les cercles blancs indiquent les sites de carottage. 7

Figure 1.2 Données climatiques entre 1950 et 2015 pour les trois sites étudiés. (A) température hivernale, (B) température printanière, (C) température estivale, (D) température automnale, (E) précipitation hivernale, (F) précipitation printanière, (G) précipitation estivale, (H) précipitation automnale, (I) température moyenne annuelle, (J) précipitation annuelle et (K) degrés-jours de croissance ≥ 0°C. 10

Figure 3.1 Location of the study sites in eastern Canada. White circles show the coring sites..... 27

Figure 3.2 Age-depth models for the three peatland sites modelled using the R package *rbacon* version 2.3.9.1 (Blaauw et Christen, 2011). 33

Figure 3.3 Macrofossil abundance (%) and counts (n), testate amoebae (%) and inferred water table depth (WTD) for Bouleau, Mista and Auassat peatlands. Inferred WTD with dotted lines correspond to low test concentrations (<100). Peat type (%): Sphagnum (white); herbaceous (light gray); ligneous (dark gray); brown mosses (black)..... 39

Figure 3.4 Characteristics of Bouleau, Mista and Auassat peatland. From left to right: Relative abundance of plant macrofossils; Dry bulk density; %C calculated from

LOI; %C and %N from elemental analyzer measurements; C:N ratio; Carbon accumulation rates. Peat type (%) is represented as follows: Sphagnum (white); herbaceous (light gray); ligneous (dark gray); brown mosses (black).. 43

Figure 3.5 Peat depth models for Bouleau, Mista and Auassat. The related carbon pool are 200.72, 14.73 and 9.29 kt C respectively. 423

Figure 3.6 Synthesized reconstructions of the evolution of the three peatlands during the Holocene. Macrofossil assemblages are on the plotted according to depth and carbon accumulation rate are according to time. 48

Figure S1 Adjusted and homogenized climate data were compiled from 1950 to 2015 by Environment and Climate Change Canada (as in Vincent *et al.*, 2012) and gridded using the ANUSPLIN algorithm (Hopkinson *et al.*, 2011; Hutchinson *et al.*, 2009 ; McKenney *et al.*, 2011). A local regression (LOESS) was applied to fit a smooth curve. (A) Winter temperature, (B) Spring temperature, (C) Summer temperature, (D) Autumn temperature, (E) Winter precipitation, (F) Spring precipitation, (G) Summer precipitation, (H) Autumn precipitation, (I) Mean annual temperature, (J) Annual precipitation and (K) Growing degree-days ≥ 0°C. 64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Végétation de surface par site et par microforme. 13

Table 3.1 Ecohydrological zonation of the three peatlands. 38

Table 3.2 Mean values with standard deviations of the carbon measurements and accumulation rates for the three sites. 41

Table S1 Detailed AMS radiocarbon dating results (^{14}C age) and calibrated ages (2σ range and 'wmean' weighted mean age) modelled using the *rbacon* R package version 2.3.9.1 (Blaauw et Christen, 2011 ; R Core Team, 2016).**Erreur ! Signet non défini.**

Table S2 Results of ^{210}Pb measurements for each 1 cm section, including mid-point depth, total ^{210}Pb activity and error (in Bq/kg). 666

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES ACRONYMES

AMS	*Accelerator mass spectrometry* Spectrométrie de masse à accélérateur de particules
asl	*Above sea level* Au-dessus du niveau de la mer
bog	Tourbière ombrotrophe
BP	*Before present (1950 Common Era)* Avant l'actuel (1950 ère commune)
ca.	*Circa* Environ
cal BP	*Calibrated years before present* Années étalonnées avant l'actuel
CAR	*Carbon accumulation rate* Taux d'accumulation du carbone
CE	*Common Era* Ère commune
DJC_0	Degrés-jours de croissance $\geq 0°C$
fen	Tourbière minérotrophe
GDD_0	*Growing degree days* $\geq 0°C$
Geotop	Centre de recherche en géosciences et en géochimie isotopique
HCO	*Holocene Climatic Optimum* Optimum climatique holocène

LIA	*Little Ice Age* Petit Âge Glaciaire
LIS	*Laurentide Ice Sheet* Inlandsis laurentidien
LOI	*Loss-on-ignition* Perte au feu
LORCA	*Long-term apparent rates of C accumulation* Taux apparent d'accumulation à long terme du carbone
N	Nord
O	Ouest
PAR	*Peat accumulation rate* Taux d'accumulation de la tourbe
RERCA	*Recent apparent rate of C accumulation* Taux apparent récent d'accumulation du carbone
sect.	Section
SEs	*Standard errors* Erreurs standards
sp.	*Species* Espèce
subsp.	*Subspecies* Sous-espèce
UQAM	Université du Québec à Montréal
Wa-tol	*Weighted average tolerance down-weighted* Tolérance moyenne pondérée à pondération réduite
WTD	*Water table depth* Profondeur de la nappe phréatique

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

CP	*Carbon pool* Stock de carbone
A	*Area* Aire
D	*Mean peat depth* Profondeur moyenne de la tourbe
ρ	*Mean peat density* Densité moyenne de la tourbe
L	*Mean organic matter content* Contenu moyen en matière organique
R	*Relative peat carbon content* Contenu relatif en carbone de la tourbe
C	Carbone
CO_2	Dioxyde de carbone
H_2O_2	Peroxyde d'hydrogène
HCl	Chlorure d'hydrogène
HF	Fluorure d'hydrogène
HNO_3	Acide nitrique
KOH	Hydroxyde de potassium
N	Azote
^{14}C	Carbone^{14}
^{209}Po	Polonium^{209}
^{210}Po	Polonium^{210}
^{210}Pb	Plomb^{210}
cm	centimètre
cm^3	centimètre cube
cm^{-3}	par centimètre cube
g	gramme

g cm^3	gramme par centimètre cube
g C m^{-2} yr^{-1}	gramme de carbone par mètre carré par année
Gt C	gigatonne de carbone
Gt C an^{-1}	gigatonne de carbone par année
kg C m^{-2}	kilogramme de carbone par mètre carré
km	kilomètre
km^2	kilomètre carré
kt C	kilotonne de carbone
m	mètre
m^2	mètre carré
ml	millilitre
mm	millimètre
mm yr^{-1}	millimètre par année
°	degré
’	minute
’’	seconde
±	plus ou moins
~	approximativement
>	supérieur à
≥	supérieur ou égal à
<	inférieur à
%	pourcentage
°C	degré Celsius
µm	micromètre

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

Abies balsamea (Linnaeus) Miller

Alnus incana subsp. *rugosa* (Du Roi) R.T. Clausen

Andromeda glaucophylla Link

Betula glandulosa Michaux

Betula nana Linnaeus

Betula papyrifera Marshall

Carex canescens Linnaeus

Carex exilis Dewey

Carex limosa Linnaeus

Carex nigra (Linnaeus) Reichard

Carex oligosperma Michaux

Carex rostrata Stokes

Chamaedaphne calyculata (Linnaeus) Moench

Cladonia rangiferina (Linnaeus) Weber ex F.H.Wigg.

Drosera intermedia Hayne

Drosera rotundifolia Linnaeus

Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort. Subsp. inflata

Kalmia angustifolia Linnaeus

Kalmia polifolia Wangenheim

Larix laricina (Du Roi) K. Koch

Maianthemum trifolium (Linnaeus) Sloboda

Myrica gale Linnaeus

Nuphar variegata Engelmann ex Durand

Picea glauca (Moench) Voss

Picea mariana (Miller) Britton, Sterns & Poggenburgh

Populus tremuloides Michaux

Rhododendron groenlandicum (Oeder) Kron & Judd

Rhynchospora alba (Linnaeus) Vahl

Rubus chamaemorus Linnaeus

Sarracenia purpurea Linnaeus

Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr.

Sphagnum capillifolium (Ehrh.) Hedw.

Sphagnum cuspidatum Ehrh. Ex Hoffm.

Sphagnum fallax H. Klinggr.

Sphagnum fuscum (Schimp.) H. Klinggr.

Sphagnum magellanicum Brid.

Sphagnum majus (Russow) C.E.O. Jensen subsp. *majus*

Sphagnum pulchrum (Lindb.) Warnst.

Sphagnum rubellum Wilson

Sphagnum tenellum (Brid.) Brid.

Trichophorum cespitosum (Linnaeus) Hartman

Vaccinium oxycoccos Linnaeus

Warnstorfia fluitans (Hedw.) Loeske

RÉSUMÉ

Trois tourbières situées dans le bassin versant de la rivière Romaine ont été échantillonnées suivant un gradient de nordicité afin de reconstituer les conditions écologiques et hydrologiques qui ont influencé leur développement et permis l'accumulation du carbone au cours de la période holocène. Après avoir effectué des sondages pour reconstituer la topographie des bassins, le secteur le plus profond de chacune des trois tourbières a été échantillonné afin de retracer l'histoire la plus longue de leur développement respectif. Les reconstitutions écologiques et hydrologiques ont été réalisées à partir de l'analyse des macrofossiles végétaux et des thèques de thécamoebiens. Des analyses géochimiques ont permis d'obtenir le pourcentage de carbone et d'azote contenu dans la tourbe au cours des différentes périodes hydroclimatiques et de calculer les taux d'accumulation du carbone en lien avec ces différentes périodes. Des modèles d'âges ont été construits à partir des résultats de datations au ^{14}C pour le long terme et au ^{210}Pb pour la période récente. Ces chronologies ont ensuite permis de mesurer les taux apparents d'accumulation du carbone à court (RERCA; 1865, 1915 et 1965 CE) et long terme (LORCA) et démontré que les périodes d'accumulation du carbone ont été asynchrones entre les trois tourbières le long du gradient latitudinal. Enfin, les mesures de profondeur de la tourbe ont servi à produire des modèles de la morphologie des bassins tourbeux et de quantifier le contenu en carbone à l'intérieur de chacun de ceux-ci.

Les résultats montrent que le début du développement des tourbières dans le bassin versant de la rivière Romaine a été influencé par la latitude. Du sud au nord, les tourbières Bouleau et Mista se sont développées rapidement après le retrait de l'inlandsis laurentidien vers 9070 et 8400 cal BP respectivement, alors que la tourbière Auassat, située dans un contexte subarctique, s'est mise en place vers 6270 cal BP.

Les quantités de carbone séquestré par les tourbières (respectivement 200,72 kt C, 14,73 kt C et 9,29 kt C) et par unité de surface (133,12 kg C m^{-2}, 86,08 kg C m^{-2} et 42,5 kg C m^{-2}) présentent aussi des valeurs qui décroissent vers le nord. Une hausse des taux d'accumulation (54,8 g m^{-2} an^{-1}, 21,4 g m^{-2} an^{-1} et 12,1 g m^{-2} an^{-1}) a été enregistrée au cours de l'Optimum climatique holocène pour les tourbières Bouleau (5800 cal BP), Mista (5080 cal BP) et Auassat (4420 cal BP) du sud au nord alors qu'une baisse associée à la période froide du Néoglaciaire s'est produite de façon inverse soit du nord vers le sud (4,7 g m^{-2} an^{-1} à 3360 cal BP à Auassat; 9,7 g m^{-2} an^{-1} à

2700 cal BP à Mista et 28,5 g m^{-2} an^{-1} à 2330 cal BP à Bouleau). La tourbière Auassat, un fen subarctique, a été celle qui a enregistré les effets de l'Optimum climatique le plus tardivement et le refroidissement du Néoglaciaire le plus rapidement. Des taux d'accumulation très bas à cette latitude suggèrent de probables épisodes de formation de pergélisol entre 3360 et 50 cal BP limitant la période de croissance des végétaux. Le passage récent vers l'ombrotrophie (40 cal BP) de cette tourbière est associé au réchauffement climatique des dernières décennies qui a favorisé un allongement de la saison de croissance et des taux élevés d'accumulation de la tourbe.

Cette étude vient renforcer les résultats obtenus dans d'autres régions du Québec nordique où sont aussi enregistrées des saisons de croissance plus longues accompagnées de taux d'accumulation de la tourbe très élevés au cours des dernières décennies. Ces changements ont favorisé une transition fen-bog récente dans plusieurs tourbières situées à la limite sud de distribution des fens subarctiques et suggèrent une migration potentielle de la limite nord des tourbières ombrotrophes avec le réchauffement des températures et l'allongement de la saison de croissance. Si le rayonnement photosynthétiquement actif augmente et que l'indice d'humidité climatique (précipitation annuelle – potentiel d'évapotranspiration annuelle) est maintenu ou plus élevé dans la région de la rivière Romaine, il est alors possible que les tourbières séquestrent une quantité plus importante de carbone au cours des prochaines décennies.

Mots clés : Holocène, dynamique du carbone, Minganie, paléoécologie, paléohydrologie, tourbière, gradient de nordicité, réchauffement climatique récent.

INTRODUCTION

Les milieux humides groupent plusieurs types d'environnements ayant la caractéristique principale d'être saturés en eau. Les tourbières incarnent la partie la plus importante en matière de répartition parmi ce groupe. Elles couvrent près de 2,1 % de la superficie de l'hémisphère nord (~3,13 millions de km^2) et se trouvent plus fréquemment dans les régions boréales et subarctiques, comme le Canada, la Fennoscandie, le Royaume-Uni, ainsi que la Russie en raison des conditions climatiques fraîches et humides (Charman, 2002 ; Xu *et al.*, 2018 ; Yu *et al.*, 2010). Au Canada, les tourbières représentent environ 12 % de la superficie du territoire (~1,1 million de km^2). Elles sont concentrées principalement dans la région des basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James, en plus des plaines de la taïga de l'ouest canadien. Les régions maritimes de l'est canadien ont aussi favorisé le développement d'importantes superficies de tourbières le long des franges côtières (Tarnocai, 2006).

Les tourbières peuvent s'initier de deux modes différents : la paludification ou le comblement (Kuhry et Turunen, 2006). La paludification consiste à l'entourbement d'un site initialement terrestre alors que le comblement correspond à l'entourbement d'un plan d'eau. Selon le mode d'entourbement, la trajectoire du développement ultérieur des tourbières se fera en fonction de la dynamique des conditions allogènes et autogènes. Les facteurs autogènes réunissent de nombreux facteurs, tels que la topographie, le substrat géologique, la succession et la compétition végétale (Payette, 2001b). La compétition inter et intraspécifique, ainsi que la succession de la végétation permettent aux plantes les mieux adaptées aux conditions externes de se développer à l'intérieur de leur niche écologique.

L'initiation des tourbières commence généralement par un état de minérotrophie (fen), avec un milieu où les nutriments des sols minéraux sont accessibles, puis progressent pour devenir ombrotrophe (bog) avec le temps et l'accumulation de la tourbe. La transition s'effectue lorsque le couvert de végétation en surface s'isole progressivement de l'aquifère local. Les nutriments deviennent moins accessibles et la végétation a tendance à changer pour s'adapter à ces nouvelles conditions (Belyea, 2009). La transition d'une tourbière ne se fait pas de manière uniforme. En lisière d'une tourbière ombrotrophe, le système peut cohabiter avec des parties minérotrophes s'il y a des échanges avec l'eau souterraine (Lavoie *et al.*, 2012). Cependant, la transition minérotrophie-ombrotrophie est sûrement un des facteurs autogènes les plus importants, car elle vient modifier les boucles de rétroaction en terme de séquestration du carbone (Belyea, 2009). Ce changement d'état permet aux tourbières d'accumuler plus de matière organique, car la croissance et la résistance à la décomposition des sphaignes sont plus importantes que celles des cypéracées, même si le contenu en carbone de la nouvelle végétation est très légèrement inférieur à celui des tourbières minérotrophes (Belyea et Malmer, 2004 ; Chambers *et al.*, 2011 ; Kuhry et Turunen, 2006 ; van Bellen *et al.*, 2013). Des études récentes (van Bellen et al, 2013; Robitaille et al, accepté) ont même souligné que des taux d'accumulation apparents plus élevés dans les régions subarctiques que dans les régions boréales favoriseraient une transition d'écosystème minérotrophe pauvre à ombrotrophe sous ces latitudes.

Les facteurs allogènes sont définis comme étant externes à l'écosystème comme la température, les précipitations, l'humidité relative, la saisonnalité, la latitude, ainsi que la continentalité (Beilman *et al.*, 2009 ; Belyea et Clymo, 2001 ; Yu *et al.*, 2009). Dans l'ouest du Canada, l'initiation et l'expansion d'une grande partie des tourbières nordiques se sont produite entre 11 000 et 9 000 cal BP (Yu *et al.*, 2010). Du côté de l'est du Canada, la présence de l'inlandsis laurentidien a retardé les conditions chaudes et humides de quelques millénaires (Renssen *et al.*, 2012 ; Viau *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2009). La fin de la fonte du glacier continental est généralement associée à l'Optimum

climatique holocène accompagné de la stabilisation de masses d'air de l'Atlantique au-dessus de l'est du Canada vers 6 000 cal BP (Carcaillet et Richard, 2000 ; Payette *et al.*, 2013 ; Viau *et al.*, 2006 ; Yu *et al.*, 2009). L'expansion des tourbières a pu être déclenchée sous ces conditions relativement chaudes et humides. Grâce aux conditions climatiques favorables, de grands complexes de tourbières se sont développés notamment le long de la côte nord du golfe Saint-Laurent sur des sédiments deltaïques ou fluvioglaciaires (Magnan *et al.*, 2014 ; Payette *et al.*, 2013).

Il a été démontré qu'il existe une influence de la géographie sur les processus allogéniques. En Amérique du Nord, les précipitations sont régulées par un continuum longitudinal où un climat maritime avec des précipitations distribuées également tout au long de l'année se trouve dans la partie est du continent, alors que le climat devient plus continental dans la partie ouest (Glaser et Janssens, 1986). Dans l'est, les tourbières sont généralement ouvertes et ponctuées de mares et elles deviennent forestières suivant la continentalité (Glaser, 1992 ; Glaser et Janssens, 1986). Il existe aussi une dynamique climatique en fonction de la latitude. Une décroissance des températures moyennes annuelles, des températures moyennes estivales, des précipitations moyennes, des degrés-jours de croissance au-dessus de 0 °C (DJC_0) ainsi que la présence de pergélisol vers le nord viennent influencer l'initiation, l'expansion et le degré de minérotrophie des tourbières (Beilman *et al.*, 2009 ; Clymo *et al.*, 1998 ; Garneau *et al.*, 2014). Les taux d'accumulation de la sphaigne les plus prononcés se trouvent dans la partie sud et diminuent vers le nord (Beilman *et al.*, 2009). L'accumulation de la matière organique ainsi que la décomposition sont aussi liées à la température moyenne annuelle et au nombre de degrés-jours de croissance ≥ 0 °C. Garneau et al. (2014) ont démontré que la température moyenne estivale présentait la relation la plus significative avec la croissance des sphaignes, alors que Charman et al. (2013) et Gallego-Sala et al. (2018) suggèrent que le bilan cumulatif du rayonnement photosynthétiquement actif durant la saison de croissance est le facteur principal de la productivité de la biomasse. L'accumulation du carbone est surtout liée aux facteurs

externes tels que le nombre de degrés-jours de croissance ≥ 0°C et un bilan hydrique positif (Belyea et Malmer, 2004 ; Charman *et al.*, 2012 ; Clymo *et al.*, 1998).

Quelques études ont été réalisées sur les tourbières de l'est du Canada au cours des dernières décennies (Engstrom et Hansen, 1985 ; Foster et Glaser, 1986 ; Glaser et Foster, 1984 ; Glaser et Janssens, 1986). Ces études portaient surtout sur la composition de la végétation, la forme ou la stratigraphie des tourbières de Terre-Neuve et du Labrador. Des travaux sur l'occurrence des feux ont aussi été réalisés (Foster *et al.*, 1983 ; Payette *et al.*, 2013). Les recherches les plus récentes ont porté sur des reconstitutions écologiques des tourbières le long de la côte de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, ainsi que sur les reconstitutions climatiques et la circulation atmosphérique à partir de l'analyse des poussières (Magnan et Garneau, 2014a, 2014b ; Payette *et al.*, 2013 ; Pratte *et al.*, 2017 ; Sanderson, 2016 ; Sauvé, 2016). À ce jour, aucune étude n'a encore documenté l'effet du gradient de nordicité sur la dynamique du carbone des tourbières boréales et subarctiques dans une région donnée. Ce mémoire a comme objectif principal de reconstruire les conditions écologiques et hydrologiques holocènes qui ont pu influencer l'accumulation du carbone dans trois tourbières distribuées du sud au nord dans le bassin versant de la rivière Romaine en Minganie.

CHAPITRE I

CADRE BIOPHYSIQUE

1.1 Contexte géologique et géomorphologique régional

Le bassin versant de la rivière Romaine couvre près de 14 500 km^2 et délimite la région d'étude. Ce bassin versant est caractérisé par un paysage divisé en deux entités physiographiques : la plaine côtière d'une largeur de 10 à 15 km et le plateau laurentien (Dubois, 1980). Le long de la plaine côtière, l'altitude maximale est de 150 m et la rivière Romaine parcourt près de 52 km à travers les sédiments postglaciaires remaniés par l'inondation de la mer de Goldthwait (Dubois, 1980).

Le plateau laurentien fait partie de la Province du Grenville sur le Bouclier canadien et est caractérisé par le piémont de basses collines, et le plateau de basses et hautes collines (Dubois, 1980 ; Hocq, 1994). La rivière Romaine coule sur près de 250 km le long du plateau laurentien. Le piémont commence vers 150 m d'altitude et se poursuit jusqu'à 300 m (Dubois, 1980). L'origine des dépôts meubles de cette partie provient de processus fluvioglaciaires, marins ou glacio-lacustres (Dubois, 1980). La séparation entre les deux unités physiographiques est marquée par une rupture de pente importante de l'ordre de 75 m, nommé « les Murailles ». Enfin, le plateau de basses et de hautes collines se situe à une altitude variant entre 300 et 900 m et les dépôts sont majoritairement d'origine glaciaire et fluviatile (Dubois, 1980).

L'Inlandsis laurentidien a commencé à se retirer vers 11 000 cal BP dans la région (Dyke *et al.*, 2003). Durant la phase glacio-marine, la limite maximale atteinte par la mer de Goldthwait a été estimée à 128-131 m vers 10 600 cal BP (Dubois, 1980). D'importantes terrasses deltaïques ont été érigées à 106, 76-75, 46-45 et 15 m d'altitude par l'eau de fonte proglaciaire et suivant le relèvement isostatique (Bernatchez, 2003, 2005 ; Dubois, 1980). Les sédiments argileux de la mer de Goldthwait ont été recouverts par des deltas sableux ou graveleux-sableux édifiés par l'eau de fonte (Dubois, 1977).

1.2 Végétation régionale

Le bassin versant de la rivière Romaine fait partie de la forêt boréale continue du domaine bioclimatique de la pessière à mousses de l'est. La végétation est fortement dominée par l'épinette noire (*Picea mariana*), accompagnée du sapin baumier (*Abies balsamea*), du bouleau à papier (*Betula papyrifera*) et du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*) (Payette, 2001a), alors que l'épinette blanche (*Picea glauca*), les bouleaux nains (*Betula nana*), les bouleaux glanduleux (*Betula glandulosa*) et les aulnes rugueux (*Alnus incana* subsp. *rugosa*) peuvent aussi être observés dans la région de Havre-Saint-Pierre (Buteau, 1983).

Dans la partie la plus nordique du bassin versant, la forêt boréale fermée atteint sa limite septentrionale et transitionne vers la taïga. Le domaine bioclimatique appartient à la pessière à lichens, où la densité du couvert d'épinettes noires diminue, mais continue de constituer l'espèce dominante avec le lichen qui colonise les parties ouvertes (Payette, 2001a).

1.3 Région d'étude

Deux tourbières ombrotrophes (Bouleau et Mista) et une tourbière minérotrophe pauvre (Auassat) ont été sélectionnées dans le bassin versant de la rivière Romaine. La tourbière Auassat a été choisie, car elle est représentative du domaine subarctique à la tête du bassin versant. La tourbière Bouleau est située à 42 km au nord-ouest de Havre-Saint-Pierre, la tourbière Mista à 62 km au nord-nord-est, alors que la tourbière Auassat est située à plus de 175 km au nord de la côte.

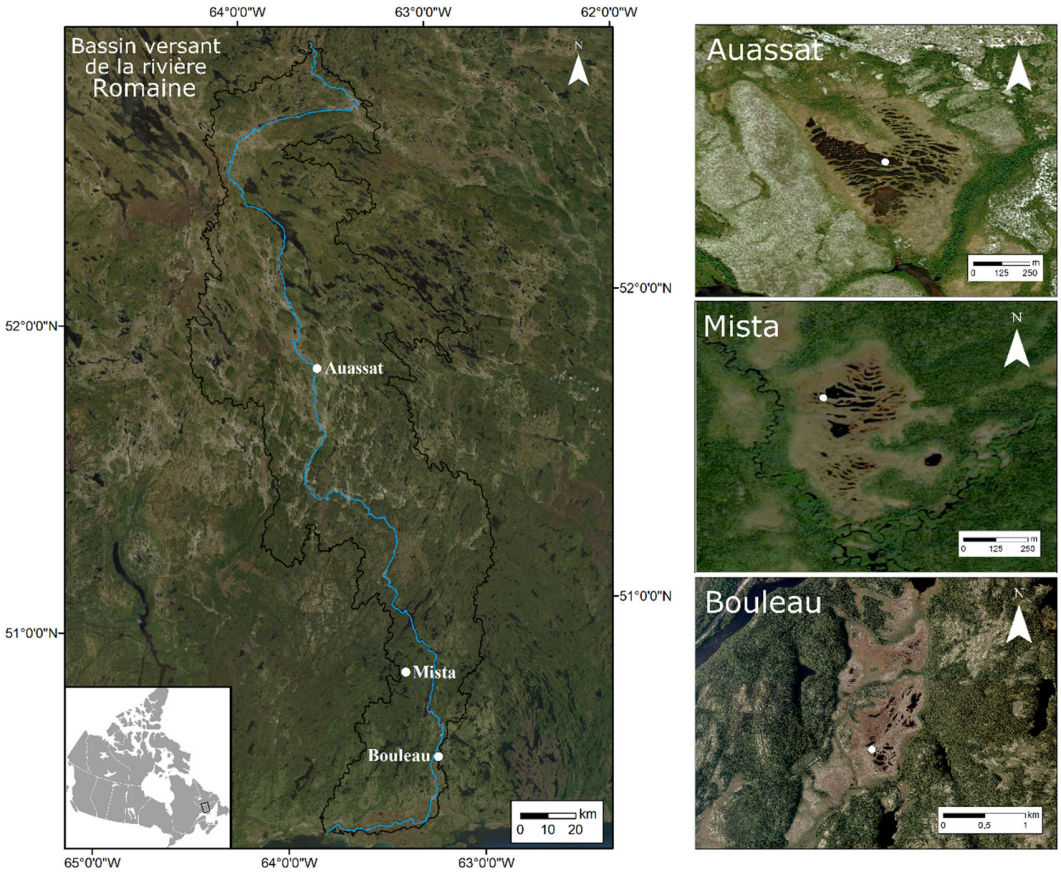

Figure 1.1 Localisation des trois tourbières à l'étude dans le bassin versant de la rivière Romaine. Sur les figures de droite, les cercles blancs indiquent les sites de carottage.

Le site le plus en aval de la rivière Romaine est la tourbière Bouleau (50° 31' 29" N, 63° 12' 23" O, 108 m. d'altitude). Celle-ci est située à la limite sud de la plaine côtière et du piémont, sous la limite maximale de la mer de Goldthwait. Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe non-forestière comprise dans le domaine de la pessière à mousses de l'est (Saucier *et al.,* 2015). Elle couvre plus de 1,51 km^2 et elle a une morphologie en forme de dôme où la microtopographie de surface démontre clairement une alternance de buttes sèches, de platières humides et de mares ovales. Un seul ruisseau s'écoule du nord au sud et il constitue l'exutoire principal de la tourbière. Les sphaignes *Sphagnum fuscum, S. capillifolium* et le lichen *Cladonia rangiferina* sont les principales espèces qui dominent les buttes, tandis que *Sphagnum magellanicum, S. rubellum, S. cuspidatum* et *Trichophorum cespitosum* se retrouvent dans les platières, et *S. majus* et *S. pulchrum* dans les dépressions.

La tourbière Mista (50° 48' 17" N, 63° 20' 30" O, 372 m. d'altitude) est située dans la région physiographique du plateau de basses et de hautes collines. Cette tourbière est aussi localisée dans le domaine de la pessière à mousses de l'est (Saucier *et al.,* 2015). Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe structurée de 0,17 km^2, où un réseau de buttes linéaires alterne avec des mares ellipsoïdales disposées parallèlement à la pente. Les buttes sont majoritairement colonisées par *Sphagnum fuscum, Cladonia rangiferina*, des éricacées et de quelques *Picea mariana* alors que les platières sont dominées par *Sphagnum rubellum* et les dépressions par *Sphagnum majus*. Dans les mares, il a été possible d'identifier quelques *Nuphar variegata*.

La tourbière Auassat (51° 48' 47" N, 63° 41' 24" O, 466 m. d'altitude) est une tourbière de 0,22 km^2 située à la tête du bassin versant. Elle est localisée dans la région des collines rocheuses et des plaines de till, à proximité de la frontière du Labrador. Elle fait partie du domaine de la pessière à lichen (Saucier *et al.*, 2015). La tourbière est caractérisée par de nombreuses crêtes disposées perpendiculairement à l'écoulement des eaux typiques des tourbières structurées. Lors du carottage en août 2016, une

couche de gel était encore présente à environ 20 centimètres de profondeur parmi les horizons. Auassat se distingue des deux autres tourbières tant par son régime hydrologique que nutritif. Elle est dominée par *Picea mariana*, *Chamaedaphne calyculata*, *Rhododendron groenlandicum* et *Rubus chamaemorus*. Il y a aussi présence de *Larix laricina, Alnus incana* subsp. *rugosa* et *Myrica gale* qui caractérisent les tourbières minérotrophes pauvres. Sur les buttes, la végétation est composée de *Sphagnum fuscum*, *Cladonia rangiferina,* d'éricacées et de krummholz de *Picea mariana*, alors que les platières sont dominées par *Sphagnum fallax*, *Carex oligosperma* et *C. exilis*.

1.4 Contexte climatique

Les données climatiques proviennent d'une interpolation générée pour l'ensemble du Canada pour la période 1950 à 2015 (Vincent et al, 2015). Cette interpolation est basée sur la méthode Austalian National University Spline (ANUSPLIN) utilisant des algorithmes de lissage par plans affinés et une régression locale (LOESS) pour harmoniser les nuages de points (McKenney et al., 2011). Les moyennes des données climatiques des vingt dernières années suggèrent que le réchauffement du climat s'accélère vers le nord avec des températures en augmentation pour la période estivale et automnale provoquant une hausse des DJC_0.

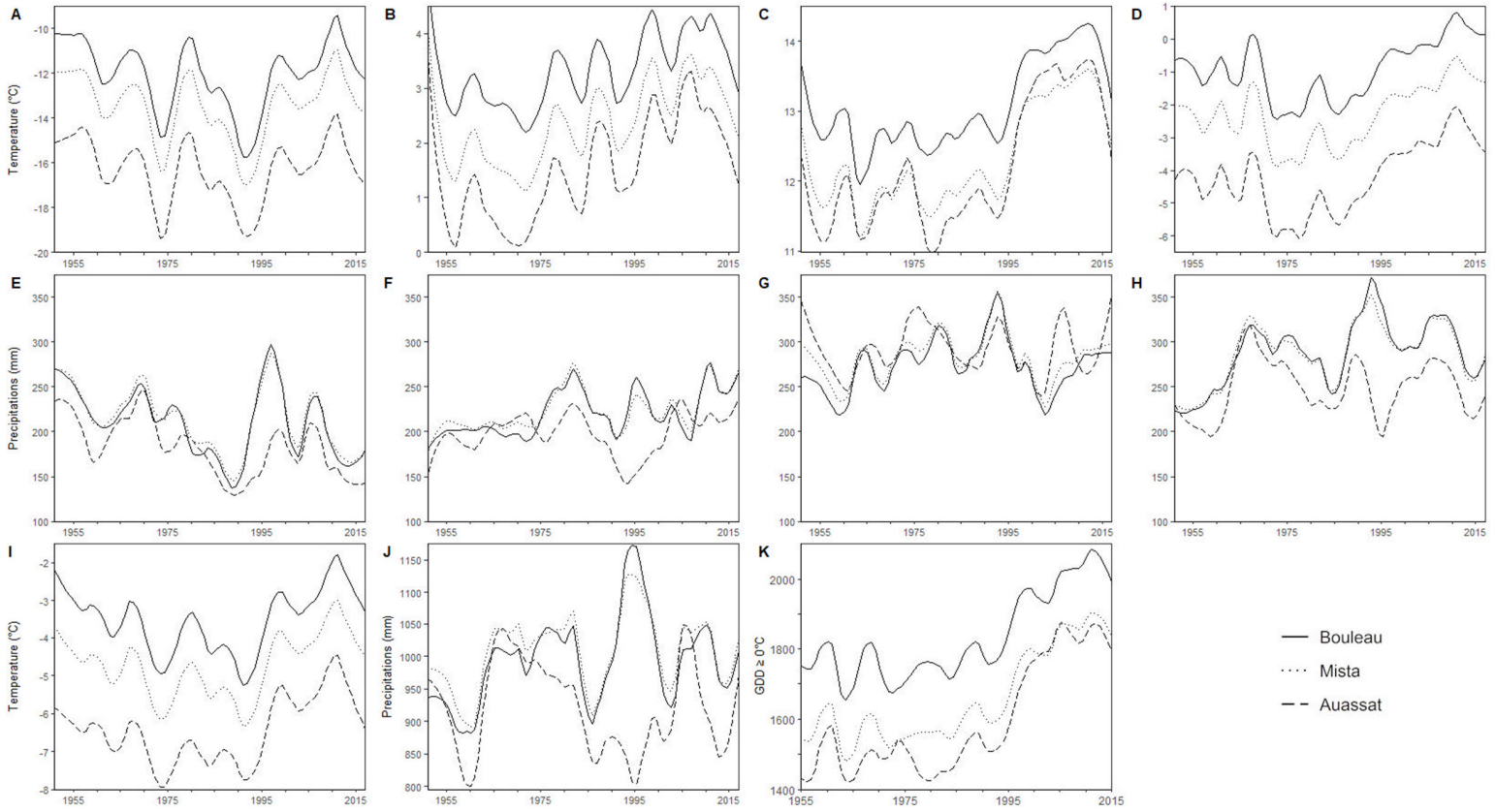

Figure 1.2 Données climatiques entre 1950 et 2015 pour les trois sites étudiés. (A) température hivernale, (B) température printanière, (C) température estivale, (D) température automnale, (E) précipitation hivernale, (F) précipitation printanière, (G) précipitation estivale, (H) précipitation automnale, (I) température moyenne annuelle, (J) précipitation annuelle et (K) degrés-jours de croissance ≥ 0°C.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Sélection des sites d'étude

Avant la première campagne de terrain, une présélection des sites a été effectuée en laboratoire à l'été 2016. Des documents cartographiques et des photographies aériennes ont été rendus disponibles par la division de géomatique d'Hydro-Québec Équipement. Les documents ont été analysés afin de diriger le choix des sites à retenir au moment de la campagne de terrain. Les critères principaux pour le choix des sites à échantillonner étaient que les tourbières soient représentatives dans le paysage et qu'elles aient un exutoire se déversant dans la rivière Romaine. De plus, les sites devaient être répartis parmi les trois grandes unités topographiques et les deux domaines de végétation caractérisant le bassin versant. Un survol en hélicoptère accompagné de validation de terrain a permis de confirmer le choix des sites.

2.1.1 Acquisition des données topographiques et échantillonnage

Lors de la première collecte de données en août 2016, des sondages ont été effectués dans chaque tourbière, le long de transects déterminés suivant un quadrillage qui avait été établi préalablement sur photos aériennes. Les sondages à intervalles de 50 mètres ont permis de mesurer la profondeur des bassins et de reconstituer leur topographie. À chaque arrêt, un point GPS, une description sommaire de la végétation et de la composition du dépôt ont été relevés. L'endroit le plus profond de chacune des

tourbières a été choisi pour le carottage. Le premier mètre a été échantillonné à l'aide d'un carottier de type BOX (8 x 8 x 105 cm) (Jeglum *et al.*, 1991). La suite des prélèvements a été faite avec un carottier russe de 7,5 cm de diamètre (Jowsey, 1966). Sur le terrain, les carottes ont été coupées en segments de 50 cm de longueur, enveloppées dans une pellicule plastique pour conserver leur humidité, puis recouvertes de papier d'aluminium avant d'être placées dans des tubes en ABS. Par la suite, les échantillons ont été déposés dans des glacières réfrigérées jusqu'à leur entreposage dans une chambre froide à 4 °C. La dernière étape sur le terrain a été d'effectuer des échantillonnages de surface. Trois relevés de végétation ont été réalisés à partir de quadras de 1 m^2 sur chacune des microformes de chaque tourbière (Tableau 2.1) puis des échantillons de 5 cm^3 ont été prélevés sur celles-ci pour l'identification des thécamoebiens. La hauteur de la nappe phréatique a été mesurée à chaque prélèvement en plus du pH, de la conductivité électrique, et de la température de l'eau.

Lors d'une deuxième campagne de terrain à l'été 2018, des sondages supplémentaires ont été effectués à la tourbière Bouleau afin de compléter la cartographie des profondeurs de tourbe et préciser les valeurs du stock de carbone.

Tableau 2.1 Végétation de surface par site et par microforme.

	Bouleau	Mista	Auassat
Butte	*Betula glandulosa* *Chamaedaphne calyculata* *Kalmia angustifolia* *Kalmia polifolia* *Rhododendron groenlandicum* *Vaccinium oxycoccos* *Trichophorum cespitosum* *Cladonia rangiferina* *Sphagnum capillifolium* *Sphagnum fuscum*	*Chamaedaphne calyculata* *Kalmia angustifolia* *Vaccinium oxycoccos* *Trichophorum cespitosum* *Cladonia rangiferina* *Sphagnum fuscum*	*Rubus chamaemorus* *Chamaedaphne calyculata* *Kalmia polifolia* *Maianthemum trifolium* *Rhododendron groenlandicum* *Sarracenia purpurea* *Sphagnum fuscum* *Gymnocolea inflata*
Platière	*Kalmia angustifolia* *Kalmia polifolia* *Trichophorum cespitosum* *Sphagnum cuspidatum* *Sphagnum magellanicum* *Sphagnum rubellum*	*Rubus chamaemorus* *Andromeda glaucophylla* *Chamaedaphne calyculata* *Kalmia polifolia* *Trichophorum cespitosum* *Sphagnum rubellum*	*Carex exilis* *Carex oligosperma* *Sphagnum fallax*
Dépression	*Chamaedaphne calyculata* *Drosera intermedia* *Drosera rotundifolia* *Rhynchospora alba* *Sarracenia purpurea* *Sphagnum magellanicum* *Sphagnum majus* *Sphagnum pulchrum*	*Drosera rotundifolia* *Sarracenia purpurea* *Trichophorum cespitosum* *Sphagnum majus*	*Carex limosa* *Carex oligosperma* *Sphagnum majus* *Sphagnum tenellum*
Mare		*Nuphar variegata*	

2.2 Analyse en laboratoire

Les carottes de tourbe ont été préparées au laboratoire de paléoécologie continentale du centre de recherche Geotop à l'UQAM. Elles ont d'abord été placées au congélateur pendant deux heures afin de faciliter leur découpe. Les trois carottes ont été tranchées en sections d'un centimètre et placées individuellement dans des sacs en plastique bien identifiés. Différents protocoles ont été utilisés pour les traitements des étapes subséquentes. La perte au feu a été effectuée à partir du protocole de Dean (1974), la préparation des échantillons pour l'analyse des macrofossiles a été faite selon le protocole de Mauquoy *et al.* (2010) et la préparation des thécamoebiens a été conforme au protocole de Booth *et al.* (2010). La perte au feu a été effectuée à tous les centimètres, alors que les préparations pour les analyses des macrofossiles et des thécamoebiens l'ont été aux quatre centimètres pour Bouleau et Mista et aux deux centimètres pour Auassat, car cette dernière possédait une profondeur moindre que celle des deux autres tourbières.

2.2.1 Perte au feu

La méthode de la perte au feu sert à mesurer la quantité de matière organique présente dans un échantillon à partir de la densité sèche (Dean, 1974). D'abord, un sous-échantillon de 1 cm^3 est prélevé à chaque centimètre et déposé dans un godet de porcelaine. Les échantillons frais sont pesés. Ensuite, les godets sont placés dans une étuve à 105 °C pendant 12 heures afin de faire évaporer l'eau et calculer la densité sèche (g cm^3). Puis l'échantillon est chauffé de nouveau dans un four à 550 °C durant une période de 3 h 30. Une fois terminé, l'échantillon brûlé est pesé pour une dernière fois pour obtenir le contenu en matière organique. Pour calculer le contenu en carbone, la valeur de la teneur en matière organique a été multipliée par 0,5 (Turunen *et al.*, 2002).

2.2.2 Préparation et analyse des thécamoebiens

La préparation des échantillons de thécamoebiens a été réalisée suivant la méthode de Booth *et al.* (2010). D'abord, il faut s'assurer de couper le capitulum de la sphaigne et de recueillir 1 cm^3 de matériel entre le 2 et 5 cm le long des tiges. Environ 100 ml d'eau et une tablette de *Lycopodium* (Stockmarr, 1971) ont été ajoutés dans un bécher, puis placés sur une plaque chauffante jusqu'à ébullition. Les échantillons ont ensuite été tamisés entre les tamis de 355 µm et 15 µm puis centrifugés à 3 000 rotations par minute pendant 5 minutes. Le surplus d'eau de l'éprouvette a été retiré et l'échantillon a été transféré dans le contenant prévu à cet effet auquel on a ajouté une goutte de solution de glycérine à 30 %. Les échantillons ont été analysés entre lame et lamelle à l'aide d'un microscope Leitz avec un grossissement entre 400 et 1 000×. Un décompte de 150 individus a été réalisé pour les échantillons de surface (Payne et Mitchell, 2009).

Pour les analyses des thécamoebiens fossiles, le nombre d'individus dénombrés a été limité à 100. Les taxons ont été identifiés à l'aide d'un microscope optique Leitz (400×) et les guides de Charman *et al.* (2000) et Booth (2008) ont été utilisés. Les échantillons dont le dénombrement était inférieur à 100 ont été interprété avec précaution, bien que les assemblages d'environ cinquante individus puissent fournir des données paléohydrologiques relativement fiables selon Payne et Mitchell (2009). Les reconstitutions ont été réalisées à l'aide de la fonction de transfert de Lamarre *et al.* (2013) à partir du logiciel R avec le paquet *Rioja*, version 0.1-15.1 (Juggins, 2007)

2.2.3 Préparation et analyse des macrorestes végétaux

Des échantillons de 5 cm^3 ont été préparés et analysés selon le protocole de Mauquoy *et al.* (2010). Ils ont été placés dans des béchers avec une solution de KOH diluée à 5 %, puis bouillis sur une plaque chauffante afin d'extraire les acides humiques et fulviques. Après le refroidissement de l'échantillon, le matériel a été rincé dans un

tamis de 125 µm et l'échantillon rangé dans un sac de plastique identifié auquel quelques gouttes de HCl à 5 % ont été ajoutées pour empêcher la moisissure.

Pour l'analyse, les échantillons ont été placés dans un pétri quadrillé et le matériel a été identifié au moyen d'une loupe stéréoscopique Leitz avec un grossissement allant de 10 à 40×. L'abondance relative des différents groupes (sphaignes, mousses, cypéracées, herbacées *sensu lato*, racines et radicelles, et fragments ligneux) a été estimée en pourcentage, alors que les pièces végétales (aiguilles, feuilles d'herbacées, feuilles d'éricacées, graines d'éricacées, graines de *Carex* sp., et sclérotes de *Cenococcum*) ont été dénombrées. Lorsqu'il y avait présence de mousses brunes ou de sphaignes, cinquante feuilles ont été prélevées et placées entre lame et lamelle pour une identification au microscope avec un grossissement de 400×. Pour les sphaignes, lorsque des feuilles caulinaires étaient présentes, l'identification a pu être faite jusqu'à l'espèce (ex. *Sphagnum fuscum*), alors que si seulement des feuilles raméales étaient présentes, l'identification s'est limitée à la section (ex. *Sphagnum* sect. *Acutifolia*).

Les références utilisées pour l'identification des macrorestes ont été Laine *et al.* (2009) pour les sphaignes, Faubert (2014) pour les mousses et Nilsson et Hjelmqvist (1967) pour les espèces de carex. Lévesque *et al.* (1988) et Mauquoy et van Geel (2007) ont aussi aidé à l'identification de plusieurs catégories de végétaux complétés par la collection de référence du laboratoire de paléoécologie continentale du Geotop à l'UQAM (Garneau, 1995). La nomenclature botanique a été celle de Marie-Victorin (2005) pour toutes les plantes vasculaires et Faubert (2014) pour les bryophytes, à l'exception des sphaignes. Les résultats ont été intégrés dans des diagrammes générés par le logiciel C2 (Juggins, 2007).

2.3 Analyses géochimiques

2.3.1 Ratio C:N

Des échantillons de 0,5 cm^3 ont été prélevés à intervalles de 4 centimètres dans chacune des trois carottes pour leur analyse en concentration géochimique de carbone et d'azote. Ils ont été placés dans un godet en porcelaine et placés au four à 40 °C pendant une période de 24 à 48 h, selon le degré d'humification de la tourbe. Chaque échantillon a été par la suite broyé à l'aide d'un mortier puis traité à l'aide d'un analyseur élémentaire Carlo Erba NC 2500 au laboratoire de géochimie des isotopes stables légers du Geotop à l'UQAM.

2.3.2 Datations au carbone^{14}

Dix-huit échantillons ont été analysés pour datation au radiocarbone par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) au laboratoire A.E. Lalonde AMS (Université d'Ottawa, Canada). Le matériel sélectionné était principalement des tiges et des feuilles de sphaignes ou de mousses, mais dans un cas, une masse de matériel indifférencié (vrac) a été utilisée puisque l'identification n'était pas possible. Toutes les dates ont été calibrées avec la courbe de calibration *IntCal13* (Reimer *et al.*, 2013).

2.3.3 Datations au plomb^{210}

La datation au ^{210}Pb est utilisée pour dater avec une plus grande certitude les 150 dernières années, car la demi-vie de cet isotope est de 22,3 ans (Appleby, 2001). Des prélèvements de 2 cm^3 ont été effectués à intervalles de 2 centimètres pour les 20 premiers centimètres des tourbières Mista et Bouleau et les 40 premiers centimètres pour la tourbière Auassat. Les échantillons ont été étuvés à 60 °C pendant douze heures puis broyés finement. Ils ont ensuite été placés dans des flacons en Teflon, où un traceur connu, le polonium (^{209}Po), et divers traitements chimiques ont été appliqués (HNO_3:HF:H_2O_2:HCl) pour extraire et isoler le ^{210}Po, un élément de la chaîne de

désintégration du ^{210}Pb (Ghaleb, 2009). Le ratio de l'activité des isotopes, utilisé pour calculer la concentration de ^{210}Pb, a été mesuré à l'aide d'un spectromètre alpha EGG Ortec 776a au Laboratoire de radiochronologie du Geotop de l'UQAM. Le modèle CRS (Constant Rate of Supply) a été utilisé pour calculer l'âge à chaque horizon (Appleby, 2001 ; Appleby et Oldfield, 1978).

2.3.4 Modèles âge-profondeur

Les modèles âge-profondeur ont été construits en combinant les résultats du ^{210}Pb et du ^{14}C à partir de *Rbacon* (Blaauw et Christen, 2011) dans le logiciel de statistique R. Toutes les datations au plomb ont été intégrées. Dix-sept datations au ^{14}C ont été utilisées, une seule a été ignorée, car elle induisait une inversion. L'âge à la surface a été établi à -66 cal BP, pour correspondre à l'année de l'échantillonnage (2016 CE). Par souci de cohérence avec nos chronologies calibrées, les âges conventionnels cités à partir de la littérature ont également été calibrés à l'aide de la courbe de calibration *IntCal13*.

2.4 Calculs de carbone

2.4.1 Taux apparents d'accumulation à long terme du carbone et taux récents d'accumulation du carbone

Les taux apparents à long terme d'accumulation du carbone ont été calculés pour les trois tourbières étudiées. Le LORCA (LOng-term apparent Rates of C Accumulation; g C m^{-2} an^{-1}) est un calcul où la masse totale du carbone accumulée dans le profil est divisée par son âge basal (Turunen *et al.*, 2002).

Les taux récents d'accumulation du carbone (RERCA; average REcent Rate of C Accumulation; g C m^{-2} an^{-1}) ont aussi été calculés dans l'acrotelme pour les trois sites. Cette mesure est indicative du taux d'accumulation contemporain et récent de la sphaigne, mais elle ne tient pas compte de la décomposition. Le calcul est similaire à

celui du LORCA avec une division de la masse de carbone accumulée dans l'acrotelme par l'âge minimal atteint par la datation du plomb n'excédant pas 150 ans (Tolonen et Turunen, 1996).

La différence entre les deux mesures est que le LORCA donne une moyenne d'accumulation de la tourbe depuis son initiation. La valeur est donc plus petite, car il y a eu décomposition d'une partie de la matière organique qui a été séquestrée à travers le temps en fonction du type de végétation et des conditions hydroclimatiques. Le RERCA donne une valeur d'accumulation de la tourbe pour une période récente, soit pour celle enregistrée par la limite du plomb parmi les horizons (150 ans). Les valeurs sont donc beaucoup plus élevées, car elles correspondent au niveau où la matière organique est encore très peu décomposée (Belyea et Clymo, 2001).

2.4.2 Calcul du contenu en carbone des tourbières étudiées

Le contenu en carbone pour l'ensemble des trois bassins tourbeux a été obtenu à partir d'un calcul basé sur une équation prenant en compte plusieurs critères (Sheng *et al.*, 2004),

$$CP = A \cdot D \cdot \rho \cdot L \cdot R$$

où CP désigne le bassin de carbone (kg), A est l'aire de la tourbière (m^2), D est l'épaisseur moyenne du dépôt de tourbe (m), ρ est la densité sèche moyenne ($kg\ m^{-3}$), L est le contenu moyen en matière organique (%) et R est la variable utilisée lors de la perte au feu pour le contenu en carbone de la tourbe (%). Les données de ces paramètres ont été acquises à partir de différentes méthodes. L'aire de la tourbière a été calculée par photo-interprétation à l'aide du logiciel ArcGIS 10.1 développé par ESRI. L'épaisseur moyenne de la tourbe est le résultat des mesures de sondages effectués lors des deux campagnes de terrain en 2016 et 2018. Les mesures de densité sèche moyenne, de teneur en matière organique et en carbone proviennent des résultats de la perte au

feu (section 2.2.1). A noter que l'espace occupé par les mares n'a pas été déduit des calculs.

CHAPITRE III

ARTICLE: CARBON ACCUMULATION IN PEATLANDS ALONG A BOREAL TO SUBARCTIC TRANSECT IN EASTERN CANADA

Ce chapitre a été rédigé sous la forme d'un article scientifique et a été soumis à la revue *The Holocene* le 12 janvier 2020 (manuscrit # HOL-20-0005). Le titre, les auteurs, le résumé en anglais et les mots clés de l'article seront d'abord présentés.

Titre : Carbon accumulation in peatlands along a boreal to subarctic transect in eastern Canada.

Auteurs : Guillaume Primeau et Michelle Garneau

Résumé : In this study, we investigated the links between peat carbon accumulation and past ecological and hydrological conditions in three peatlands (Bouleau, Mista, Auassat) which developed along a South-North transect within a watershed encompassing the boreal and subarctic domain in Eastern Canada. Peatland development and long-term apparent rates of carbon accumulation (LORCA) were asynchronous in the watershed, suggesting an influence of both latitude and topography (altitude) on the length of the growing season (GGD_0). Results show that peat initiation within the three peatlands (respectively *ca.* 9070, 8400 and 6270 cal BP) was delayed after the deglaciation and that LORCA (respectively 35.5, 15.4 and 9.0 g C m^{-2} yr^{-1}) decreased from South to North. Peatland development and fen to bog transitions were found to be almost synchronous for the two southernmost sites. The fen to bog

transition in the northernmost subarctic site was delayed, in the twentieth century, owing to the less favorable climatic conditions. This suggests that recent warming has extended the length of the growing season and increased *Sphagnum* growth enough to potentially influence an ecosystem state-shift as observed in other Subarctic regions of eastern Canada.

Mots clés: Carbon dynamics, peatland, boreal, subarctic, Holocene, fen to bog transition, eastern Canada

3.1 Introduction

Peatlands are an important carbon (C) pool owing to the positive balance between net primary production and decomposition (Charman, 2002; Yu et al., 2009). They cover approximately 2.1% of the land surface of the Northern Hemisphere (3.13 million km^2; Xu et al., 2018) and form one of the largest terrestrial carbon pools (~547 Gt C; Loisel et al., 2014; Yu et al., 2010). Since the last glaciation, northern peatlands have acted as substantial terrestrial carbon reservoirs (Crowther et al., 2019; Turunen et al., 2002; Yu et al., 2011) and had a net cooling effect on the global climate (Frolking and Roulet, 2007; Gallego-Sala et al., 2018).

Peat initiation is controlled by a combination of allogenic (climate, fires) and autogenic (topography, mineral substrate, vegetation composition and succession) factors (Charman, 2002). Temperature and a positive moisture balance are the most important drivers for net primary productivity and the apparent peat C accumulation rates tend to decline from south to north (Beilman et al., 2009; Zhang et al., 2018).

Garneau et al. (2014) showed that mean summer temperature was one of the most important drivers of peat C accumulation in eastern Canada while Charman et al. (2013) and Gallego-Sala et al. (2018) suggested that photosynthetically active radiation during the growing season and growing degree days above 0°C (GDD_0) were the main factors influencing carbon accumulation in peatlands for the last millennium. Throughout the Holocene, climate variations have impacted biomass productivity by modifying the growing season length and driving shifts in surface wetness and vegetation assemblages (Garneau et al., 2014).

Aside from climate, peat C accumulation is also regulated by several autogenic factors. Beilman et al. (2009) and Loisel et al. (2014) have demonstrated that distinct vegetation assemblages can have an influence on carbon sequestration. For instance, while *Sphagnum* peat has a lower carbon content than other groups of vegetation, *Sphagnum* also acidifies the soil water chemistry, which increases the preservation of vegetation over time (Belyea, 2009). *Sphagnum* assemblages can be more resistant to decomposition than sedges despite the recalcitrance of some plant fragments (e.g. *Eriophorum vaginatum*) that dominate the peat matrix in some sites (Belyea and Malmer, 2004; Hughes and Dumayne-Peaty, 2002; Yu, 2006).

The biogeographical distribution of peatlands in the boreal and subarctic regions of eastern Canada largely follows that of the ecoclimatic zonation with cool climate conditions and low evapotranspiration (Payette, 2001a; Tarnocai, 2006; Yu et al., 2009). Along the north shore of the Gulf of St Lawrence (GSL), large complexes of maritime peatlands developed on deltaic or fluvioglacial sediments (Magnan et al., 2014; Payette et al., 2013). Peat initiation took place on well-drained podzolic soils following the retreat of the Goldthwait Sea and a rise in atmospheric moisture balance linked to the stabilization of the Atlantic Tropical air masses during the mid-Holocene (Carcaillet and Richard, 2000; Magnan et al., 2014; Payette et al., 2013). Peat initiation in the subarctic region was delayed compared to the boreal region due to the later timing of

deglaciation, cooler climatic conditions, and the rugged topography which limited lateral expansion in several regions (Glaser and Janssens, 1986; Morris et al., 2018).

Previous studies of peatlands in eastern Canada (Engstrom and Hansen, 1985; Foster and Glaser, 1986; Glaser and Foster, 1984; Glaser and Janssens, 1986) have focused mainly on surface ecology and patterning, and less on peat stratigraphy and paleoecology. Magnan et al. (2014) and Magnan and Garneau (2014a,b) reconstructed the ecohydrological conditions that influenced carbon accumulation in coastal peatlands, while Foster (1983) and Payette et al. (2013) investigated the fire history that modulated peatland dynamics. No study has yet focused on documenting the effect of a South to North transect encompassing boreal and subarctic biomes in eastern Canada on peatlands carbon dynamics. This study aims to reconstruct the Holocene ecohydrological conditions that influenced carbon accumulation in three peatlands located in the Romaine River watershed (northeastern Canada) along latitudinal and altitudinal gradients.

3.2 Study area and sites

3.2.1 Physiographic and ecological contexts

The studied region is located in northeastern Quebec (eastern Canada), within the Romaine River watershed (14,500 km^2) adjacent to the Labrador border. The physiography of the watershed is divided into two sections: the coastal plain and the Laurentian Plateau. The Romaine River flows over 52 km through the coastal plain and 250 km through the Grenville Province of the Canadian Shield on the Laurentian Plateau (Verpaelst et al., 1999). The coastal plain is mainly composed of deltaic sediments up to an elevation *ca.* 150 m asl (Dubois, 1980). The Laurentian Plateau covers the northern section of the watershed and is divided into two parts: 1) the Highlands located between 150 to 300 m asl which are characterized by steep hills that

mark the transition between the coastal and continental environments and 2) the till plains from 300 to 900 m asl that are covered by fluvial and postglacial sediments (Dubois, 1980).

The thawing of the Laurentide Ice Sheet (LIS) on the northern shore of the Gulf of St Lawrence occurred *ca.* 11,000 cal BP and was followed by the Goldthwait Sea invasion (Dyke et al., 2003). The maximum height of the postglacial Goldthwait Sea was estimated at 128-131 m above present sea level before isostatic rebound influenced land emersion *ca.* 10,600 cal BP (Dubois, 1980). Substantial deltaic terraces were built by proglacial meltwater following continental uplift at *ca.* 106, 76-75, 46-45 and 15 m respectively (Bernatchez, 2003, 2005; Dubois, 1980).

Regional vegetation is characterized by the Spruce-moss bioclimatic domain of the closed boreal forest in the Highlands and is replaced by the Spruce-lichen woodland of the taiga in the northernmost sections of the till plains (Payette, 2001b).

3.2.2 Climatic context

The climatic gradient within the watershed shows a transition from a maritime to a continental climate with a slight decrease in mean annual temperature, mean summer temperature, and a slight increase in mean summer precipitation towards the North as shown in supplementary Figure S1. Mean annual temperature, precipitation and growing degree-days (> 0°C) were calculated from gridded adjusted and homogenized climate data (Vincent *et al.*, 2012) for each sampling site using the ANUSPLIN algorithm on a 0.1 arc degree grid (~ 10 km) (Hopkinson *et al.*, 2011; Hutchinson *et al.*, 2009; McKenney et al., 2011) from 1950 to 2015. Averages from the past 20 years suggest climate warming accelerating faster in the North with summer and autumn temperatures influencing the total increase in GDD_0 values.

3.2.3 Study sites

Three peatlands were selected as representative of the Romaine River watershed (Figure 1). Peatlands were characterized using aerial photographs and their representativeness was validated with aerial surveys in 2016. Sites were selected based on their size, latitudinal distribution and ecogeomorphic context within the watershed. The southernmost site, Bouleau (50°31'N, 63°12'W; 108 m asl) is located in a depression at limit of the coastal plain and the Highlands of the Laurentian Plateau. The withdrawal of the Goldthwait Sea was estimated *ca.* 10,290 ± 290 cal BP at that elevation (Dubois, 1980). Bouleau is a slightly dome-shaped bog (~1.51 km^2) with a clear patterned surface of alternating dry hummocks, wet hollows, and elliptical pools. The vegetation follows the microform humidity gradient. *Sphagnum fuscum*, *S. capillifolium*, and *Cladonia rangiferina* dominate the hummocks while *S. magellanicum*, *S. rubellum*, *S. cuspidatum* and *Trichophorum cespitosum* are found on lawns and *S. majus* and *S. pulchrum* on wet hollows.

Mista (50° 48' N, 63° 20' W, 372 m asl) is located in the Highlands. It is a structured bog (~0.17 km^2) with alternating linear hummocks and elliptical pools parallel to the slope. Surface vegetation is composed of *S. fuscum*, *C. rangiferina*, ericaceous shrubs and a few low stands of *Picea mariana* on hummocks, while *S. rubellum* and *S. majus* dominate the lawns and hollows respectively. Both the Bouleau and Mista peatlands belong to the eastern Spruce-moss bioclimatic domain of the closed boreal forest (Payette, 2001b).

Auassat (51°48'N, 63°41'W; 466 m asl) developed on the till plains and northernmost section of the watershed. It is a patterned poor fen (~0.22 km^2) located within the Spruce-lichen woodland of the taiga (Payette, 2001b). It is characterized by alternating elongated pools, wet hollows and ridges with *S. fuscum*, *C. rangiferina*, Ericaceae and krummholz of *P. mariana* on ridges and *S. fallax* and Cyperaceae on lawns.

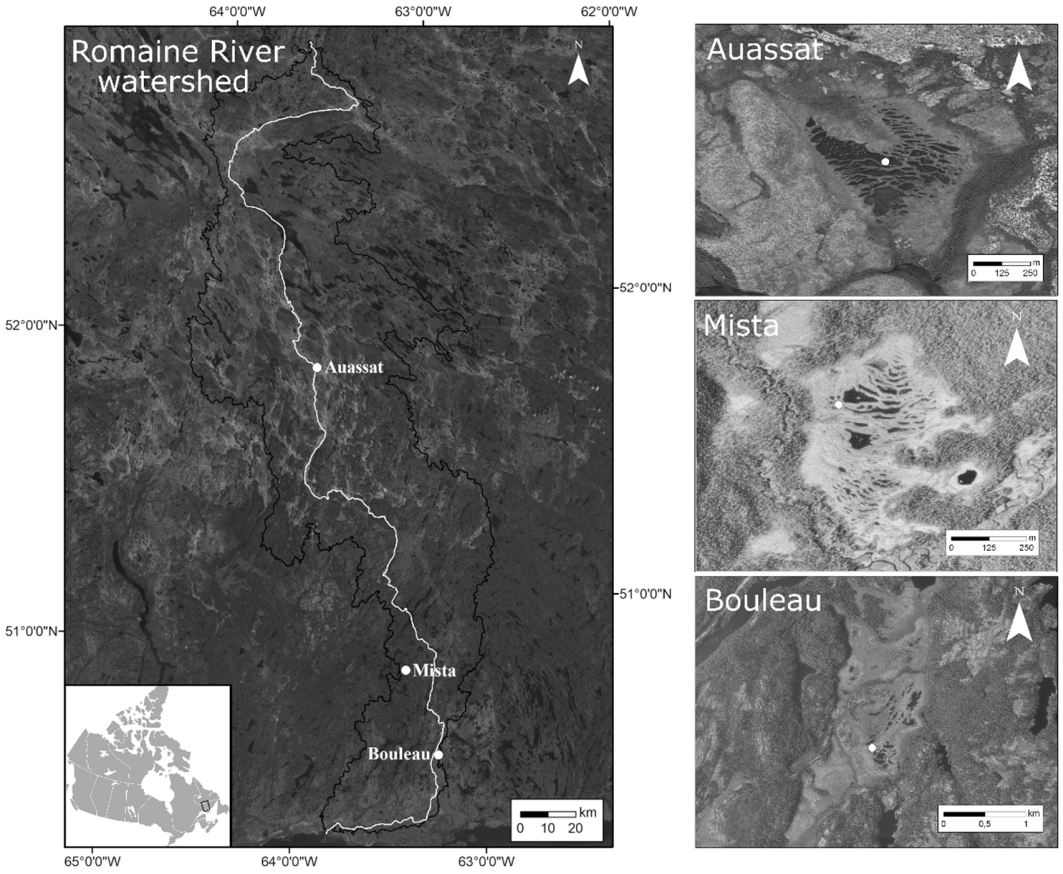

Figure 3.1 Location of the study sites, eastern Canada. White circles refer to the coring sites.

3.3 Methods

3.3.1 Fieldwork and sampling

Once representative sites were selected, comprehensive peatland depth surveys were conducted for all sites by systematic manual probing at gridded 50 m intervals. A peat core was retrieved from the deepest section of each peatland from a lawn microform to reconstruct peat accumulation from the earliest phases of peat development to the present-day. A Box corer (Jeglum et al., 1991) was used for the

upper meter and a modified Russian corer (diameter: 7.5 cm) (Jowsey, 1966) was used to collect deeper peat until the mineral contact was reached. Peat cores were wrapped with cellophane and aluminum foil, transported in PVC tubes and stored in a refrigerator at 4°C until further analysis.

In each peatland, vegetation surveys from 1 m^2 quadrats were carried out on randomly selected microforms using the Braun-Blanquet cover-abundance scale method (Braun-Blanquet, 1932). Testate amoebae surface samples were also taken from the same microforms following the protocol described by Booth et al. (2010).

3.3.2 Loss-on-ignition and C:N ratio

In the laboratory, the three central cores were cut into contiguous 1-cm slices. Peat bulk density was determined after overnight drying of a known volume (1 cm^3) at 105°C. The organic matter (OM) density was measured from loss-on-ignition (LOI) for 4 hours at 550°C (Chambers et al., 2011). Carbon density (g cm^3) was estimated as 50% of the OM density (Turunen et al., 2002). C:N analyses were also performed on dry subsamples of 0.5 cm^3 at 4 cm intervals using a Carlo Erba NC 2500 elemental analyzer (Isotopic stable analysis laboratory, Geotop-UQAM) to quantify peat humification (Kuhry and Vitt, 1996).

3.3.3 Plant macrofossil analyses

Peat samples (5 cm^3) were subsampled and analyzed at 4 cm intervals for the Bouleau and Mista cores and at 2 cm intervals for the Auassat core due to its shallower depth. Preparation followed the protocol described by Mauquoy et al. (2010). Samples were gently boiled within a KOH-5% solution to remove fulvic and humic acids, washed through a 125 µm sieve and placed in a gridded petri dish for analysis. A Leitz stereoscopic microscope (10–40×) was used to estimate relative abundance (%) of *Sphagnum* spp., brown mosses, herbaceous and ligneous remnants, while needles,

seeds, and *Cenococcum* spp. sclerotia were individually counted. When *Sphagnum* was present, *ca.* 50 stem or branch leaves were mounted on microscope slides for further identification using a Leitz optical microscope (400–1000×). Lévesque et al. (1988), Mauquoy and van Geel (2007) and the reference collection from the Continental Paleoecology Laboratory at Geotop-UQAM (Garneau, 1995) were used for plant macrofossil identification. The nomenclature of vascular plant taxonomy is based on Marie-Victorin (2005) while Laine et al. (2009) was used for *Sphagnum* spp., Nilsson and Hjelmqvist (1967) for Cyperaceae and Faubert (2014) for the mosses.

3.3.4 Testate amoeba analyses

Testate amoeba analyses were conducted on the same samples used for plant macrofossil analyses. Using a modified procedure from Booth et al. (2010), 1 cm^3 samples were immersed in 100 ml of distilled water and gently boiled for 10 minutes. One tablet of *Lycopodium* spores (batch #3862) (Stockmarr, 1971) was incorporated into each sample to calculate test concentrations. Material was then rinsed with distilled water through 355-µm and 15-µm sieves, centrifuged and stored with a drop of glycerin at 4°C. A minimum of 100 tests was counted using a Leitz optical microscope (400×) and identified using the Charman et al. (2000) and Booth (2008) identification keys. Samples with a test concentration of <100 were interpreted with caution although assemblages with >50 tests may still provide reliable paleohydrological data (Payne and Mitchell, 2009). Paleohydrological reconstructions were carried out using the transfer function developed by Lamarre et al. (2013) with the *Rioja* package version 0.1-15.1 (Juggins, 2007) in R. Past water table depths (WTD) were inferred using a weighted average tolerance down-weighted (WA-tol) function with classical deshrinking and evaluated using a bootstrap cross-validation method with 1000 cycles. Diagram zonation was performed visually following the main changes in the assemblages of both proxies.

3.3.5 Chronology

Seventeen samples, mostly *Sphagnum* or brown mosses, were selected at the mineral-organic contact and the main stratigraphic transitions of each core for radiocarbon dating at the A.E. Lalonde AMS Laboratory (University of Ottawa, Canada) (Supplementary Table S1). Recent chronologies (last *ca.* 150 years) were constructed using lead-210 (^{210}Pb) dating for the upper sections of the three cores (20 cm – Bouleau and Mista; 40 cm – Auassat). Contiguous samples (interval: 2 cm, volume: 2 cm^3) were spiked with a ^{209}Po chemical yield tracer and subjected to a sequential HNO_3:HF:H_2O_2:HCl acid digestion to extract and isolate ^{210}Po, a daughter product of ^{210}Pb decay (Ghaleb, 2009). The ratio of Po isotope activities, used to calculate ^{210}Pb concentration, was measured using alpha spectrometry (EGG Ortec 776a) at the Geotop Radiochronology Laboratory (UQAM). The Constant Rate of Supply model (Supplementary Table S2) was used to determine the age of each level (Appleby, 2001; Appleby and Oldfield, 1978). Age-depth models were built by combining ^{210}Pb and ^{14}C results using the *rbacon* 2.3.9.1 R package (Blaauw and Christen, 2011) in R. The age of the peat surface was set at -66 cal BP, equivalent to the year of coring (i.e. 2016 CE). For consistency with our calibrated chronologies, conventional ages from the literature were also calibrated using the *IntCal13* calibration curve (cal BP; Reimer et al., 2013).

3.3.6 LORCA, RERCA and carbon pool

The LOng-term apparent Rate of Carbon Accumulation (LORCA; g C m^{-2} yr^{-1}) was calculated by dividing the total mass of C accumulated by the basal ^{14}C age (Turunen et al., 2002). REcent apparent Rate of Carbon Accumulation (RERCA) was calculated by dividing the total mass of C for a given period by the age of the ^{210}Pb dated horizon and was calculated for the last 50, 100 and 150 years before the coring (~1965 CE, ~1915 CE, ~1865 CE). The difference between the two measurements is that LORCA gives an average value of peat accumulation since its initiation and the

values are therefore smaller, as part of the organic matter has decomposed over time. The RERCA values are higher peat accumulation rates because they correspond to the younger and less decomposed surface organic layers of the peatland (Belyea and Clymo, 2001). Carbon accumulation rates (CAR) were calculated by dividing the C density (g cm^3) of each centimeter by the deposition time (peat accumulation rate (PAR) in mm yr^{-1}) obtained by the age-depth modelling.

The total C pool (CP) of each peatland was calculated using the equation from Sheng et al. (2004)

$$CP = A \cdot D \cdot \rho \cdot L \cdot R$$

where *CP* is calculated by multiplying (*A*) peatland surface area (m^2), (*D*) mean peat depth (m), (ρ) mean peat density (kg m^{-3}), (*L*) mean organic matter content (%) and (*R*) relative peat C content calculated for each peatland. An estimation of the sequestration of C per area was obtained by dividing the carbon pool by the area of the peatland. The peatland surface area was calculated from the aerial photos and the high-resolution peat depth values were obtained from the systematic manual probing survey (163, 74, and 56 surveys respectively for Bouleau, Mista and Auassat), in order to more accurately represent the basin topography. The mean peat density, mean organic matter content and relative peat C content were evaluated by LOI to calculate total peat volume in each peatland. *Topo to Raster* was used in ArcGIS 10.1 to model peat depths within the three topographic basins. This GIS model was preferred for its clarity and reliability; note that pool surface areas and depths were not subtracted from the calculation.

3.4 Results

3.4.1 Chronology and PAR

Bouleau peatland – Peat started to accumulate around 9070 cal BP with a mean rate of 0.65 mm yr^{-1}. Between 8560–4560 cal BP, peat accumulation dropped to 0.32 mm yr^{-1}. Following ombrotrophication, PAR increased to 0.81–0.83 mm yr^{-1} (3690–2500 cal BP) while slower accumulation was recorded between 2500–110 cal BP with a mean value of 0.39 mm yr^{-1}. The upper horizons show the highest mean PAR (1.47 mm yr^{-1}) and correspond to the less compacted and decomposed peat in the acrotelm.

Mista peatland – The beginning of peat accumulation, between *ca.* 8400–8130 cal BP, registered a mean apparent rate of 0.48 mm yr^{-1} followed by a slowdown to 0.14 mm yr^{-1} between 8130 and 5340 cal BP. The fen to bog transition influenced the rate of peat accumulation which increased to 0.37–0.4 mm yr^{-1} from 5340 to 1400 cal BP. These high rates slowed down to 0.25 mm yr^{-1} between 1400–110 cal BP. The most recent part of the peatland shows higher accumulation with a mean rate of 1.61 mm yr^{-1} corresponding to the acrotelm.

Auassat peatland – This peatland initiated with a mean accumulation rate of 0.45 mm yr^{-1} between 6270–5980 cal BP. Between 5980–40 cal BP, PAR was reduced to 0.15 mm yr^{-1}. The beginning of the fen to bog transition at 33 cm (40 cal BP; 1910 CE) occurred much more recently than in the two other peatlands with a mean PAR of 4.34 mm yr^{-1} while the top 10 centimeters of the acrotelm records as high as 6 mm yr^{-1} corresponding to the last *ca.* 20 years of accumulation (2000 CE).

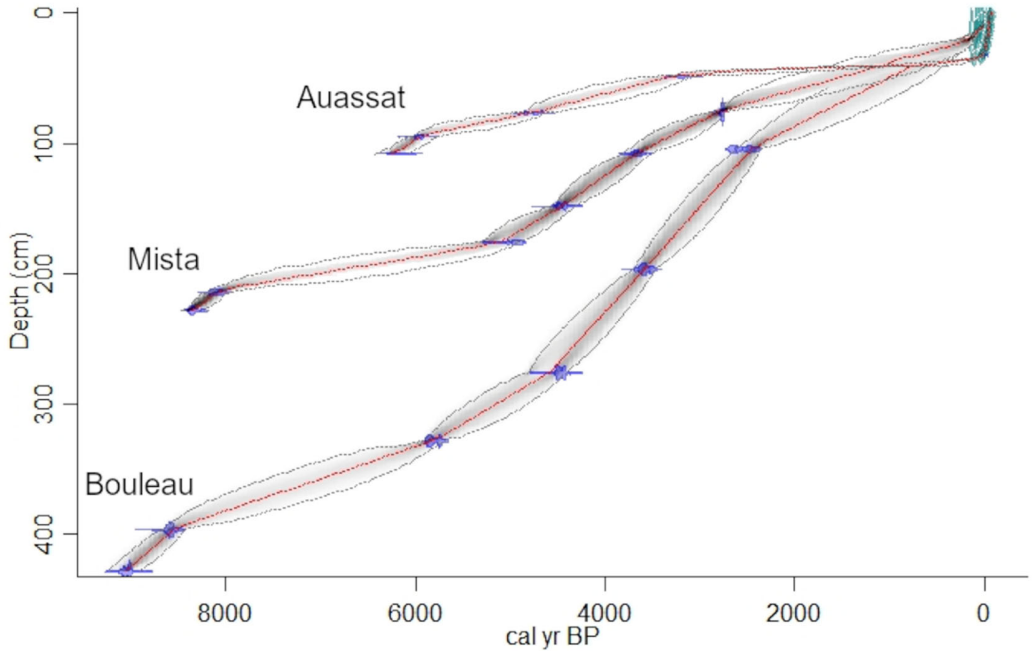

Figure 3.2 Age-depth models for the three peatland sites using the R package *rbacon* version 2.3.9.1 (Blaauw et Christen, 2011).

3.4.2 Paleoecohydrological reconstructions

Two main zones were identified at each study site based on their respective nutrient regimes and vegetation assemblages. In the three regions, the deepest sections of peatlands initiated as fens (*Bou1, Mis1, Aua1*) and shifted into bogs (*Bou2, Mis2, Aua2*) around 4560 cal BP at Bouleau, 5340 cal BP at Mista and 40 cal BP at Auassat (Table 1; Figure 3).

3.4.2.1 Bouleau peatland

Bou1a: 428–396 cm; 9070–8560 cal BP. The oldest section of Bouleau peatland corresponds to a moderately rich fen dominated by *Warnstorfia fluitans,* herbaceous species (e.g. *Carex* spp.) with some *Picea* and *Larix* as confirmed by the needles found in the macrofossil assemblages. Low C:N ratios (18–46) suggest some runoff enrichment, as the core was retrieved from the deepest part of the basin. Highly

decomposed peat probably resulted in low concentration (≤5) of testate amoebae (Payne and Mitchell, 2009), which prevented WTD reconstructions.

Bou1b: 396–276; 8560–4560 cal BP. A progressive transition to poorer minerotrophic conditions is recorded with the disappearance of brown mosses through the macrofossil assemblages. *Bou1b* is characterized by an abundance of herbaceous remnants and *Carex* spp. seeds along with a few *Picea mariana* needles. The testate amoeba assemblages are dominated by *Amphitrema wrightianum* and *Assulina muscorum* suggesting persistent waterlogged conditions. However, low counts (<20) did not allow the inference of a water table depth.

Bou2a: 276–204 cm; 4560–3690 cal BP. This subzone marks the beginning of ombrotrophication with the presence of lawn-associated species such as *Sphagnum* sect. *Sphagnum, S.* sect. *Cuspidata* and *Andromeda glaucophylla* within the macrofossil assemblages. The dominance of *Archerella flavum* and *Hyalosphenia papilio* in the testate amoeba assemblages suggests a lowering of the WTD (±5 cm) relative to *Bou1b*. Peat and related C accumulation increased probably due to the higher recalcitrance of *Sphagnum* mosses and peat acidification (C:N ratio values from 51 to 137).

Bou2b: 204–108 cm; 3690–2500 cal BP. In this subzone, *S.* sect. *Acutifolia* replaced the *S.* sect. *Sphagnum* and *S.* sect. *Cuspidata* communities found in *Bou2a*. Along with this vegetation succession, the testate amoeba assemblages shifted from *A. flavum* to taxa indicators of drier conditions such as *Difflugia pulex* and *Hyalosphenia subflava*, suggesting a decrease in the WTD (± 20 cm).

Bou2c: 108–10 cm; 2500– -10 cal BP. *Sphagnum* sect. *Acutifolia* also dominates the vegetation in this subzone, but the main difference from *Bou2b* is the diversity of the testate amoeba species where *A. flavum, D. pulex,* and *H. subflava*

suggests a period of fluctuating water tables (*ca.* 3 to 25 cm). This variation in the testate amoeba composition confirms the greater sensitivity of these taxa to surface moisture changes than to vegetation changes. After 830 cal BP, the vegetation assemblages shifted to a dominance of ligneous species along with a drop in the CAR values (from 80 to 25 g C m^{-2} yr^{-1}).

Bou2d: 10–0 cm; -10 to the present-day. At the surface, the vegetation and testate amoeba assemblages suggest a wetter environment than in subzone *Bou2c*. It corresponds to the recent and contemporary conditions at the surface of the peatland with the presence of *S.* sect. *Acutifolia, Chamaedaphne calyculata* and *A. glaucophylla*. The testate amoebae *A. flavum, Hyalosphenia elegans* and *H. papilio* suggest an intermediate hydrologic optimum (± 6 cm). Dry bulk density (0.07–0.11 g cm^{-3}) and a high C:N ratio (175–204) correspond to the recent and partially decomposed acrotelm peat.

3.4.2.2 Mista peatland

Mis1a: 228–215 cm; 8400–8130 cal BP. As in Bouleau, this subzone corresponds to the beginning of peat accumulation under rich fen conditions where *W. fluitans* and herbaceous species dominate the vegetation assemblages. A WTD was not inferred for this zone as the number of taxa was too low (<5) in the highly decomposed peat, confirmed by the low C:N ratio values (23–27) (Payne and Mitchell, 2009).

Mis1b: 215–180 cm; 8130–5340 cal BP. The transition between a moderately rich fen (*Mis1a*) to a poor fen is suggested by the shift from a *D. fluitans* assemblage to some sedge species (*Carex nigra, C. rostrata, C. canescens, C. limosa*), few ericaceous shrubs, and *Larix laricina.* The testate amoeba assemblages are dominated by *A. wrightianum* and suggests waterlogged conditions. Low C:N ratio values (17–25)

confirm the highly decomposed peat and explain the low CAR values (from 6 to 19 g C m^{-2} yr^{-1}) in this subzone.

Mis2a: 180–150 cm; 5340–4560 cal BP. This subzone corresponds to the fen to bog transition confirmed by the shift from Cyperaceae towards a dominance of *S.* sect. *Sphagnum* and the *S.* sect. *Cuspidata.* The testate amoebae taxa *A. flavum* and *A. muscorum* suggest a lowering of the water table (± 10 cm) associated with a rise in peat accumulation. The higher C:N ratio (42 and 79) in this zone can be associated with the shift in the vegetation assemblage with a dominance of more recalcitrant *Sphagnum* species and acidic conditions.

Mis2b: 150–46 cm; 4560–1400 cal BP. Ombrotrophic conditions persisted in subzone *Mis2b* as confirmed by the dominance of *S.* sect. *Acutifolia* while *D. pulex, A. flavum* and *H. subflava* suggest conditions with fluctuating water tables (from *ca.* 5 to 25 cm). Peat C accumulation rates (6–34 g C m^{-2} yr^{-1}) and decomposition were variable with C:N ratio values between 43 and 136.

Mis2c: 46–18 cm; 1400–110 cal BP. This subzone is marked by a decrease in *Sphagnum* mosses and an increase in herbaceous and ligneous remains, *P. mariana* needles and *Cenococcum* spp. sclerotia. The reconstruction of the water table suggests low but variable WTD (±20 cm) where *Heleopera sphagni, H. subflava* and *Trigonopyxis arcula* are abundant. Relatively low C:N ratios (38–61) and some low carbon accumulation rates (4–34 g C m^{-2} yr^{-1}) suggest conditions of higher peat decomposition than *Mis2b* at that period.

Mis2d: 18–0 cm; 110 cal BP to the present-day. The vegetation is dominated by *S.* sect. *Acutifolia,* which is found at the surface. Surface wetness increased slightly compared to *Mis2c* (±15 cm) as confirmed by the presence of *H. elegans* and *H. papilio.*

Low dry bulk density (0.07–0.12 g cm^{-3}), high C:N ratio (78–196) and CAR (22–149 g C m^{-2} yr^{-1}) correspond to the poorly decomposed acrotelm.

3.4.2.3 Auassat peatland

Aua1a: 108–94 cm; 6270–5980 cal BP. This subzone marks the beginning of peat accumulation under a rich fen and waterlogged conditions as confirmed by the dominance of *Scorpidium scorpioides* in the macrofossil assemblages. At the base of the core (108-105 cm), high bulk densities (0.23–0.83 g cm^{-3}) correspond to a combination of mineral and organic material. This is followed by low dry bulk density peat (0.07–0.14 g cm^{-3}) in which low C:N ratio (21–34) values confirm high decomposition which influenced CAR (from 15 to 28 g C m^{-2} yr^{-1}).

Aua1b: 94–33 cm; 5980–40 cal BP. This subzone corresponds to an herbaceous poor fen that lasted several millennia. The WTD could not be inferred due to the poor test preservation as reported in other minerotrophic environments (Payne, 2011; van Bellen et al., 2013). Low dry bulk density (0.07–0.2 g cm^{-3}), C:N ratios (23–34) and CAR values (1–18 g C m^{-2} yr^{-1}) suggest pronounced decomposition.

Aua2: 33–0 cm; 40 cal BP to present day. This zone marks a recent shift from fen to bog conditions at Auassat peatland. This is shown by a drastic vegetation change from a dominance of sedges to *Sphagnum. S.* sect. *Acutifolia* assemblages with remnants of *C. calyculata*, *Kalmia angustifolia* and *Vaccinium oxycoccos* leaves along with *P. mariana* and *L. laricina* needles through the horizons. The testate amoeba assemblages are composed of taxa with different WTD optima from *H. papilio* to *T. arcula.* The low dry bulk density (0.04–0.1 g cm^{-3}), high C:N ratio (80–175) and high CAR (22–392 g C m^{-2} yr^{-1}) values at the coring site correspond to the recent *Sphagnum* ecosystem state-shift in the poorly decomposed acrotelm.

Table 0.1 Ecohydrological zonation of the three peatlands.

Subzone	Depth (cm)	Age (cal BP)	Dominant plant macrofossil	Dominant testate amoeba	WTD	Dry bulk density (g cm^{-3})	C:N ratio	CAR (g C m^{-2} yr^{-1})
Bou1a	428-396	9070-8560	*W. fluitans*, Ligneous and Cyperaceae	N.A.	N.A.	0.22-0.51	18-46	36-97
Bou1b	396-276	8560-4560	Cyperaceae	*A.wrightianum, A. muscorum*	N.A.	0.1-0.27	28-69	16-51
Bou2a	276-204	4560-3690	*S.* sect. *Sphagnum*, *S.* sect. *Cuspidata*	*A. flavum, H. papilio*	5	0.07-0.19	51-137	29-94
Bou2b	204-108	3690-2500	*S.* sect. *Acutifolia*	*D. pulex, H. subflava*	20	0.09-0.21	60-170	35-85
Bou2c	108-10	2500- -10	*S.* sect. *Acutifolia*	*A. flavum, D. pulex, H. subflava*	3-25	0.1-0.27	45-182	19-80
Bou2d	10-0	-10 - -66	*S.* sect. *Acutifolia*, Ericaceae	*A. flavum, H. elegans, H. papilio*	6	0.07-0.11	175-204	29-200
Mis1a	228-215	8400-8130	*W. fluitans*, Herbaceous	N.A.	N.A.	0.25-0.37	23-27	32-44
Mis1b	215-180	8130-5340	Cyperaceae	*A. wrightianum*	0	0.11-0.31	17-25	6-19
Mis2a	180-150	5340-4560	*S.* sect. *Sphagnum*, *S.* sect. *Cuspidata*	*A. flavum, A. muscorum*	10	0.07-0.16	42-79	7-35
Mis2b	150-46	4560-1400	*S.* sect. *Acutifolia*	*D. pulex, A. flavum, H. subflava*	5-25	0.07-0.18	43-136	6-34
Mis2c	46-18	1400-110	Herbaceous and *S.* sect. *Acutifolia*	*H. subflava, H. sphagni, T. arcula*	20	0.05-0.16	38-61	4-34
Mis2d	18-0	110 - -66	*S.* sect. *Acutifolia*	*H. elegans, H. papilio, A. muscorum*	15	0.07-0.12	78-196	22-149
Aua1a	108-94	6270-5980	*S. scorpioides* and Cyperaceae	N.A.	N.A.	0.07-0.14	21-34	15-28
Aua1b	94-33	5980-40	Herbaceous and Ligneous	N.A.	N.A.	0.07-0.2	23-34	1-18
Aua2	33-0	40 - -66	*S.* sect. *Acutifolia* and Ericaceae	*H. papilio, A. muscorum, T. arcula*	23	0.04-0.1	80-175	27-392

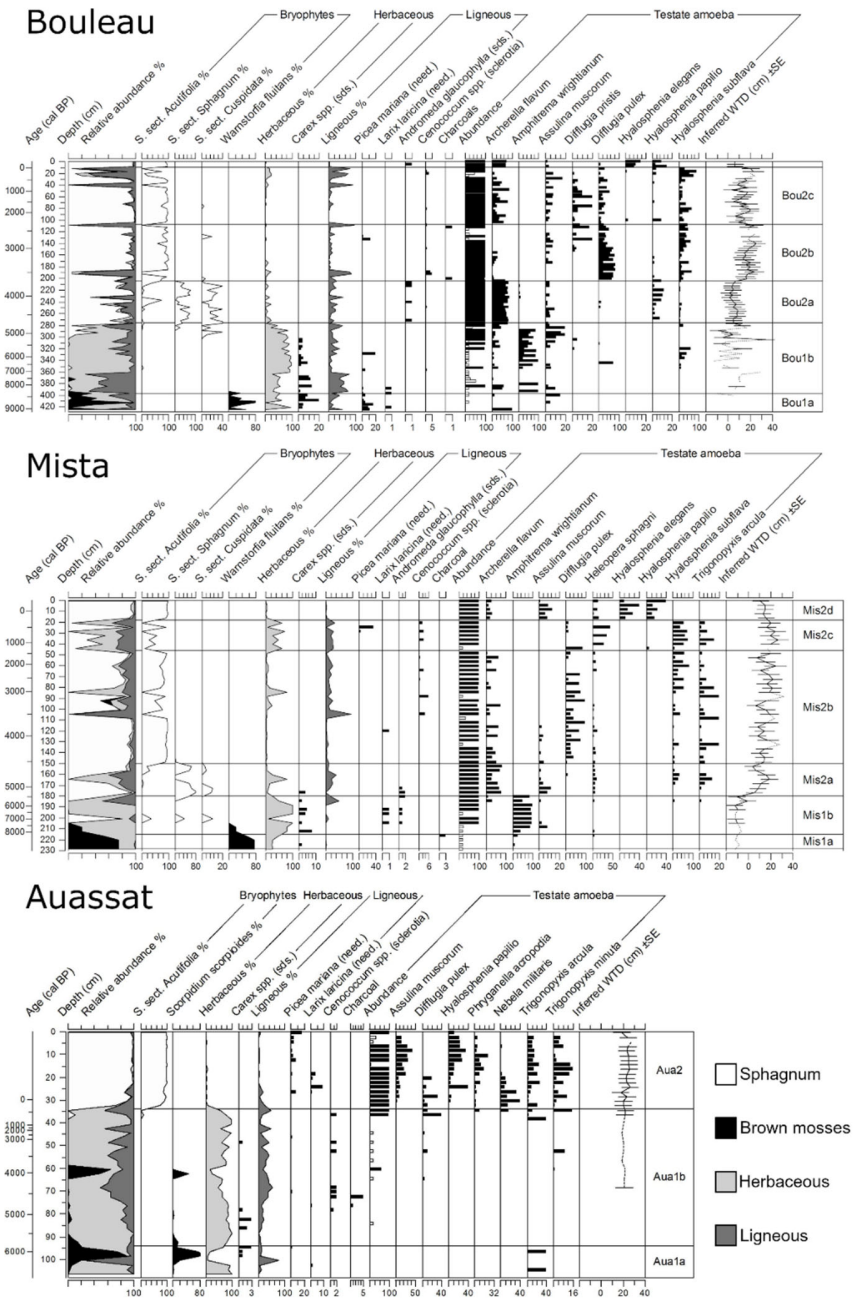

Figure 3.3 Macrofossil abundance (%) and counts (n), testate amoebae (%) and inferred water table depth (WTD) for Bouleau, Mista and Auassat peatlands. Inferred WTD with dotted lines correspond to low test concentrations (<100). Peat type (%): Sphagnum (white); herbaceous (light gray); ligneous (dark gray); brown mosses (black).

3.4.3 Carbon dynamics and peat properties

Table 2 presents synthesized C data calculated for the three peatlands. In the upper section, mean C values obtained from LOI and the elemental analyzer are quite similar although some differences can be attributed to the vegetation composition within the peat matrix (Figure 4). We chose to present both datasets as the C obtained from the elemental analyzer were not at contiguous intervals. However, the results from the two methods confirm the accuracy of the LOI method of C measurement for multiple cores analysis (Chambers et al., 2011).

LORCA results are also presented in Table 2: 133.1 (±5.1), 86.1 (±3.6) and 42.5 (±2.5) kg C m^{-2} for Bouleau, Mista and Auassat, respectively. To support the total carbon pool calculation, a peat depth interpolation was created to reconstruct the topographic basin for each peatland (Figure 5). Using the equation in Sheng et al. (2004), the estimated C pools are 200.72 (±10.2), 14.73 (±1) and 9.29 (±0.4) kt C for Bouleau, Mista and Auassat. These values are slightly overestimated considering that the pools in each peatland were not excluded. On average, mean pool depth in each peatland varies from 86 to 30 cm from South to North while their size varies from 90 m^2 to 9000 m^2. In Auassat, pools are very large and show signs of aqualysis as described in van Bellen et al. (2013) and Garneau et al. (2017).

The last section of Table 2 presents RERCA results from *ca.* 1865 CE to the present-day. While apparent C accumulation followed the long-term trend between CE, 1865 to 1915 on average, results since the beginning of the 20th century show an acceleration in peat accumulation and in C sequestrated in the subarctic Auassat peatland that exceeds the values from Bouleau and Mista peatlands.

Table 0.2 Mean values with standard deviations of the carbon measurements and accumulation rates for the three sites.

	Bouleau	Mista	Auassat
C and N values			
%C (LOI)	46.7 (6.4)	47.2 (5.8)	47.5 (5.9)
%C (elemental analyzer)	51.9 (8.8)	44.6 (5.2)	46 (8.1)
%N (elemental analyzer)	0.95 (0.5)	1.13 (0.67)	1.65 (0.90)
C:N ratio	84.3 (44.5)	63.7 (38.7)	55.6 (50.6)
Long-term C calculation			
LORCA (g C m^{-2} yr^{-1})	35.5	15.4	9.0
Carbon pool (kt C)	200.7 (10.1)	14.7 (1)	9.3 (0.4)
CAR (g C m^{-2} yr^{-1})	47.2 (21.3)	19.6 (17.3)	12 (6.6)
C per area (kg C m^{-2})	133.1 (5.1)	86.1 (3.6)	42.5 (2.5)
Recent C calculation			
RERCA (g C m^{-2} yr^{-1})			
~1865-1915 CE	67.5	51.9	52.4
~1915-1965 CE	75.9	63.1	93.4
~1965-2016 CE	86.1	84.5	142.7
Carbon pool (kt C)	19.2	1.9	4
C per area (kg C m^{-2})	12.8	10.8	18.6

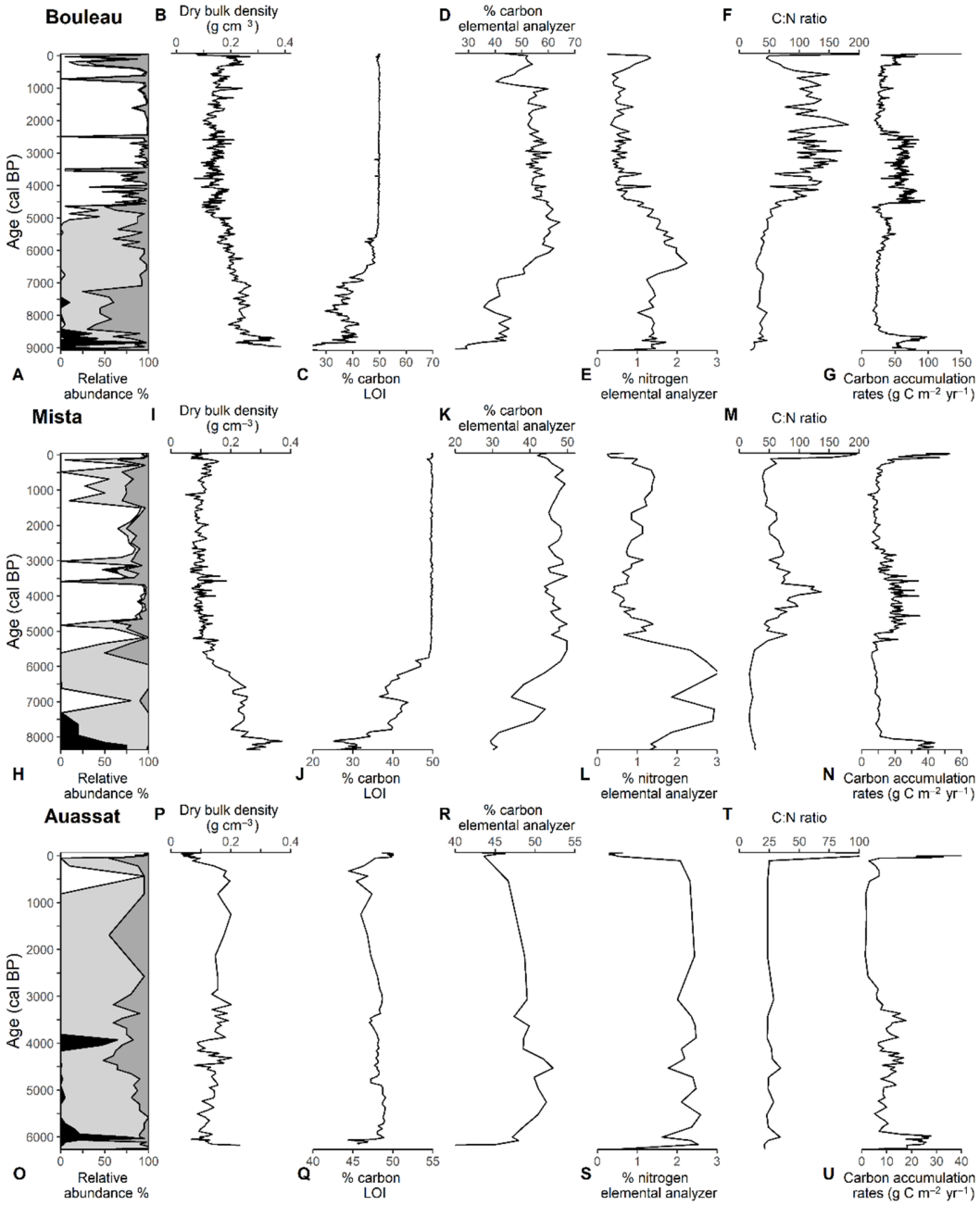

Figure 3.4 Characteristics of Bouleau, Mista and Auassat peatland. From left to right: Relative abundance of plant macrofossils; Dry bulk density; %C calculated from LOI; %C and %N from elemental analyzer measurements; C:N ratio; Carbon accumulation rates. Peat type (%) is represented as follows: Sphagnum (white); herbaceous (light gray); ligneous (dark gray); brown mosses (black).

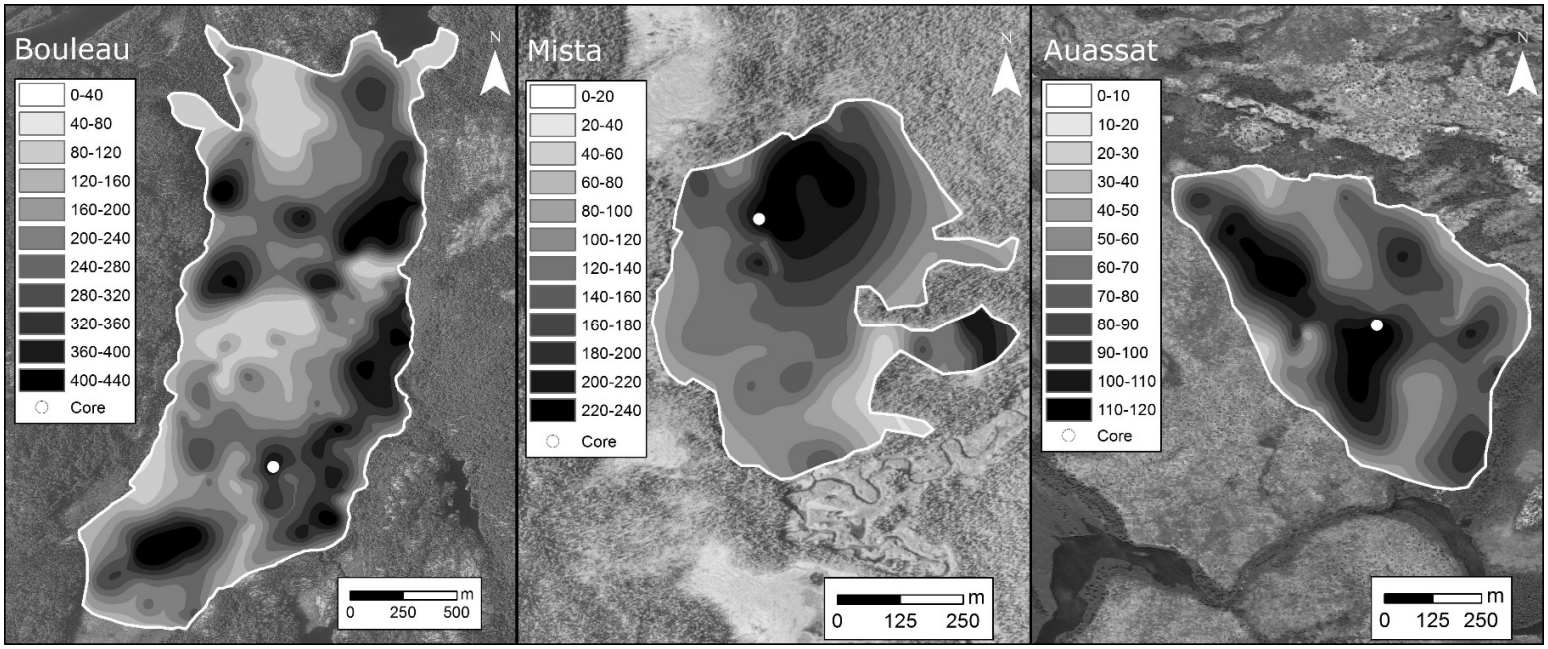

Figure 3.5 Peat depth models for Bouleau, Mista and Auassat. The related carbon pool is 200.72, 14.73 and 9.29 kt C respectively.

3.5 Discussion

3.5.1 Carbon accumulation dynamics along a South to North transect within the Romaine River watershed

Overall, the carbon accumulation rates from the three peatlands show values higher than in Loisel et al. (2014) for eastern Canada. Long-term apparent rates of carbon accumulation for the Bouleau and Mista peatlands (35.5 and 15.4 g C m^{-2} yr^{-1}) are in line with the range of 19-29 g C m^{-2} yr^{-1} estimated over the Northern Hemisphere from previous studies (Garneau et al., 2014; Gorham, 1991; Turunen et al., 2004). On the Romaine River delta along the coast of the Gulf of Saint-Lawrence, Magnan and Garneau (2014a) reported Holocene C accumulation rates ranging from 16 to 29 g C m^{-2} yr^{-1} within different peatland complexes. Some relatively low values were in part attributed to the harsh climatic conditions with high wind exposure along the coast that limited snow cover accumulation and favored frost penetration and duration within the peat from the late Holocene cooling onwards.

The results of the present study confirm a decreasing trend in C accumulation rates with increasing latitude and altitude along the Romaine River watershed that encompasses boreal and subarctic conditions. Although peat initiation and ombrotrophication were almost synchronous at the Bouleau (9070 and 4560 cal BP) and Mista (8400 and 5340 cal BP) bogs, the Holocene rates of C accumulation (LORCA) are much higher for Bouleau (35.5 g C m^{-2} yr^{-1}) than for Mista (15.4 g C m^{-2} yr^{-1}). The GDD_0 and mean summer temperatures seem to be the main variables that influenced peat accumulation (Charman et al., 2013; Garneau et al., 2014; Gallego-Sala et al., 2018). The northward decrease in C accumulation rates is in line with previous studies suggesting that subarctic peatlands are less efficient at storing C over millennial timescales than boreal peatlands (Beilman et al., 2009; Garneau et

al., 2014). As a subarctic fen, the Auassat peatland located in the northernmost section of the watershed recorded among the lowest LORCA values (9 g C m^{-2} yr^{-1}) reported in northern peatlands throughout the Holocene (Loisel et al., 2014).

Overall, the C accumulation in the three peatlands shows relatively similar although asynchronous trends (Figures 2 and 4). An increase in CAR was registered following the fen to bog shift in both the Bouleau and Mista peatlands which was probably influenced by warmer climate conditions in the mid-Holocene (Yu et al., 2009) combined with a shift to a more recalcitrant *Sphagnum* communities following ombrotrophication. Conversely, a decrease in peat C accumulation during the Neoglacial cooling was registered in the three sites, as previously documented in Garneau et al. (2014) and Loisel et al. (2014) and was most pronounced at Auassat. Between 3360–40 cal BP, Auassat recorded very low carbon accumulation rates (1.4 g C m^{-2} yr^{-1}), suggesting periods of very cold climate conditions, very short growing seasons and probable permafrost aggradation (Treat et al., 2016).

3.5.2 Holocene paleoecological reconstruction

Figure 6 summarizes, for the three peatlands, the changes in carbon accumulation and macrofossil assemblages throughout the Holocene.

3.5.2.1 Early to Mid-Holocene (ca. 9 000–6000 cal. BP)

Following the postglacial uplift and sea retreat, the Bouleau and Mista peatlands developed almost simultaneously while the delayed initiation for Auassat may be explained by the persistence of the LIS at this latitude (Glaser and Janssens, 1986; Morris et al., 2018; Yu et al., 2009).

3.5.2.2 Holocene Climatic Optimum (ca. 6000–4000 cal. BP)

From *ca.* 6000 cal BP, with the disappearance of the LIS, a major change in atmospheric circulation and precipitation patterns occurred due to the stabilization of the Atlantic Maritime Tropical air masses over eastern Canada, increasing summer humidity (Carcaillet and Richard, 2000; Payette et al., 2013; Viau et al., 2006; Yu et al., 2009). This change, which is also marked by an increase in summer temperature, may have favored the fen to bog transition both at Bouleau and Mista, while peatland accumulation had just initiated at Auassat. The fen to bog transition is one of the most important internal feedbacks in terms of carbon storage in peatlands. Peat and C accumulation increased possibly due a decrease in the water table and isolation from the groundwater influenced by warmer climate conditions and longer growing season length that influenced *Sphagnum* growth in the two ombrotrophic systems (Hughes, 2000: Hughes and Barber, 2003).

The fen to bog transition also registered an increase in C accumulation during this period, and this increase took place chronologically from South to North (*ca.* 5800, 5080, 40 cal BP) with rates for this period varying from 54.8 g C m^{-2} yr^{-1} at Bouleau, to 21.4 and 12.1 g C m^{-2} yr^{-1} at Mista and Auassat respectively (Figure 4).

3.5.2.3 Neoglacial – Little Ice Age (ca. 4000–100 cal. BP)

A decrease in solar insolation caused a general cooling in temperatures over the Northern Hemisphere after *ca.* 4000 cal BP (Kutzbach, 1981; Viau et al., 2002, 2006). The northernmost peatland, Auassat, currently located at the ecotonal limit between ombrotrophic and subarctic peatland distribution was likely more sensitive to this cooling than the boreal sites. A decrease in peat C accumulation was recorded from North to South over time (respectively *ca.* 3360, 2700 and 2330 cal BP). After 3000 cal BP, the Bouleau and Mista peatlands registered conditions with fluctuating water tables, as registered in coastal peatlands by Magnan and Garneau (2014b), while

peat C accumulation for Auassat decreased drastically (1.4 g C m^{-2} yr^{-1}). We hypothesize that Auassat may have been affected by very short growing seasons as already recorded in eastern Canadian subarctic peatlands by Lamarre et al. (2012), Robitaille et al. (under review) and van Bellen et al. (2013). The brief Medieval Climate Anomaly was not recorded in any core probably due to the absence of more precise radiocarbon dating in the corresponding horizons. However, the potential effects of Little Ice Age cooling were registered both in Bouleau and Mista with a shift from *Sphagnum* mosses to a dominance of ligneous remains along with lower water tables as registered in other peatlands of eastern Canada (Beaulieu-Audy et al., 2008) while, in Auassat, peat accumulation was almost lacking.

3.5.2.4 Recent period (ca. 100–to present day)

The climatic data series from 1950 to 2015 shows a general warming trend which is more pronounced in the subarctic (Auassat) than in the boreal domain (Bouleau and Mista). Since 2000 CE, mean summer temperatures are now higher in the subarctic Auassat peatland than in the Mista peatland, which is located further South, and they both record comparable GDD_0 despite their difference in latitude. The average autumn temperatures for Bouleau have exceeded the threshold of 0°C, extending the growing season length through September. On the other hand, precipitation does not show any clear pattern. The most important rates of C accumulation in the northernmost part of the watershed induced a recent fen to bog transition (~40 BP) on the lawn and hummock microforms. This ecosystem state-shift in Auassat is probably related to an increase in vegetation growth that also influenced an apparent lowering of the water table depth.

Subarctic regions currently record higher RERCA in northwestern Québec (147.1 g C m^{-2} yr^{-1}; Lamarre et al., 2012), in north central Québec (141.4 g C m^{-2} yr^{-1}; Robitaille et al., under review) and in northeastern Québec (142.7 g C m^{-2} yr^{-1}; Auassat) than boreal peatlands (83.5 g C m^{-2} yr^{-1}; Loisel and Garneau, 2010) and in this study

(86.1 and 84.47 g C m^{-2} yr^{-1}; Bouleau and Mista respectively). The accelerated warming recorded in northernmost regions of Canada during the past decades (Zhang et al., 2019) may explain the higher RERCA values registered in the subarctic peatland of the Romaine watershed due to an increase in mean summer temperature and GDD_0 (Charman et al., 2013; Garneau et al., 2014).

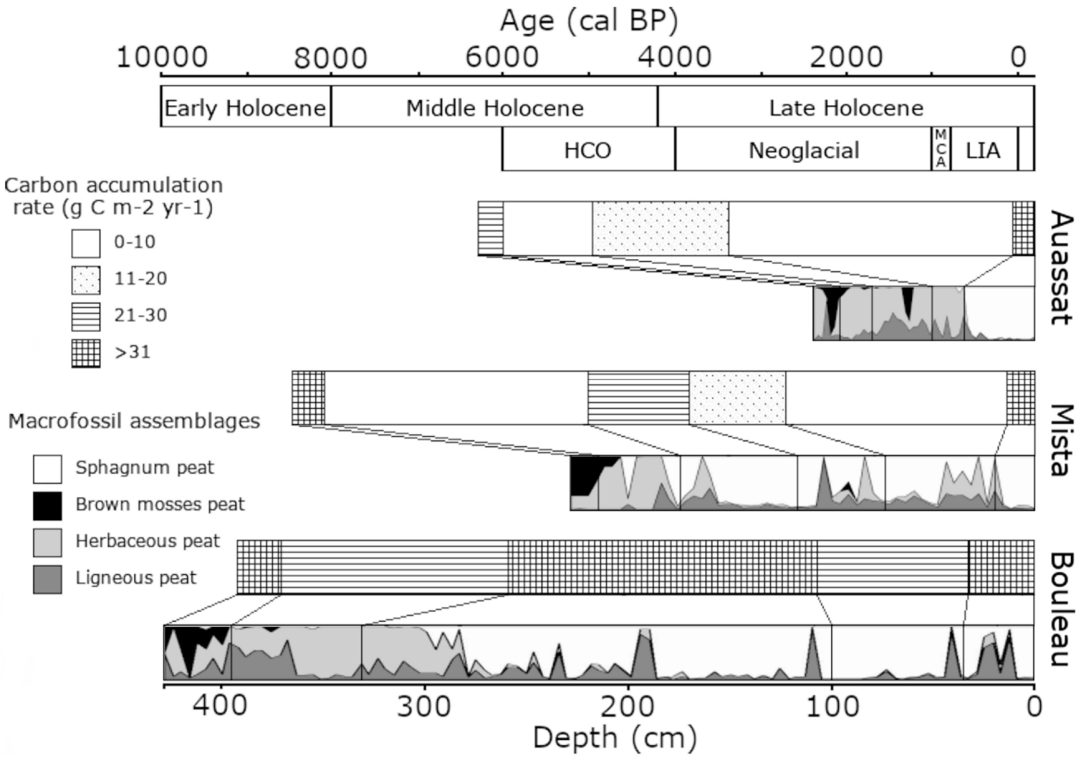

Figure 3.4 Synthesized reconstructions of the evolution of the three peatlands during the Holocene. Macrofossil assemblages are on the plotted according to depth and carbon accumulation rate are according to time.

3.6 Conclusion

This study brings a comprehensive analysis of peatlands C dynamics along a South to North transect within a watershed encompassing boreal and subarctic biomes in eastern Canada. The results show that the onset of peat accumulation was

asynchronous and influenced both by latitude and altitude. The consequences of climate variations on peatlands were not uniform across the studied sites and suggest a nonlinear peatland response to climate forcing (Belyea, 2009). Peat initiation occurred rapidly following ice sheet and postglacial sea retreat in the South but was delayed in the northernmost section of the watershed. During the Holocene Climatic Optimum, peat C accumulation was slower in the northern minerotrophic site compared to the southernmost peatlands. The Neoglacial cooling may have induced an overall slowdown in peat accumulation and a shift in vegetation communities in peatlands from the boreal domain while the subarctic peatland recorded shorter growing seasons and possible periods of permafrost aggradation. These results confirm the sensitivity of subarctic peatlands to climate variations. They seem to warm more slowly but also react more rapidly to cooling than boreal peatlands, suggesting that variables affecting productivity, in this case, mean summer temperature and GDD_0, are the main drivers of peat accumulation (Charman et al., 2013; Garneau et al., 2014). Furthermore, our results show that recent rates of accumulation are higher towards the North. The recent warming of the 20^{th} century favored the ombrotrophication of some sections of the subarctic peatland as registered in other regions of eastern Canada with the increase in summer and autumn temperatures that influenced the vegetation productivity and lengthened the growing season duration. The results of this study also suggest that the climate acceleration towards the North may potentially influence the northward migration of the ombrotrophic peatland distribution within the next decades.

3.7 Acknowledgments

We would like to thank Charles-Élie Dubé-Poirier, Nolann Chaumont, Pierre Grondin and Steve Pratte for field and laboratory assistance and Guillaume Dueymes and Philippe Gachon (Centre ESCER-UQAM) for providing the ANUSPLIN climate data. Thanks to Mylène Robitaille, Joannie Beaulne, Nicole Sanderson, Gabriel Magnan, Simon van Bellen and all the members of Les Tourbeux for their constant help and support. This research was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada to Michelle Garneau (RDCPJ 514218-17) and *Mitacs Acceleration*.

3.8 References

Appleby PG (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: 'Tracking Environmental Change Using Lake Sediments vol. 1 Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques'.(Eds WM Last and JP Smol) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht pp. 171–203.

Appleby PG and Oldfield F (1978) The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *CATENA* 5(1): 1–8: doi:10.1016/S0341-8162(78)80002-2.

Beilman DW, MacDonald GM, Smith LC, et al. (2009) Carbon accumulation in peatlands of West Siberia over the last 2000 years. *Global Biogeochemical Cycles* 23(1): 1–12: doi:10.1029/2007GB003112.

Belyea LR and Clymo RS (2001) Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 268 (1473), 1315-1321. doi:10.1098/rspb.2001.1665.

Belyea LR (2009) Nonlinear dynamics of peatlands and potential feedbacks on the climate system. *Carbon Cycling in Northern Peatlands* 184: 5–18: doi:10.1029/2008GM000829.

Belyea LR and 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.

Bernatchez P (2003) Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes: Synthèse, processus, causes et perspectives. Université Laval. Available at: https://corpus.ulaval.ca/jspui/handle/20.500.11794/33004.

Bernatchez P (2005) *Déglaciation et variations du niveau marin de la Mer de Goldthwait sur la Côte-Nord*. Centre Boréal du Saint-Laurent.

Blaauw M and Christen JA (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis.* International Society for Bayesian Analysis 6(3): 457–474: doi:10.1214/11-BA618.

Booth RK (2008) Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in Sphagnum-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 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.

Braun-Blanquet J (1932) *Plant sociology. The study of plant communities. First ed.* McGraw-Hill Book Co., Inc., New York and London.

Carcaillet C and Richard PJH. (2000) Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics* 16(7): 549–559: doi:10.1007/s003820000062.

Chambers FM, Beilman DW and Yu Z (2011) Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland carbon dynamics. *Mires and Peat* 7(7): 1–10.

Charman 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: doi:10.5194/bg-10-929-2013.

Charman, DJ, Hendon D and Woodland WA (2000). *The Identification of Testate Amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in Peats: QRA Technical Guide No. 9.* London: Quaternary Research Association, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.02.012

Clymo RS, Turunen J and Tolonen K (1998) Carbon Accumulation in Peatland. *Oikos* 81(2): 368: doi:10.2307/3547057.

Crowther TW, van den Hoogen J, Wan J, et al. (2019) The global soil community and its influence on biogeochemistry. *Science*. American Association for the Advancement of Science 365(6455): doi:10.1126/science.aav0550.

Dubois J-MM (1980) Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier canadien : la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec. Thèse de doctorat, département de géographie, Université d'Ottawa.

Dyke AS, Moore A and Robertson L (2003). Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Ottawa, On. doi:10.4095/214399.

Engstrom DR and Hansen BCS (1985) Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy. *Canadian Journal of Botany.* NRC Research Press 63: 543–561: doi:10.1139/b85-070.

Faubert J (2014) *Flore des bryophytes du Québec-Labrador*. Société québécoise de bryologie, Saint-Valérien, Québec, viii + 465 p., illus.

Foster DR (1983) The history and pattern of fire in the boreal forest of southeastern Labrador. *Canadian Journal of Botany.* NRC Research Press 61(9): 2459–2471: doi:10.1139/b83-269.

Foster DR and Glaser PH (1986) The raised bogs of south-eastern Labrador, Canada: Classification, distribution, vegetation and recent dynamics. *Journal of Ecology* 74(1): 47–72: doi:10.2307/2260348.

Frolking S and Roulet N (2007) Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology* 13(5): 1079–1088: doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01339.x.

Gallego-Sala A V, Charman DJ, Brewer S, et al. (2018) Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change.* Nature Publishing Group 8(10): 907–913: doi:10.1038/s41558-018-0271-1.

Garneau M (1995) *Collection de référence de graines 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, Tremblay L, Magnan G (2017) Holocene pool formation in oligotrophic fens from boreal Québec in northeastern Canada. Holocene 28, 396-407. doi:10.1177/0959683617729439.

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: doi:10.1177/0959683614538076.

Ghaleb B (2009) Overview of the methods for the measurement and interpretation of short-lived radioisotopes and their limits. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 5: 012007: doi:10.1088/1755-1307/5/1/012007.

Glaser PH and Foster DR (1984) The vascular flora of raised bogs in south-eastern Labrador and its phytogeographic significance. *Canadian Journal of Botany.* RNC Research Press 62(7): 1361–1364: doi:10.1139/b84-185.kh

Glaser PH and Janssens JA (1986) Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany* 64(2): 395–415: doi:10.1139/b86-056.

Gorham E (1991) Northern peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications* 1(2): 182–195: doi:10.2307/1941811.

Hopkinson RF, McKenney DW, Milewska EJ, et al. (2011) Impact of aligning climatological day on gridding daily maximum–minimum temperature and precipitation over Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 1654–1665.

Hughes PDM (2000) A reappraisal of the mechanisms leading to ombrotrophy in British raised mires. *Ecology Letters* 3(1): 7–9: doi:10.1046/j.1461-0248.2000.00118.x.

Hughes PDM and Barber KE (2003) Mire development across the fen-bog transition on the Teifi floodplain at Tregaron Bog, Ceredigion, Wales, and a comparison with 13 other raised bogs. *Journal of Ecology* 91(2): 253–264: doi:10.1046/j.1365-2745.2003.00762.x.

Hutchinson, M., McKenney, D.W., Lawrence, K., et al. (2009) Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum/maximum temperature and precipitation for 1961-2003. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 725-741.

Jeglum JK, Rothwell RL, Berry GJ, et al. (1991) New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys. *Frontline - Forestry Research Applications* (Technical Note No. 9): 1–4.

Jowsey PC (1966) An improved peat sampler. *New Phytologist* 65(2): 245–248: doi:10.1111/j.1469-8137.1966.tb06356.x.

Juggins S (2007) C2 Version 1.5: Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne.

Kuhry P and Turunen J (2006) The postglacial development of boreal and subartic peatlands. *In*: Wieder R.K. and Vitt D.H. (eds) Boreal Peatland Ecosystems. Ecological Studies (Analysis and Synthesis), vol 188. Springer, 25–46: doi: 10.1007/978-3-540-31913-9.

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.

Kutzbach JE (1981) Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science.* American Association for the Advancement of Science 214(4516): 59–61: doi:10.1126/science.214.4516.59.

Laine J, Harju P, Timonen T, et al. (2009) The Intricate Beauty of Sphagnum Mosses- a Finnish Guide to Identification. University of Helsinki, Helsinki, FI.

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, et al. (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*. Direction générale de la recherche. Agriculture Canada, Ottawa, Ont. Publ (1817).

Loisel J and 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(3–4): 493–533: doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.020.

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: doi:10.1177/0959683614538073.

Magnan G and Garneau M (2014a) Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Quebec, eastern Canada. *The Holocene* 24(9): 1054–1062: doi:10.1177/0959683614540727.

Magnan G and Garneau M (2014b) Evaluating long-term regional climate variability in the maritime region of the St. Lawrence North Shore (eastern Canada) using a multi-site comparison of peat-based paleohydrological records. *Journal of Quaternary Science* 29(3): 209–220: doi:10.1002/jqs.2694.

Magnan G, Garneau M and Payette S (2014) Holocene development of maritime ombrotrophic peatlands of the St. Lawrence North Shore in eastern Canada. *Quaternary Research* 82(1): 96–106: doi:10.1016/j.yqres.2014.04.016.

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.

Mauquoy D and van Geel B (2007) Plant macrofossil methods and studies: mire and peat macros. *In*: Elias SA (ed) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, 2315–2336: doi:10.1016/B0-44-452747-8/00229-5.

McKenney D, Hutchinson MF, Papadopol P, et al. (2011) Customized spatial climate models for North America. *Bulletin of the American Meteorological Society* 1611–1622: doi:10.1175/Bams-d-10-3132.1.

Morris PJ, Swindles GT, Valdes PJ, et al. (2018) Global peatland initiation driven by regionally asynchronous warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 115(19): 4851–4856: doi:10.1073/pnas.1717838115.

Nilsson O and Hjelmqvist H (1967). Studies on Nutlet Structure of South Scandinavian Species of Carex. *Botaniska Notiser*, *120*(4).

Payette S (2001a) Les principaux types de tourbières. *In*: Payette S and Rochefort L (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Presses de l'Université Laval, 39–89.

Payette S (2001b) Le contexte physique et biogéographique. *In*: Payette S and Rochefort L (eds) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Québec: Presses de l'Université Laval, 9–37.

Payette S, Garneau M, Delwaide A, et al. (2013) Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack pine in easternmost North America: Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions. *The Holocene* 23(4): 494–503: doi:10.1177/0959683612463099.

Payne RJ (2011) Can testate amoeba-based palaeohydrology be extended to fens? *Journal of Quaternary Science* 26(1): 15–27: doi:10.1002/jqs.1412.

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.

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.

Robitaille M, Garneau M, van Bellen S, et al. (under review) *Long term and recent ecohydrological dynamics of the patterned fens in north-central Quebec (Canada): a response to the warming of the 20th century*.

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): doi:10.1029/2003GB002190.

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

Tarnocai C (2006) The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change* 53(4): 222–232: doi:10.1016/j.gloplacha.2006.03.012.

Treat CC, Jones MC, Camill P, et al. (2016) Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 121(1): 78–94: doi:10.1002/2015JG003061.

Turunen J, Roulet NT, Moore TR, et al. (2004) Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 18(3): 1–12: doi:10.1029/2003GB002154.

Turunen J, Tolonen K, Tomppo E, et al. (2002) Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions. *The Holocene* 12(1): 69–80: doi:10.1191/0959683602hl522rp.

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: doi:10.1002/jqs.2670.

Verpaelst P, Madore L, Brisebois D, et al. (1999) *Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec (RG 98-02, 38 pp.).*

Viau AE, Gajewski K, Fines P, et al. (2002) Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology* 30(5): 455–458: doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0455:WEOYCV>2.0.CO;2.

Viau AE, Gajewski K, Sawada MC, et al. (2006) Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111(9): 1–12: doi:10.1029/2005JD006031.

Vincent LA, Wang XL, Milewska EJ, et al. (2012) A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117, D18110, doi:10.1029/2012JD017859

Wang M, Moore TR, Talbot J, et al. (2014) The stoichiometry of carbon and nutrients in peat formation *Global Biogeochemical Cycles* 29(2): 113–121: doi:10.1002/2014GB005000.

Xu J, Morris PJ, Liu J, et al. (2018) PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena* 160: 134–140: doi:10.1016/j.catena.2017.09.010.

Yu Z, Beilman DW, Frolking S, et al. (2011) Peatlands and their role in the global carbon cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 92(12): 97–108.

Yu Z, Beilman DW and Jones MC (2009) Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, Geophysical Monograph, 184: 55–69: doi:10.1029/2008GM000822.

Yu Z, Loisel J, Brosseau DP, et al. (2010) Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters* 37(13): 1–5: doi:10.1029/2010GL043584.

Zhang H, Piilo SR, Amesbury MJ, et al. (2018) The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 182: 121–130: doi:10.1016/j.quascirev.2018.01.003.

Zhang X, Flato G, Kirchmeier-Young M, et al. (2019) Changes in Temperature and Precipitation Across Canada. *In*: Bush E and Lemmen DS (eds) *Canada's Changing Climate Report*. Government of Canada, Ottawa, Ontario, 112–193.

3.9 Supplementary information

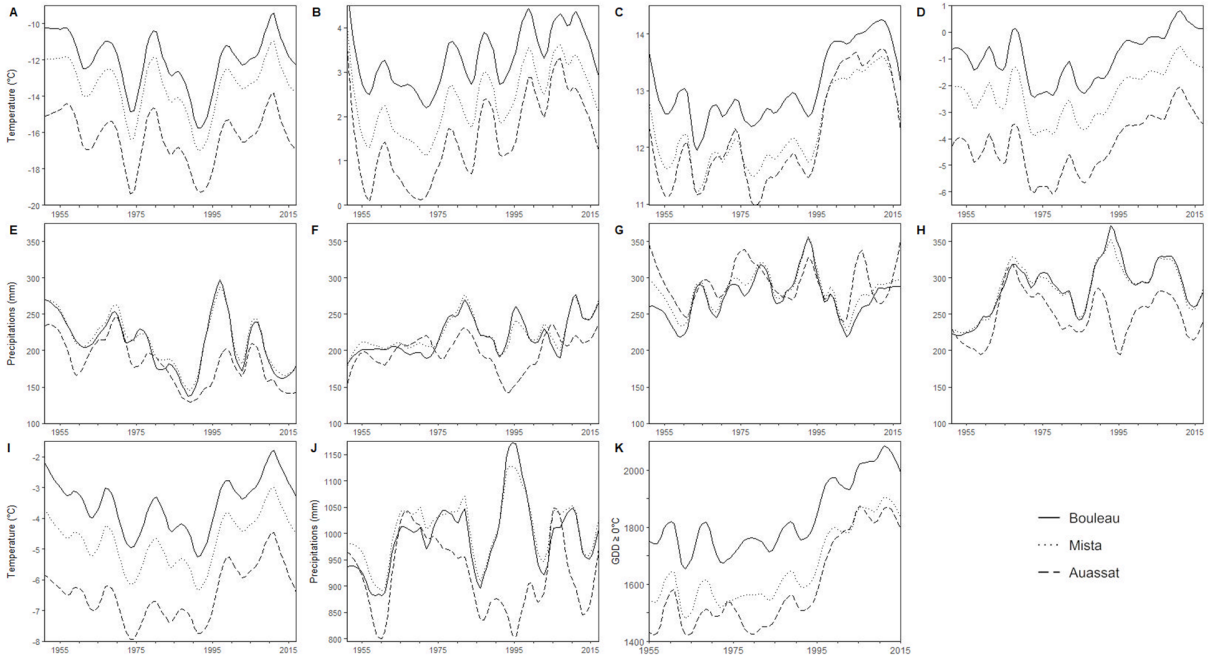

Figure S1 Adjusted and homogenized climate data were compiled from 1950 to 2015 by Environment and Climate Change Canada (as in Vincent et al., 2012) and gridded using the ANUSPLIN algorithm (Hopkinson et al., 2011; Hutchinson et al., 2009; McKenney et al., 2011). A local regression (LOESS) was applied to fit a smooth curve. (A) Winter temperature, (B) Spring temperature, (C) Summer temperature, (D) Autumn temperature, (E) Winter precipitation, (F) Spring precipitation, (G) Summer precipitation, (H) Autumn precipitation, (I) Mean annual temperature, (J) Annual precipitation and (K) Growing degree-days > 0°C.

Table S1: Detailed AMS radiocarbon dating results (^{14}C age) and calibrated ages (2σ range and 'wmean' weighted mean age) modelled using the *rbacon* R package version 2.3.9.1 (Blaauw and Christen, 2011; R Core Team, 2016).

Site	Sample depth (cm)	Lab. no. (UCIAMS)	Material dated	^{14}C age (BP)	2σ range (cal BP)	wmean (cal y BP)
Auassat	32-33	UOC-6054	*Sphagnum* stems	Modern*		
	48-49	UOC-8501	Cyperaceae bulk	3030±25	2744-3154	2980
	76-77	UOC-7590	Brown mosses stems	4230±40	4640-5011	4830
	94-95	UOC-7591	Brown mosses stems	5205±40	5792-6110	6000
	108-109	UOC-6774	Brown mosses bulk	5390±55	6151-6471	6320
Mista	76-77	UOC-8503	*Sphagnum* stems	2650±25	2612-2881	2800
	108-109	UOC-7592	*Sphagnum* stems	3410±40	3534-3840	3680
	148-149	UOC-8504	*Sphagnum* stems	3960±30	4325-4591	4470
	176-177	UOC-7593	*Sphagnum* stems	4385±40	4915-5326	5180
	214-215	UOC-7594	Brown mosses stems	7280±40	7949-8200	8090
	228-229	UOC-6776	Brown mosses stems	7511±30	8279-8483	8400
Bouleau	104-105	UOC-8505	*Sphagnum* stems	2450±20	2324-2603	2400
	196-197	UOC-7595	*Sphagnum* stems	3340±40	3458-3708	3580
	276-277	UOC-7596	*Sphagnum* stems	3980±40	4393-4817	4540
	328-329	UOC-8506	*Picea* needles	5030±25	5641-5899	5810
	396-397	UOC-7597	Brown mosses & *Carex* seeds	7810±40	8404-8665	8550
	428-429	UOC-6775	Treated and sorted bulk	8100±35	8930-9260	9070

*$F^{14}C = 1.2338 \pm 0.0062$

Table S2 Results of ^{210}Pb measurements for each 1 cm section, including mid-point depth, total ^{210}Pb activity and error (in Bq/kg).

Bouleau			Mista			Auassat		
Depth (cm)	^{210}Pb (Bq kg)	±	Depth (cm)	^{210}Pb (Bq kg)	±	Depth (cm)	^{210}Pb (Bq kg)	±
2.5	463.39	28.87	2.5	387.31	25.03	2.5	195.52	9.72
4.5	359.93	23.32	4.5	528.88	32.47	4.5	259.93	13.89
6.5	470.48	31.00	6.5	481.64	29.60	6.5	179.66	12.81
8.5	448.62	29.66	8.5	494.45	31.08	8.5	271.52	15.41
10.5	382.96	25.35	10.5	419.97	26.08	10.5	263.45	16.66
12.5	305.73	19.19	12.5	330.90	20.42	12.5	245.42	11.72
14.5	68.15	5.09	14.5	71.56	4.78	14.5	236.93	11.49
16.5	28.34	2.54	16.5	36.96	2.60	16.5	266.44	11.77
18.5	13.61	1.32	18.5	17.82	1.41	18.5	223.49	10.56
20.5	2.82	0.44	20.5	14.82	1.20	20.5	242.10	11.27
						22.5	241.23	10.55
						24.5	162.41	8.59
						26.5	239.15	14.64
						28.5	163.95	8.41
						30.5	180.87	12.74
						32.5	142.14	7.12
						34.5	273.84	10.75
						36.5	20.25	1.93
						38.5	3.82	0.57
						40.5	2.59	0.41

CONCLUSION

L'objectif de ce mémoire était de reconstruire les conditions écologiques et hydrologiques holocènes qui ont influencé l'accumulation du carbone pour trois tourbières situées dans le bassin versant de la rivière Romaine en suivant un gradient de nordicité. Les résultats de l'analyse des macrorestes végétaux ont permis d'expliquer la succession des groupements végétaux en lien avec les conditions locales du site et les variations hydroclimatiques. L'analyse des thécamoebiens a permis de reconstruire les conditions hydroclimatiques et de montrer la sensibilité de cet indicateur face au forçage externe. Les datations au ^{14}C et au ^{210}Pb sont deux méthodes complémentaires qui permettent d'établir des chronologies continues depuis les conditions actuelles à la surface jusqu'au développement initial des tourbières. La datation au plomb pour la période des 150 dernières années permet de remédier aux incertitudes de la datation au ^{14}C, qui est influencée par les activités humaines depuis la révolution industrielle. Enfin, les résultats de la perte au feu et du rapport C:N ont permis de comparer la précision des deux méthodes et quantifier les changements dans l'accumulation à long terme en lien avec les conditions écologiques et hydrologiques passées.

Cette recherche a permis d'approfondir les connaissances sur l'effet de la nordicité (exprimée à la fois par la latitude et l'altitude) sur la dynamique de l'accumulation du carbone dans les tourbières. La mise en place des tourbières dans le bassin versant de la rivière Romaine et les taux d'accumulation de la tourbe qui se sont succédés ont été asynchrones sur le territoire. La tourbière Bouleau (*ca.* 9070 cal BP) et la tourbière Mista (*ca.* 8400 cal BP) sont se sont formées rapidement après le départ de l'inlandsis et le retrait de la mer de Goldthwait, alors que la tourbière Auassat (*ca.* 6270 cal BP)

dans le domaine subarctique s'est formée plus tard, car elle était encore influencée par le front de l'inlandsis qui a retardé les effets des conditions chaudes et humides de l'Optimum climatique holocène (Glaser et Janssens, 1986 ; Morris *et al.*, 2018 ; Yu *et al.*, 2009).

Les résultats de l'accumulation du carbone montrent l'effet du gradient de nordicité avec des valeurs qui diminuent du sud vers le nord. Les conditions clémentes de l'Optimum climatique holocène ont permis aux taux d'accumulation de s'élever d'abord à la tourbière Bouleau (5800 cal BP; 54,8 g m^{-2} an^{-1}), puis à la tourbière Mista (5080 cal BP; 21,4 g m^{-2} an^{-1}) et enfin à la tourbière Auassat (4420 cal BP; 12,1 g m^{-2} an^{-1}), alors que durant le refroidissement du Néoglaciaire, les taux d'accumulation ont été affectés de façon inverse : la tourbière Auassat (3360 cal BP; 4,7 g m^{-2} an^{-1}), la tourbière Mista (2700 cal BP; 9,7 g m^{-2} an^{-1}) et de la tourbière Bouleau (2330 cal BP; 28,5 g m^{-2} an^{-1}) perturbant l'effet de la longueur des saisons de croissance sur l'accumulation de la tourbe et du carbone associé. Les taux d'accumulation très faibles pour la tourbière Auassat dans le domaine subarctique ont permis d'émettre l'hypothèse de la présence persistante de gel parmi les horizons au cours des périodes climatiques plus froides jusqu'au réchauffement récent du 20^{e} siècle. Ces résultats viennent appuyer les relations entre la température moyenne estivale, la longueur de la saison de croissance et l'accumulation de la matière organique dans les tourbières (Garneau *et al.*, 2014). Les tourbières subarctiques semblent avoir une plus grande sensibilité que les tourbières boréales aux variations du climat. Par le passé, elles ont été affectées rapidement par le refroidissement du Néoglaciaire et alors qu'actuellement, elles réagissent rapidement au réchauffement climatique récent plus prononcé sous ces latitudes.

Les données climatiques récentes (1950-2015) pour les trois sites d'étude montrent que depuis l'an 2000, les sites des tourbières Auassat et Mista enregistrent des durées de saisons de croissance similaires, malgré leur différence latitudinale et altitudinale. De

plus, depuis la période 2010-2014, le site de la tourbière Bouleau enregistre des températures automnales supérieures à 0 °C, prolongeant la durée de la saison de croissance. Les valeurs des taux d'accumulation récents pour les tourbières Bouleau et Mista (86,1 et 84,47 g C m^{-2} an^{-1}) correspondent à celles des tourbières boréales de l'ouest du Québec (Loisel et Garneau, 2010). Cependant, les taux enregistrés dans le biome subarctique montrent une plus forte accumulation depuis les dernières décennies. Les valeurs au nord-ouest du Québec (147,07 g C m^{-2} an^{-1}; Lamarre et al., 2012), au centre nord du Québec (141,4 g C m^{-2} an^{-1}; Robitaille *et al.*, accepté) ainsi qu'au nord-est du Québec (142,7 g C m^{-2} an^{-1}; cette étude) montrent une accélération des taux d'accumulation et une transition récente vers des conditions d'ombrotrophie suggérant une potentielle migration de la limite nord des tourbières ombrotrophes avec le réchauffement du climat.

RÉFÉRENCES

Appleby, P. G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Dans *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Volume 1: basin analysis, coring, and chronological techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 171–203. doi:10.1007/0-306-47669-X_9.

Appleby, P. G. et Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *CATENA*, 5(1), 1-8. doi:10.1016/S0341-8162(78)80002-2.

Beilman, D. W., MacDonald, G. M., Smith, L. C. et Reimer, P. J. (2009). Carbon accumulation in peatlands of West Siberia over the last 2000 years. *Global Biogeochemical Cycles*, 23 (1), 1-12. doi:10.1029/2007GB003112.

Belyea, L. R. et Clymo, R. S. (2001). Feedback control of the rate of peat formation. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 268 (1473), 1315-1321. doi:10.1098/rspb.2001.1665.

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.

Belyea, L.R. (2009). Nonlinear dynamics of peatlands and potential feedbacks on the climate system. *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, 5-18. doi:10.1029/2008GM000829.

Bernatchez, P. (2003). *Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes: Synthèse, processus, causes et perspectives*. Thèse de doctorat, département de géographie, Université Laval.

Bernatchez, P. (2005). *Déglaciation et variations du niveau marin de la Mer de Goldthwait sur la Côte-Nord*. Centre Boréal du Saint-Laurent.

Blaauw, M. et Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6 (3), 457-474. doi:10.1214/11-BA618.

Booth, R. K., Lamentowicz, M. et Charman, D. J. (2010). Preparation and analysis of testate amoebae in peatland palaeoenvironmental studies. *Mires and Peat*, 7 (2), 1-7.

Booth, R.K. (2008). Testate amoebae as proxies for mean annual water-table depth in Sphagnum-dominated peatlands of North America. *Journal of Quaternary Science*, 23(1), 43-57. doi:10.1002/jqs.1114.

Braun-Blanquet, J. (1932). *Plant sociology. The study of plant communities. First ed.* McGraw-Hill Book Co., Inc., New York and London.

Buteau, P. (1983). Tourbières de la région de Havre-Saint-Pierre, Québec. Rapport, Ministères de l'Énergie et des Ressources.

Carcaillet, C. et Richard, P. J. H. (2000). Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics*, 16 (7), 549-559. doi:10.1007/s003820000062.

Chambers, F. M., Beilman, D. W. et Yu, Z. (2011). Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density. *Mires and Peat*, 7 (7), 1-10.

Charman, D. J. (2002). *Peatlands and Environmental Change*. John Wiley and Sons Ltd.

Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, et al. (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., Hendon, D., and Woodland, W. A. (2000). *The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats: QRA technical guide no. 9.* London: Quaternary Research Association, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.02.012

Charman, D. J., Hohl, V., Blundell, A., Mitchell, F., Newberry, J. et Oksanen, P. (2012). A 1000-year reconstruction of summer precipitation from Ireland: Calibration of a peat-based palaeoclimate record. *Quaternary International*, 268, 87-97. doi:10.1016/j.quaint.2011.12.011.

Clymo, R. S., Turunen, J. et Tolonen, K. (1998). Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, 81(2), 368. doi:10.2307/3547057.

Crowther, T. W., van den Hoogen, J., Wan, J., Mayes, M. A., Keiser, A. D., Mo, L., Averill, C. et Maynard, D. S. (2019). The global soil community and its influence on biogeochemistry. *Science* 365 (6455). doi:10.1126/science.aav0550.

Dean, W. E. J. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by Loss on Ignition: comparison with other methods. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248. doi:10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Dubois, J.-M. M. (1977). La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 229. doi:10.7202/1000275ar.

Dubois, J.-M. M. (1980). *Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier canadien : la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec*. Thèse de doctorat, Université d'Ottawa.

Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America*. Commission géologique du Canada, Ottawa. doi:10.4095/214399.

Engstrom, D. R. et Hansen, B. C. S. (1985). Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 63(3), 543-561. doi:10.1139/b85-070.

Faubert, J. (2014). *Flore des bryophytes du Québec-Labrador*. Société québécoise de bryologie, Saint-Valérien, Québec, viii + 465 p.

Foster, D. R. (1983). The history and pattern of fire in the boreal forest of southeastern Labrador. *Canadian Journal of Botany*, 61(9), 2459-2471. doi:10.1139/b83-269.

Foster, D. R. et Glaser, P. H. (1986). The raised bogs of southeastern Labrador, Canada: Classification, distribution, vegetation and recent dynamics. *Journal of Ecology*, 74(1), 47-72. doi:10.2307/2260348.

Foster, D. R., King, G. A., Glaser, P. H. et Wright, H. E. (1983). Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature, 306(5940), 256-258*. doi:10.1038/306256a0.

Frolking, S. et Roulet, N. (2007). Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions. *Global Change Biology*, 13(5), 1079-1088. doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01339.x.

Gallego-Sala, A. V., Charman, D. J., Brewer, S., et al. (2018). Latitudinal limits to the predicted increase of the peatland carbon sink with warming. *Nature Climate Change*, 8(10), 907-913. doi:10.1038/s41558-018-0271-1.

Garneau, M. (1995). *Collection de référence de graines 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., van Bellen, S., Magnan, G., Beaulieu-Audy, V., Lamarre, A. et Asnong, H. (2014). Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada. The *Holocene*, 24(9), 1043-1053. doi:10.1177/0959683614538076.

Ghaleb, B. (2009). Overview of the methods for the measurement and interpretation of short-lived radioisotopes and their limits. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 5, 012007. doi:10.1088/1755-1307/5/1/012007.

Glaser, P. H. (1992). Raised bogs in eastern North America - regional controls for species richness and floristic assemblages. *Journal of Ecology*, 80(3), 535-554.

Glaser, P. H. et Foster, D. R. (1984). The vascular flora of raised bogs in southeastern Labrador and its phytogeographic significance. *Canadian Journal of Botany*, 62(7), 1361-1364. doi:10.1139/b84-185.

Glaser, P. H. et Janssens, J. A. (1986). Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 64(2), 395-415. doi:10.1139/b86-056.

Gorham, E. (1991). Northern peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1(2), 182-195. doi:10.2307/1941811.

Hocq, M. (1994). La province du Grenville. Dans: Michel Hocq (dir.), *Géologie du Québec. Les Publications du Québec, Québec, 75-94*.

Jeglum, J. K., Rothwell, R. L., Berry, G. J. et Smith, G. K. M. (1991). New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys. *Frontline - Forestry Research Applications*, (Technical Note No. 9), 1-4.

Jowsey, P. C. (1966). An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65(2), 245-248. doi:10.1111/j.1469-8137.1966.tb06356.x.

Juggins, S. (2007). C2 Version 1.5: Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. University of Newcastle : Newcastle, UK.

Kuhry, P. et Turunen, J. (2006). The postglacial development of boreal and subartic peatlands. In: Wieder R.K. and Vitt D.H. (eds) *Boreal Peatland Ecosystems*. Ecological Studies (Analysis and Synthesis), vol. 188. Springer, 25–46: doi:10.1007/978-3-540-31913-9.

Kuhry, P. et Vitt, D. H. (1996). Fossil Carbon/Nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *Ecology*, *77*(1), 271-275. doi:10.2307/2265676.

Kutzbach, J. E. (1981). Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, *214*(4516), 59-61. doi:10.1126/science.214.4516.59.

Laine, J., Harju, P., Timonen, T., Laine, A., Tuittila, E.-S., Minkkinen, K. et Vasander, H. (2009). *The intricate beauty of sphagnum mosses-a finnish guide to identification.* University of Helsinki, Helsinki, FI.

Lamarre, A., Garneau, M. et 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. et 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.

Lavoie, M., Colpron-Tremblay, J. et Robert, É. C. (2012). Développement d'une vaste tourbière ombrotrophe non perturbée en contexte périurbain au Québec méridional. *Écoscience*, *19*(3), 285-297. doi:10.2980/19-3-3538.

Lévesque, P. E. M., Dinel, H. et Larouche, A. C. (1988). *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*. Direction générale de la recherche. Agriculture Canada, Ottawa, Ont. Publ (1817).

Loisel, J. et 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*(3-4), 493-533. doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.020.

Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D. W., et al. (2014). A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene*, *24*(9), 1028-1042. doi:10.1177/0959683614538073.

Magnan, G. et Garneau, M. (2014a). Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Quebec, eastern Canada. *The Holocene*, *24*(9), 1054-1062. doi:10.1177/0959683614540727.

Magnan, G. et Garneau, M. (2014b). Evaluating long-term regional climate variability in the maritime region of the St. Lawrence North Shore (eastern Canada) using a multi-site comparison of peat-based paleohydrological records. *Journal of Quaternary Science*, *29*(3), 209-220. doi:10.1002/jqs.2694.

Magnan, G., Garneau, M. et Payette, S. (2014). Holocene development of maritime ombrotrophic peatlands of the St. Lawrence North Shore in eastern Canada. *Quaternary Research*, *82*(1), 96-106. doi:10.1016/j.yqres.2014.04.016.

Marie-Victorin, F. (2005). *Flore Laurentienne* (3e éd.). Montréal : Les Presses de l'Université de Montréal.

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

Mauquoy, D. et van Geel, B. (2007). Plant macrofossil methods and studies: Mire and Peat Macros. Dans S. A. Elias (dir.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (p. 2315-2336). doi:10.1016/B0-44-452747-8/00229-5.

Morris, P. J., Swindles, G. T., Valdes, P. J., Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., Smith, M. W., Tarasov, L., Haywood, A. M. et Bacon, K. L. (2018). Global peatland initiation driven by regionally asynchronous warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *115*(19), 4851-4856. doi:10.1073/pnas.1717838115.

Nilsson, O. et Hjelmqvist, H. (1967). Studies on nutlet structure of south scandinavian species of Carex. *Botaniska Notiser*, *120*(4).

Payette, S. (2001a). Le contexte physique et biogéographique. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 9-37). Québec : Presses de l'Université Laval.

Payette, S. (2001b). Les principaux types de tourbières. Dans S. Payette et L. Rochefort (dir.), *Écologie des tourbières du Québec-Labrador* (p. 39-89). Québec : Presses de l'Université Laval.

Payette, S., Garneau, M., Delwaide, A. et Schaffhauser, A. (2013). Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack pine in easternmost North America: Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions. *Holocene*, *23*(4), 494-503. doi:10.1177/0959683612463099.

Payne, R. J. (2011). Can testate amoeba-based palaeohydrology be extended to fens? *Journal of Quaternary Science*, *26*(1), 15-27. doi:10.1002/jqs.1412.

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*(4), 483-495. doi:10.1007/s10933-008-9299-y.

Pratte, S., Garneau, M. et De Vleeschouwer, F. (2017). Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada (St. Lawrence North Shore). *The Holocene*, *27*(1), 12-25. doi:10.1177/0959683616646185.

R Core Team. (2016). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing : Vienna, Austria.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W. J., Blackwell, P. G. et Bronk Ramsey, C. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, *55*(4), 1869-1887.

Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H. et Roche, D. M. (2012). Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*, *48*, 7-19. doi:10.1016/j.quascirev.2012.05.022.

Robitaille, M., Garneau, M., van Bellen, S. et Sanderson, N. (soumis). *Long term and recent ecohydrological dynamics of the patterned fens in north-central Quebec (Canada): a response to the warming of the 20th century*.

Sanderson, N. (2016). *Patterns and drivers of recent peatland carbon accumulation in Northeastern Canada.* Thèse de doctorat, University of Exeter.

Saucier, J.-P., Robitaille, A., Grondin, P., Bergeron, J.-F. et Gosselin, J. (2015). Classification écologique du territoire québécois. Ministère Forêts, Faune et Parcs. Disponible en ligne à https://www.foretouverte.gouv.qc.ca/

Sauvé, A. (2016). *Reconstitution holocène de la végétation et du climat pour les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre, Québec*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal.

Sheng, Y., Smith, L. C., MacDonald, G. M., Kremenetski, K. V., Frey, K. E., Velichko, A. A., Lee, M., Beilman, D. W. et Dubinin, P. (2004). A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochemical Cycles*, *18*(3). doi:10.1029/2003GB002190.

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

Tarnocai, C. (2006). The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands. *Global and Planetary Change*, *53*(4), 222-232. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.03.012.

Tolonen, K. et Turunen, J. (1996). Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change. *The Holocene*, *6*(2), 171-178. doi:10.1177/095968369600600204.

Treat, C. C., Jones, M. C., Camill, P., Gallego-Sala, A., Garneau, M., Harden, J. W., Hugelius, G., Klein, E. S., Kokfelt, U., Kuhry, P., Loisel, J., Mathijssen, P. J. H., O'Donnell, J. A., Oksanen, P. O., Ronkainen, T. M., Sannel, A. B. K., Talbot, J., Tarnocai, C. et Väliranta, M. (2016). Effects of permafrost aggradation on peat properties as determined from a pan-Arctic synthesis of plant macrofossils. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *121*(1), 78-94. doi:10.1002/2015JG003061.

Turunen, J., Tolonen, K., Tomppo, E. et Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - Application to boreal and subarctic regions. *Holocene*, *12*(1), 69-80. doi:10.1191/0959683602hl522rp.

Turunen, Jukka, Roulet, N. T., Moore, T. R. et Richard, P. J. H. (2004). Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, *18*(3), 1-12. doi:10.1029/2003GB002154.

van Bellen, S., Garneau, M., Ali, A. A., Lamarre, A., Robert, E. C., Magnan, G., Asnong, H., Pratte, S., Robert, É. C., Magnan, G., Asnong, H. et 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.

Verpaelst, P., Madore, L., Brisebois, D., Hocq, M. et Dion. D.-J. (1999). *Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03)*.

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.

Viau, André E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D. E. et Sawada, M. C. (2002). Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology*, *30*(5), 455-458. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0455:WEOYCV>2.0.CO;2.

Vincent, L. A., Zhang, X., Brown, R. D., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E. J., Wan, H. et Wang, X. L. (2015). Observed trends in Canada's climate and influence of low-frequency variability modes. *Journal of Climate*, *28*(11), 4545-4560. doi:10.1175/JCLI-D-14-00697.1.

Xu, J., Morris, P. J., Liu, J. et Holden, J. (2018). PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*, *160*(April 2017), 134-140. doi:10.1016/j.catena.2017.09.010.

Yu, Z., Beilman, D. W., Frolking, S., MacDonald, G. M., Roulet, N. T., Camill, P. et Charman, D. J. (2011). Peatlands and their role in the global carbon cycle. *Eos*, *92*(12), 97-108.

Yu, Z., Beilman, D. W. et Jones, M. C. (2009). Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, (184), 55-69. doi:10.1029/2008GM000822.

Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W. et Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, *37*(13), 1-5. doi:10.1029/2010GL043584.

Zhang, H., Piilo, S. R., Amesbury, M. J., Charman, D. J., Gallego-Sala, A. V. et Väliranta, M. M. (2018). The role of climate change in regulating Arctic permafrost peatland hydrological and vegetation change over the last millennium. *Quaternary Science Reviews*, *182*, 121-130. doi:10.1016/j.quascirev.2018.01.003.

Zhang, X., Flato, G., Kirchmeier-Young, M., et al. (2019). Changes in Temperature and Precipitation Across Canada. Dans E. Bush et D. S. Lemmen (dir.), *Canada's Changing Climate Report* (p. 112-193). Government of Canada, Ottawa, Ontario.