

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION HOLOCÈNE DE LA VÉGÉTATION ET DU CLIMAT
POUR LES RÉGIONS DE
BAIE-COMEAU ET D'HAVRE-SAINT-PIERRE, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
ARABELLE SAUVÉ

JUIN 2016

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.01-2006). 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

Le climat ressemble à une œuvre d'art de type mosaïque constituée d'une impressionnante quantité de pièces de couleurs variées. L'intérêt n'étant pas chaque pièce par elle-même, mais plutôt l'effet d'ensemble qui se dégage du tout. Pour reconstituer les paléoclimats, on ne peut pas prendre de mesures, on doit passer par des indicateurs. C'est un peu comme refaire une œuvre d'art en n'ayant sous la main qu'une négligeable fraction des pièces d'origine qui affichent désormais des couleurs flétries.

Tout d'abord, merci à Alexis pour son amour, sa patience, son réconfort et ses nombreux encouragements, sans oublier son support technique avec \LaTeX .

Merci à ma directrice Michelle Garneau, pour m'avoir encouragée à faire une maîtrise recherche et pour son support. Merci à mon codirecteur Martin Lavoie pour son expertise, à Hans Asnong pour tous les conseils et pour son aide précieuse quant à l'apprivoisement du pollen, à Sabrina et à Olivia pour l'aide au laboratoire. Merci aux bras d'Antoine et de Gabriel pour l'extraction de mes deux carottes de tourbe. Merci à Hans (une fois de plus), Antoine, Gabriel et Alexandre pour les anecdotes de terrain. Merci aux Tourbeux pour leurs conseils et leur support. Merci aussi à mes collègues du GEOTOP pour les activités académiques et sociales.

Merci à ma mère pour son affection et pour le support financier. Merci aussi au CRSNG (RDCPJ365867-8), à Hydro-Québec et au GEOTOP pour leur contribution financière au projet. Finalement, merci à Bianca Fréchette pour la démystification du monde des fonctions de transfert.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xi
LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS	xiii
LISTE DES TAXONS MENTIONNÉS	xv
RÉSUMÉ	xvii
INTRODUCTION	1
0.1 Contexte général	1
0.2 Histoire postglaciaire de la végétation de l'Est du Québec	2
0.3 Paléoclimats holocènes de l'Est du Québec	5
CHAPITRE I	
MÉTHODOLOGIE	7
1.1 Sites d'étude	7
1.1.1 Localisation	7
1.1.2 Contexte géomorphologique	9
1.1.3 Végétation et climat régionaux	9
1.2 Travaux de terrain	10
1.3 Stratigraphie et Chronologie	11
1.4 Analyse pollinique	12
1.5 Reconstitutions paléoclimatiques	13
CHAPITRE II	
HOLOCENE VEGETATION AND CLIMATE RECONSTRUCTIONS ALONG THE NORTH SHORE OF THE ST. LAWRENCE ESTUARY AND GULF, QUÉBEC, EASTERN CANADA	15
2.1 Abstract	15
2.2 Introduction	16
2.3 Study Area and Sites	18

2.4	Methods	19
2.4.1	Fieldwork	19
2.4.2	Chronology	19
2.4.3	Pollen Analysis	20
2.4.4	Palaeoclimatic Reconstructions	21
2.5	Results	22
2.5.1	Stratigraphy and Chronology	22
2.5.2	Pollen Record and Vegetation History	24
2.5.3	Palaeoclimatic Reconstructions	27
2.6	Discussion	28
2.6.1	Vegetation History of the North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf	28
2.6.2	Palaeoclimatic Reconstructions	32
2.7	Conclusion	34
2.8	Acknowledgements	35
	CONCLUSION GÉNÉRALE	43
	RÉFÉRENCES	47
	APPENDICE A	
	COMPARAISON DE DEUX RECONSTITUTIONS CLIMATIQUES RÉALISÉES À PARTIR DE LA BASE DE DONNÉES MODERNE [WITHMORE ET AL., 2005] DONT L'UNE QUI INCLUE LES ERICACEAE ET LES CYPERACEAE (77 TAXONS) ET L'AUTRE QUI LES EXCLUT (75 TAXONS)	55

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
0.1 Synthèse de l'histoire de la végétation holocène de l'Est du Québec et du Labrador	6
1.1 Localisation des sites	8
2.1 Investigated Regions within Québec Ecoregions	36
2.2 Pollen Percentage Diagram for Baie-Comeau (Lebel peatland, BC-Le-1 core)	37
2.3 Diagram of <i>Betula</i> pollen size classes, Baie-Comeau record (Lebel peatland)	38
2.4 Pollen Percentage Diagram for Havre-Saint-Pierre (Plaine peatland, HSP-Pl-1 core)	39
2.5 Mean July Temperature Reconstruction for the Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island Regions	40
2.6 Mean Annual Precipitation Reconstruction for the Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island Regions	41
2.7 A Summary of the Holocene Reconstruction of Regional Vegetation for the North Shore of Québec, Gulf of St. Lawrence and Southeastern Labrador Regions	42

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 ^{14}C AMS Dating	23

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

^{14}C	carbone 14
^{209}Po	polonium 209
^{210}Pb	plomb 210
AD	<i>Anno Domini</i>
AMS	<i>accelerator mass spectrometry</i>
asl	<i>above sea level</i>
BC	Baie-Comeau
ca	<i>circa</i>
cal yr BP	<i>calibrated year before present (1950)</i>
cf.	<i>confer</i>
CRS	<i>constant rate of supply</i>
CRU	<i>Climate Research Unit</i>
ESL	estuaire du Saint-Laurent
et al.	<i>et alii</i>
étal.	âge étalonné
GDD	<i>growing degree-day</i>
HCl	acide chlorhydrique
HNO_3	acide nitrique
H_2O_2	peroxyde d'hydrogène
HSP	Havre-Saint-Pierre
GSL	golfe du Saint-Laurent
ka	mille ans
KOH	hydroxyde de potassium
LIA	<i>Little Ice Age</i>
MAT	<i>modern analogue technique</i>
NERC	<i>Natural Environment Research Council</i>
PAG	Petit Âge glaciaire
PAR	<i>peat accumulation rates</i>
p. ex.	par exemple
PVC	polychlorure de vinyle
RMSE	<i>root-mean-square error</i>
SCD	<i>squared chord distance</i>
SST	<i>sea surface temperature</i>
St.	Saint
spp.	espèces
subsp.	sous-espèce
USA	<i>United States of America</i>
UK	<i>United Kingdom</i>
vs.	<i>versus</i>

LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

°	degré
'	minute
”	seconde
±	plus ou moins
=	égal
~	approximativement
%	pourcentage
<	inférieur à
>	supérieur à
σ	sigma
°C	degré Celsius
cm	centimètre
cm ³	centimètre cube
cm ⁻³	par centimètre cube
g	gramme
kg	kilogramme
m	mètre
ml	millilitre
mm	millimètre
μm	micromètre
N	nord
n	nombre
O	ouest
r ²	coefficient de détermination
W	<i>west</i>
×	fois
yr	<i>year</i>

LISTE DES TAXONS MENTIONNÉS

<i>Abies balsamea</i> (Linnaeus) Miller	sapin baumier, <i>balsam fir</i>
<i>Acer saccharum</i> (Marshall)	érable à sucre, <i>sugar maple</i>
<i>Andromeda polifolia</i> var. <i>latifolia</i> (Aiton).....	andromède glauque, <i>glaucous-leaved bog rosemary</i>
<i>Ambrosia</i> Linnaeus	ambrosie, <i>ragweed</i>
<i>Alnus</i> cf. <i>crispa</i>	aulne type crispé, <i>American green alder type</i>
<i>Alnus incana</i> subsp. <i>rugosa</i> (Du Roi) R.T. Clausen .	aulne rugueux, <i>speckled alder</i>
<i>Betula</i> Linnaeus	bouleau, <i>birch</i>
<i>Betula alleghaniensis</i> Britton	bouleau jaune, <i>yellow birch</i>
<i>Betula michauxii</i> Spach	bouleau de Michaux, <i>Newfoundland dwarf birch</i>
<i>Betula nana</i> Linnaeus	bouleau nain, <i>arctic dwarf birch</i>
<i>Betula glandulosa</i> Michaux	bouleau glanduleux, <i>glandular birch</i>
<i>Betula papyrifera</i> Marshall	bouleau blanc, <i>paper birch</i>
<i>Betula pumila</i> Linnaeus	bouleau nain, <i>bog birch</i>
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (Linnaeus) Moench	cassandre caliculé, <i>leatherleaf</i>
<i>Choristoneura fumiferana</i> Clemens	tordeuse des bourgeons de l'épinette, <i>spruce budworm</i>
<i>Cladonia mitis</i> Sandst.	cladonie lisse, <i>green reindeer lichen</i>
<i>Cladonia stellaris</i> (Opiz) Pouzar & Vezda.....	cladonie étoilée, <i>star-tipped reindeer lichen</i>
<i>Cladonia stygia</i> (Fr.) Ruoss	cladonie du Styx, <i>black-footed reindeer lichen</i>
Cyperaceae de Jussieu	cypéracées, <i>sedge</i>
<i>Empetrum nigrum</i> Linnaeus	camarine noire, <i>black crowberry</i>
<i>Dicranum undulatum</i> (Bridel) Schrader	dicrane ondulé, <i>bog broom moss</i>
Ericaceae de Jussieu	éricacées, <i>heath</i>
<i>Eriophorum vaginatum</i> subsp. <i>spissum</i> (Fernald) Hultén	linaigrette dense, <i>dense cottongrass</i>
<i>Fraxinus</i> (Linnaeus)	frêne, <i>ash</i>
<i>Kalmia angustifolia</i> Linnaeus	kalmia à feuilles étroites, <i>sheep laurel</i>
<i>Kalmia polifolia</i> Wangenheim	kalmia à feuille d'andromède, <i>pale bog laurel</i>
<i>Lambdina fiscellaria</i> Guenée	arpenreuse de la pruche, <i>hemlock looper</i>
<i>Larix laricina</i> (Du Roi) K. Koch.....	mélèze laricin, <i>tamarack</i>
<i>Lycopodium clavatum</i> Linnaeus	lycopode claviforme, <i>running clubmoss</i>

<i>Myrica gale</i> Linnaeus	myrique baumier, <i>sweet gale</i>
<i>Picea</i> A. Dietrich	épinette, <i>spruce</i>
<i>Picea glauca</i> (Moench) Voss	épinette blanche, <i>white spruce</i>
<i>Picea mariana</i> (Miller) Britton, Sterns & Poggen- burgh	épinette noire, <i>black spruce</i>
<i>Pinus</i> Linnaeus	pin, <i>pine</i>
<i>Pinus banksiana</i> Lambert	pin gris, <i>jack pine</i>
<i>Pinus resinosa</i> Aiton	pin rouge, <i>red pine</i>
<i>Pinus strobus</i> Linnaeus	pin blanc, <i>eastern white pine</i>
<i>Populus</i> Linnaeus	peuplier, <i>aspen</i>
<i>Populus tremuloides</i> Michaux	peuplier faux-tremble, <i>trembling aspen</i>
<i>Ptilidium ciliare</i> (Linnaeus) Nees	<i>northern naugehyde liverwort</i>
<i>Quercus</i> (Linnaeus)	chêne, <i>oak</i>
<i>Rhododendron groenlandicum</i> (Oeder) Kron & Judd.	thé du Labrador, <i>common Labrador tea</i>
<i>Rubus chamaemorus</i> Linnaeus	chicouté, <i>cloudberry</i>
<i>Sanguisorba canadensis</i> Linnaeus	sanguisorbe du Canada, <i>Canada burnet</i>
<i>Sarracenia purpurea</i> Linnaeus	sarracénie pourpre, <i>northern pitcher plant</i>
<i>Sphagnum</i>	sphaigne, <i>sphagnum</i>
<i>Thalictrum</i> Linnaeus	thalictrum
<i>Thuja occidentalis</i> Linnaeus	thuya occidental, <i>eastern white cedar</i>
<i>Ulmus</i> (Linnaeus)	orme, <i>elm</i>
<i>Vaccinium angustifolium</i> Aiton	bleuet à feuilles étroites, <i>early lowbush blueberry</i>
<i>Vaccinium oxycoccos</i> Linnaeus	canneberge commune, <i>small cranberry</i>

RÉSUMÉ

La végétation régionale postglaciaire, la température moyenne du mois de juillet et les précipitations annuelles moyennes ont été reconstituées pour la Côte-Nord du Québec (Baie-Comeau et Havre-Saint-Pierre) et l'île d'Anticosti à l'aide de la technique des analogues modernes basée sur des données polliniques. Ces reconstitutions fournissent les premières données paléocéologiques pour les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre. De plus, elles contribuent à approfondir les connaissances paléoclimatologiques pour l'est du Canada. Suite au retrait de la mer de Goldthwait et à l'émersion des terres, les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre ont été rapidement colonisées par un couvert forestier. En raison de conditions plus nordiques dans la région d'Havre-Saint-Pierre, les assemblages polliniques ont enregistré une courte période d'afforestation suivie, à partir de *ca* 6000 étal. BP, d'un couvert forestier fermé dominé par l'épinette (*Picea*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*) qui perdure toujours aujourd'hui. Vers 5500 étal. BP, les assemblages polliniques ont enregistré la présence de taxons plus thermophiles tels que le pin blanc (*Pinus strobus*) et le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) dans la région de Baie-Comeau. Ces résultats suggèrent que la végétation régionale de Baie-Comeau s'apparentait plus à celle d'Anticosti qu'à celle de la région d'Havre-Saint-Pierre, cette dernière étant influencée par l'effet de refroidissement du courant marin du Labrador le long de la côte. Les reconstitutions de la températures de juillet suggèrent que les conditions climatiques ont été originalement plus chaudes qu'à l'actuel pendant l'optimum thermique de l'Holocène moyen avec des valeurs maximales de température enregistrées entre *ca* 7000 et *ca* 5000 étal. BP. Alors qu'Havre-Saint-Pierre est colonisée par une forêt boréale fermée depuis *ca* 6600 étal. BP, la transition d'une forêt régionale mixte vers une forêt coniférienne n'a été enregistrée que vers 4000 étal. BP sur l'île d'Anticosti et à *ca* 1500 étal. BP à Baie-Comeau. Ce retard est probablement dû à la localisation plus australe de la région de Baie-Comeau ainsi qu'à une plus faible exposition aux conditions océaniques. Le Petit Âge glaciaire a été enregistré à Havre-Saint-Pierre (*ca* 500-150 étal. BP) avec les plus basses températures reconstituées de l'ensemble de la séquence (-1°C par rapport à aujourd'hui).

Mots clés : Holocène, Côte-Nord du Québec, reconstitution de la végétation régionale, paléoclimatologie, analyse pollinique, forêt boréale

INTRODUCTION

0.1 Contexte général

Les tourbières sont des écosystèmes caractérisés par une production de matière organique s'accumulant plus rapidement qu'elle ne se décompose. Elles constituent des archives naturelles qui permettent de reconstituer les conditions environnementales passées. Ce sont les attributs physico-chimiques des tourbières (conditions acides et anoxiques) qui permettent aux restes botaniques microscopiques (p. ex. : grains de pollen) et macroscopiques (p. ex. : feuilles, tiges, graines) de se conserver pendant plusieurs siècles, voire des milliers d'années. Il est ainsi possible de reconstituer l'histoire de la végétation d'une région donnée en analysant les grains de pollen conservés dans la tourbe [Richard, 1977; Birks et Birks, 1980]. Dans le contexte actuel de changements climatiques, il est intéressant de reconstituer les paysages forestiers passés puisque que ceux-ci ont évolué sous des conditions climatiques différentes de celles d'aujourd'hui. En sachant comment ont réagi les paléo-écosystèmes forestiers aux diverses variations du climat depuis la déglaciation, on peut alors tenter d'évaluer la sensibilité des forêts actuelles face aux changements en cours et anticipés.

Le présent projet porte sur l'analyse pollinique de carottes de tourbe prélevées dans deux régions de la Côte-Nord du Québec (Baie-Comeau et Havre-Saint-Pierre) et sur la comparaison des résultats avec ceux obtenus sur l'île d'Anticosti dans le golfe du Saint-Laurent par Lavoie et Filion [2001]. Il a pour objectifs (1) de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation régionale sur la haute et moyenne Côte-Nord, (2) d'examiner si le gradient d'ouverture du couvert forestier observé à partir Sept-Îles et s'amplifiant à l'est d'Havre-Saint-Pierre fut enregistré par les assemblages polliniques et (3) de reconstituer les changements climatiques ayant affecté la végétation régionale (température moyenne du mois de juillet et précipitations annuelles moyennes) au cours de l'Holocène pour les régions de la Côte-Nord et de l'île d'Anticosti.

0.2 Histoire postglaciaire de la végétation de l'Est du Québec

Plusieurs études ont été réalisées afin de reconstituer l'histoire de la végétation régionale de l'Est du Québec depuis la déglaciation (figure 0.1). En Gaspésie, l'histoire de la végétation a été reconstituée pour les régions du mont Albert [Richard et Labelle, 1989], de Mont-Saint-Pierre [Labelle et Richard, 1984] et de Sainte-Madeleine-de-la-Rivière-Madeleine (Rivière-Madeleine) au nord de la péninsule [Marcoux et Richard, 1995]. Pour leur part, Asnong et Richard [2003] ont produit une reconstitution de la végétation pour le centre et l'est de la péninsule gaspésienne alors que le secteur de la Baie des Chaleurs a été étudié par Jetté et Richard [1992]. Ces travaux ont montré qu'une végétation de toundra aurait persisté jusque vers 12 500 - 10 000 étal. BP selon les secteurs. La période s'échelonnant entre *ca* 12 500 et *ca* 8 000 étal. BP fut celle de la formation des premières forêts ouvertes (phase d'afforestation). Le couvert forestier aurait d'abord été dominé par le peuplier (*Populus*), l'épinette (*Picea*) et le bouleau (*Betula*). Vers 8500 étal. BP, l'aulne type crispé (*Alnus cf. crispa*) aurait été abondant dans plusieurs régions de la péninsule gaspésienne [Labelle et Richard, 1984; Richard et Labelle, 1989; Jetté et Richard, 1992; Marcoux et Richard, 1995; Asnong et Richard, 2003]. Ceci a été associé par Richard et Labelle [1989] à des conditions climatiques plus sèches et à des feux plus fréquents. Jetté et Richard [1992] ont, pour leur part, suggéré des conditions climatiques plus rigoureuses en raison des vents catabatiques en provenance de la calotte du Nouveau-Québec. Enfin, Marcoux et Richard [1995] ont proposé l'influence des embruns marins comme explication complémentaire à la persistance de l'aulne dans le paysage. Le couvert forestier se serait ensuite densifié et fermé à compter de *ca* 8000 étal. BP. Les forêts furent d'abord caractérisées par le sapin baumier (*Abies balsamea*), l'épinette et le bouleau. Vers 7000 étal. BP, la présence de taxons plus thermophiles tels que le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) et le pin blanc (*Pinus strobus*) suggère un climat alors plus chaud qui aurait duré jusque vers 4500 - 3000 étal. BP, époque où une diminution de l'abondance de ces taxons a été enregistrée dans les diagrammes polliniques [Labelle et Richard, 1984; Jetté et Richard, 1992; Asnong et Richard, 2003]. Depuis *ca* 3000 étal. BP, une hausse de la représentation pollinique du sapin baumier a été observée dans la région du Petit lac Bouchard à l'est

de la péninsule gaspésienne et marque la formation du paysage forestier tel que nous le connaissons aujourd'hui [Asnong et Richard, 2003]. Vers 9500 éal. BP, une ouverture du paysage forestier a été enregistrée pour la région de Sainte-Madeleine-de-la-Rivière-Madeleine ; elle est exprimée par une hausse du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), d'espèces arbustives et d'herbacées [Marcoux et Richard, 1995]. Cette ouverture a été associée à une recrudescence d'activités périglaciaires dans les montagnes gaspésiennes [Payette et Boudreau, 1984] et donc à des conditions climatiques plus froides.

Sur l'île d'Anticosti, l'analyse pollinique d'une tourbière dans la partie centre-nord de l'île (tourbière Observation) a permis une reconstitution de l'histoire de la végétation pour les *ca* 9500 dernières années [Lavoie et Filion, 2001]. Les assemblages polliniques suggèrent d'abord (*ca* 9500 - 8500 éal. BP) la présence d'un couvert végétal dominé par l'aulne type crispé, l'épinette et le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*). La représentation de l'aulne à cette époque correspond à celle enregistrée en Gaspésie à la même période et reflète sans doute une végétation plus ouverte que celle de nos jours. Cette première phase correspond à l'afforestation. Vers 8500 éal. BP, l'afforestation suit son cours avec le développement d'un couvert forestier mixte dominé par le sapin baumier et l'épinette. La fermeture du couvert forestier aurait ensuite eu lieu vers 7500 éal. BP alors que les forêts étaient dominées par le sapin baumier, l'épinette et le bouleau à papier (*Betula papyrifera*). Elles comprenaient aussi du thuya occidental (*Thuja occidentalis*) et du pin blanc. Les sapinières de l'île, telles que nous les connaissons aujourd'hui, se seraient constituées il y a environ 4000 ans.

Nos connaissances concernant l'histoire postglaciaire de la végétation sur la Côte-Nord sont encore fragmentaires. Mott [1976] et King [1986] ont reconstitué l'histoire de la végétation de la région de Sept-Îles pour les 8500 dernières années. En raison du retrait plus tardif de l'inlandsis Laurentidien et de la submersion marine subséquente des secteurs côtiers par la mer de Goldthwait jusque vers 9000 - 8000 éal. BP [Bernatchez, 2004], la colonisation végétale aurait débuté par une phase d'afforestation peu après le retrait de la mer. Initiée par une phase arbustive à aulne type crispé, l'afforestation fut caractérisée par la présence du sapin baumier, de l'épinette blanche (*Picea*

glauca) et du bouleau à partir de *ca* 7500 étal. BP. La fermeture du couvert forestier serait survenue vers 6500 étal. BP. L'épinette noire (*Picea mariana*) et le sapin baumier étaient alors les deux espèces dominantes. Hormis une légère augmentation de la représentation du pin blanc vers 6000 étal. BP, le paysage végétal de la région de Sept-Îles serait demeuré relativement stable au cours des 6500 dernières années [Mott, 1976; King, 1986]. La plus grande abondance du pin blanc dans les diagrammes polliniques (7500 - 4500 étal. BP) correspond à celle du bouleau jaune et du pin blanc sur la péninsule gaspésienne. Récemment, Payette *et al.* [2013] ont trouvé des charbons de bois de pin gris (*Pinus banksiana*) datant de l'Holocène moyen (5700 - 5500 étal. BP) dans la région d'Havre-Saint-Pierre alors que cette espèce n'est plus présente aujourd'hui dans les environs. Ces derniers ont suggéré que la disparition du pin gris serait le résultat de feux devenus moins fréquents suite à l'avènement de conditions climatiques plus humides.

Plus à l'est, au sud-est du Labrador et sur la Basse Côte-Nord (région de Blanc-Sablon), les données polliniques indiquent un paysage de toundra herbacée dès *ca* 12 500 étal. BP [Lamb, 1980; Engstrom et Hansen, 1985]. Celui-ci aurait persisté jusque vers 11 000 étal. BP pour ensuite évoluer vers une toundra arbustive dominée par l'aulne, le bouleau et l'épinette blanche. Au sud-est du Labrador, la période d'afforestation, caractérisée par l'épinette blanche, aurait débuté vers 9000 étal. BP. Plus tard, vers 8000 étal. BP, le sapin baumier est devenu abondant au sein des forêts régionales et il a accompagné l'épinette blanche jusqu'à la fermeture du couvert forestier vers 7000 étal. BP. C'est alors que l'épinette noire aurait remplacé l'épinette blanche. Le paysage forestier était caractérisé par une dominance de l'épinette noire accompagnée du sapin baumier [Engstrom et Hansen, 1985]. Le décalage d'environ 1000 ans en ce qui concerne l'amorce de la phase forestière entre le Labrador et la Gaspésie est probablement dû à une plus grande nordicité, à la proximité du front glaciaire en retrait ainsi qu'à l'effet du courant marin du Labrador. À Blanc-Sablon, la région en bordure du littoral n'a jamais évolué vers une forêt fermée. La toundra forestière actuelle dominée par l'épinette, le bouleau, l'aulne et le sapin baumier aurait succédé à une toundra arbustive il y a environ 6000 ans [Lamb, 1980]. La figure 0.1 résume l'histoire de la végétation holocène de l'Est du Québec et du Labrador.

0.3 Paléoclimats holocènes de l'Est du Québec

Peu de travaux paléoclimatiques quantitatifs couvrant la période postglaciaire ont été produits dans l'Est du Québec. La température et la salinité de l'eau de surface du mois d'août ainsi que la durée annuelle du couvert de glace ont été reconstituées pour plusieurs secteurs du golfe du Saint-Laurent à partir de l'analyse de carottes marines [de Vernal et al., 1993]. Un réchauffement a été identifié à partir de *ca* 9000 *étal.* BP dans le golfe et vers 7400 *étal.* BP dans le chenal d'Anticosti. Au large de Pointe-des-Monts sur la Côte-Nord, une reconstitution de la température estivale de l'eau de surface suggère aussi un réchauffement vers 7250 *étal.* BP [Lemay-Tougas, 2014].

Comme évoqué plus haut, les travaux de Payette et al. [2013] suggèrent des conditions plus sèches et propices aux feux jusque vers 5500 *étal.* BP dans la région d'Havre-Saint-Pierre. Les données de reconstitution de l'humidité de surface des tourbières présentées par Magnan et Garneau [2014b] pour une des tourbières échantillonnées par Payette et al. [2013] corroborent ces conditions plus sèches jusque vers 5500 *étal.* BP.

À partir de l'analyse des assemblages de thécamoebiens, Magnan et Garneau [2014b] ont reconstitué les conditions d'humidité de surface de deux tourbières de la région de Baie-Comeau. Leurs données suggèrent un contexte assez humide entre *ca* 5250 et *ca* 3000 *étal.* BP. Les conditions d'humidité de surface des tourbières de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre auraient été variables et généralement plus sèches après *ca* 3000 *étal.* BP. Magnan et Garneau [2014b] ont associé cette période plus sèche et de plus grande variabilité au Néoglaciale lorsque les taux d'accumulation de la tourbe ont chuté et de façon importante à Baie-Comeau. Les températures de surface de l'eau provenant du large de Pointe-des-Monts suggèrent quant à elles un léger réchauffement vers 4000 *étal.* BP alors que les eaux profondes plus froides répondaient soit au refroidissement du climat et au patron de circulation océanique dans l'Atlantique Nord [Marcott et al., 2013] ou soit à une diminution du courant nord-Atlantique à la faveur du courant marin du Labrador. Les conditions plus fraîches reconstituées entre *ca* 1500 et *ca* 1000 *étal.* BP ont été associées à une diminution de la salinité de surface suggérant un changement dans le régime hydroclimatique.

À Blanc-Sablon en Basse-Côte-Nord, des tourbières à paises se seraient développées au cours de l'Holocène récent, témoignant du refroidissement associé au Petit Âge glaciaire (PAG) (*ca* 600 - 120 *étal.* BP) [Dionne, 1984; Dionne et Richard, 2006].

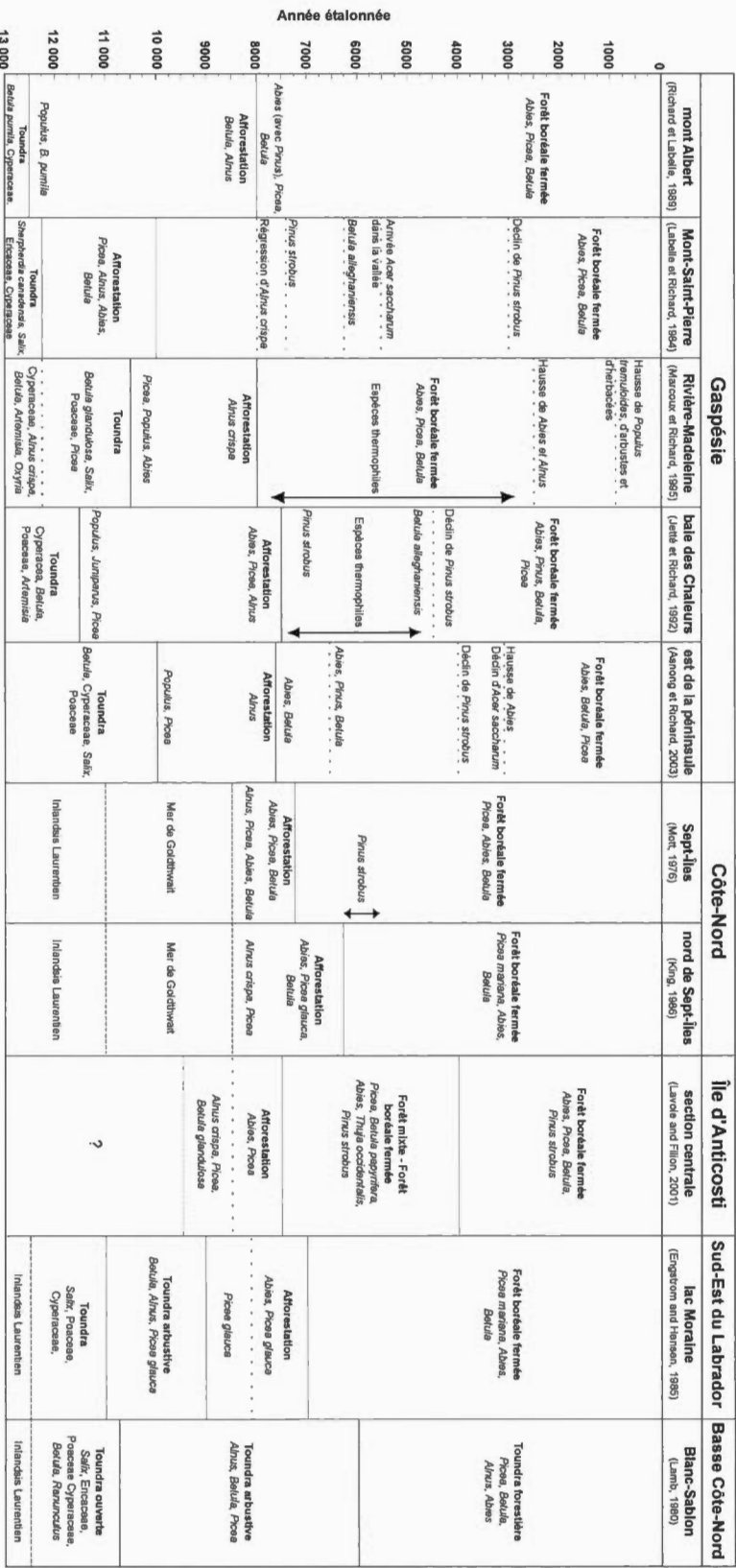


Figure 0.1: Synthèse de l'histoire de la végétation holocène de l'Est du Québec et du Labrador. Figure modifiée de Lavoie et Fillion [2001].

CHAPITRE I

MÉTHODOLOGIE

1.1 Sites d'étude

1.1.1 Localisation

L'histoire de la végétation régionale et du climat a été reconstituée quantitativement pour les secteurs de Baie-Comeau et Havre-Saint-Pierre (figure 1.1) sur la Côte-Nord du Québec. Les données polliniques de la tourbière Observation sur l'île d'Anticosti (49°36' N, 62°49' O) [Lavoie et Filion, 2001] ont aussi été intégrées afin de produire une reconstitution climatique pour cette région.

Dans la région de Baie-Comeau, la tourbière Lebel (49°06'32" N, 68°14'23" O) est une tourbière ombrotrophe bombée dominée par les éricacées dont le cassandre caliculé (*Chamaedaphne calyculata*), le kalmia à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia*), le thé du Labrador (*Rhododendron groenlandicum*), le kalmia à feuilles d'andromède (*Kalmia polifolia*) et le bleuet (*Vaccinium angustifolium*). La strate herbacée est principalement composée par la chicouté (*Rubus chamaemorus*), la linaigrette dense (*Eriophorum vaginatum* subsp. *spissum*), la canneberge commune (*Vaccinium oxycoccos*), la sarracénie pourpre (*Sarracenia purpurea*) et divers carex (*Carex* spp.) [Simard, 1976]. La strate muscinale se compose principalement de sphaignes ($\pm 80\%$), de dicrane ondulé (*Dicranum undulatum*) et de ptilidie des rochers *Ptilidium ciliare*. Quelques individus d'épinette noire sous forme arborescente et sous forme arbustive parsèment aussi la surface de la tourbière.

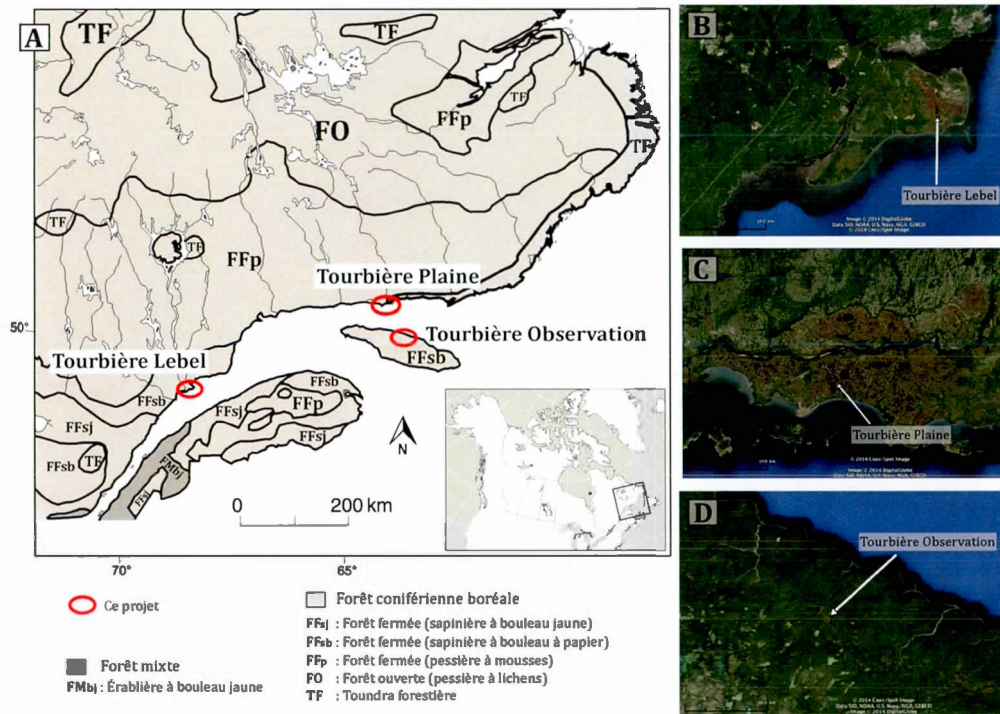


Figure 1.1: (A) Sites à l'étude et principales zones de végétation de l'Est du Québec-Labrador. Carte modifiée de Garneau et al. [2014] et Payette et Rochefort [2001], (B) La région de la tourbière Lebel, (C) La région de la tourbière Plaine, (D) La région de la tourbière Observation. Images satellites de Google Earth 2014.

À Havre-Saint-Pierre, la tourbière Plaine ($50^{\circ}16'27''$ N, $63^{\circ}32'29''$ O) est une vaste tourbière ouverte en plateau. La strate arbustive est caractérisée par la présence d'éricacées, notamment le thé du Labrador, le kalmia à feuilles étroites, le kalmia à feuilles d'andromède, le cassandre calculé et la camarine noire (*Empetrum nigrum*). Quelques îlots d'épinettes noires et de mélèzes (*Larix laricina*) sont aussi présents. La strate herbacée, très peu dense, est principalement composée de chicouté, de quelques linaigrettes (*Eriophorum angustifolium*, *E. vaginatum* subsp. *spissum*) et de *Carex* spp. La strate muscinale est dominée par des lichens (*Cladonia stellaris*, *C. mitis* et *C. stygia*) et co-dominée par les sphaignes [Payette et al., 2013].

1.1.2 Contexte géomorphologique

Les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre ont été libérées des glaces de l'inlandsis Laurentidien il y a plus de 11 000 ans [Occhietti et al., 2011]. Localisées dans les parties inférieures (< 100 m) des côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, les deux régions furent submergées par la mer de Goldthwait [Dionne, 1977; Bernatchez, 2004]. Au contact avec la mer, les tributaires alimentés par les eaux de fonte de l'inlandsis ont édifié de grands deltas tout au long de la côte nord du Saint-Laurent [Bernatchez, 2004]. Les secteurs submergés ont été exondés vers 9000 - 8000 éal. BP suite au relèvement isostatique [Bernatchez, 2003]. Les tourbières Lebel et Plaine se sont toutes les deux développées sur ces dépôts deltaïques postglaciaires [Payette et al., 2013; Magnan et al., 2014].

1.1.3 Végétation et climat régionaux

Les régions de Baie-Comeau et de l'île d'Anticosti font partie du domaine bioclimatique de la sapinière à bouleau à papier (figure 1.1) [Payette et Rochefort, 2001]. Ce domaine appartient à la sous-zone de la forêt boréale fermée dominée par des peuplements de sapin baumier et d'épinette blanche accompagnés du bouleau à papier. On y trouve aussi des peuplements d'épinette noire, de pin gris et de mélèze qui peuvent être accompagnés du peuplier faux-tremble [Saucier et al., 2003]. Un gradient d'ouverture du paysage forestier s'observe de l'ouest vers l'est, soit de Baie-Comeau vers Havre-Saint-Pierre. Dès Sept-Îles, on note l'apparition de sommets dénudés sur les collines rocheuses. La région d'Havre-Saint-Pierre se situe pour sa part à la limite des domaines bioclimatiques de la pessière à mousses et de la toundra forestière (figure 1.1) [Payette et Rochefort, 2001]. La région est caractérisée par de grandes pessières et d'importantes étendues de tourbières à plateau longeant la frange littorale [Buteau, 1983]. On y observe des peuplements d'épinette noire, d'épinette blanche et de sapin baumier avec du bouleau nain (*Betula nana*), du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), de l'aulne rugueux (*Alnus incana* subsp. *rugosa*) et du peuplier faux-tremble [Buteau, 1983; Thibault, 1985].

La région de Baie-Comeau est caractérisée par un climat maritime. La température moyenne annuelle est de 1,5°C et la température moyenne de juillet est de 15,6°C. La région d'Havre-Saint-Pierre est caractérisée par un climat de type maritime d'influence subarctique [Ministère des Transports, 1986] avec une température moyenne annuelle de 1,1°C et une température moyenne de juillet de 14,1°C [Environnement Canada, 2014]. La durée de la saison de croissance (degrés-jours de croissance > 0°C) est plus longue à Baie-Comeau (1925) qu'à Havre-Saint-Pierre (1779) [Hutchinson et al., 2009]. L'île d'Anticosti est elle aussi caractérisée par un climat maritime. La température moyenne annuelle est de 2°C et la température moyenne de juillet est de 15,2°C [Environnement Canada, 2011]. Les trois régions reçoivent des précipitations annuelles moyennes de 1060 mm (\pm 70 mm), mais les précipitations hivernales (décembre-janvier-février) sont plus importantes à Baie-Comeau et sur l'île d'Anticosti (\sim 280 mm) qu'à Havre-Saint-Pierre (\sim 200 mm) [Gérardin et McKenney, 2001].

1.2 Travaux de terrain

Les tourbières à l'étude ont été sélectionnées en fonction de leur représentativité régionale et de l'épaisseur du dépôt tourbeux. Lors de la campagne de terrain en juin 2011, une carotte de tourbe a été prélevée dans le secteur le plus profond de chacune des tourbières préalablement caractérisées à l'aide de sondages manuels [Magnan et al., 2014]. Dans chaque tourbière, le premier mètre de la carotte a été prélevé avec un carottier de type *BOX* ($8 \times 8 \times 105$ cm³) [Jeglum et al., 1991] et les mètres subséquents à l'aide d'un carottier russe de 7,5 cm de diamètre [Jowsey, 1966]. La carotte récoltée à la tourbière Lebel (BC-Le-1) est d'une longueur de 505 cm, alors que celle récoltée à la tourbière Plaine (HSP-Pl-1) est d'une longueur de 364 cm. Sur le terrain, les carottes ont été coupées en segments de 50 cm qui ont été emballés dans une pellicule plastique recouverte de papier d'aluminium. Ils ont été placés dans des tuyaux de PVC ou dans des segments de gouttières en plastique afin d'éviter la compression. Ils ont été transportés dans des glacières jusqu'au laboratoire où ils ont été entreposés à 4°C jusqu'au moment de leur analyse.

1.3 Stratigraphie et Chronologie

En laboratoire, une description stratigraphique de chacune des carottes a été effectuée [Troëls-Smith, 1955], suite à quoi chaque segment a été coupé en tranches de 1 cm d'épaisseur pour les analyses subséquentes.

Pour chaque carotte, dix échantillons ont été soumis pour une datation au radiocarbone par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) au laboratoire Keck Carbon Cycle AMS Facility (University of California, Irvine, État-Unis) et au NERC Radiocarbon Facility (Royaume-Uni). Le matériel daté consistait principalement en des tiges, des feuilles ou des rameaux de sphaignes. L'étalonnage des dates, incluant l'étalonnage des dates citées en provenance de la littérature, a été effectué avec la courbe IntCal13 [Reimer et al., 2013] et le logiciel *clam* [Blaauw, 2010]. Les dates retenues correspondent à l'âge médian de la distribution (2σ) étalonnée des dates ^{14}C arrondies à la décennie près.

Des chronologies récentes (< 150 ans) ont été obtenues pour la portion supérieure des dépôts à l'aide de l'analyse radiogénique par spectrométrie alpha du ^{210}Pb à l'University of Exeter (Royaume-Uni) [Sanderson, 2016]. Quinze niveaux ont été datés pour la carotte BC-Le-1 entre les profondeurs 0 et 29 cm, et cinq niveaux pour la carotte HSP-Pl-1 entre les profondeurs 0 et 9 cm. L'âge de chaque niveau a été calculé en utilisant le modèle du taux d'approvisionnement constant (*constant rate of supply*) [Appleby, 2001]. L'erreur sur la mesure (1σ) a été calculé à partir des statistiques de dénombrement.

Les modèles âge-profondeur ont été produits en combinant les dates au ^{210}Pb et au ^{14}C en utilisant le logiciel de statistique bayésienne Bacon (v2.2) [Blaauw et Christen, 2011]. Le modèle âge-profondeur de la carotte Observation (île d'Anticosti) a été refait avec le logiciel Bacon en utilisant les neuf dates au ^{14}C avec l'assignation de l'année de la campagne de terrain (1998 AD ; -48 BP) au sommet de la carotte (0 cm) [Lavoie et Fillion, 2001].

1.4 Analyse pollinique

Les méthodes conventionnelles de préparation pour l'extraction du pollen ont été utilisées (KHO, HCl et acétolyse) à partir d'un volume de 2 cm³ de sédiment organique [Faegri et Iversen, 1989]. Afin de calculer la concentration pollinique (grain cm⁻³), un comprimé contenant un nombre connu de spores de *Lycopodium clavatum* a été ajouté à chaque échantillon avant le traitement chimique [Stockmarr, 1971]. L'intervalle d'échantillonnage pour la carotte BC-Le-1 fut de 4 cm. Pour HSP-Pl-1, il fut de 4 cm pour le premier mètre et de 8 cm pour le reste de la carotte en raison de la composition très homogène des assemblages polliniques d'un niveau à l'autre. Les grains de pollen et les spores ont été identifiés à l'aide des atlas de Richard [1970], McAndrews et al. [1973], Bassett et al. [1978], Moore et al. [1991], Reille [1992] et de la collection de référence du laboratoire de paléoécologie continentale du Geotop à l'UQAM. L'identification des palynomorphes a été faite avec un microscope Leica standard à grossissement 400×. Au moins 300 grains de pollen de taxons vasculaires terricoles ont été dénombrés pour chaque niveau, sauf le niveau 208-209 cm de la carotte BC-Le-1 pour lequel 292 grains ont été dénombrés. Les grains de pollen des familles des Ericaceae et des Cyperaceae ont été exclus de la somme pollinique puisqu'ils risquaient de provenir surtout d'apports locaux en provenance de la tourbière et de masquer en partie la représentation des taxons polliniques non tourbicoles. Les données polliniques sont présentées sous la forme de diagrammes de pourcentages créés en utilisant le logiciel C2 (version 1.6.5) [Juggins, 2010]. La zonation des diagrammes a été produite conjointement par une analyse de groupement contrainte stratigraphiquement via le module Rioja pour la plateforme R (qui utilise CONISS ; Grimm, 1987) et une analyse visuelle. Pour la carotte BC-Le-1, le diamètre des grains du pollen de *Betula* a été obtenu au micromètre en calculant la distance moyenne séparant l'extrémité d'un pore et la face extérieure de la paroi opposée (> 30 grains/niveau). Ces mesures ont été faites afin de tenter de distinguer l'abondance relative du bouleau à papier et du bouleau jaune [Richard, 1970; Ives, 1977]. Ces mesures n'ont pas été faites pour la tourbière d'Havre-Saint-Pierre puisqu'il était très peu probable que le bouleau jaune ait été présent autrefois dans la région.

1.5 Reconstitutions paléoclimatiques

Les reconstitutions quantitatives de la température moyenne de juillet et des précipitations annuelles moyennes pour les trois sites ont été produites grâce à la technique des analogues modernes [Overpeck et al., 1985; Williams et Shuman, 2008] en utilisant une version bonifiée (v.1.72) de la base de données polliniques modernes de l'Amérique du Nord et du Groenland [Whitmore et al., 2005]. Les taxons polliniques ($n = 77$) ont été groupés au niveau taxonomique du genre ou de la famille et les spores ont été exclus [Fréchette et al., 2008; Fréchette et de Vernal, 2013; Lavoie et al., 2013]. Les Ericaceae et les Cyperaceae ont été conservés dans la base de données modernes, mais ces familles ont été exclues des assemblages polliniques fossiles pour les reconstitutions climatiques. La somme pollinique a donc été calculée sur 75 taxons et la valeur 0 a été attribuée à ces deux familles. Étant fortement liés aux conditions locales et présentant régulièrement de forts pourcentages, ces taxons auraient pu engendrer des reconstitutions climatiques erronées. Les résultats ont été comparés avec ceux issus d'une base de données modernes de 75 taxons (en excluant les Ericaceae et la Cyperaceae) et les résultats étaient similaires (voir les figures en annexe). Les températures de juillet et les précipitations annuelles moyennes modernes proviennent de la moyenne des données de la série 1961-1990 [New et al., 2002] qui ont été interpolées à tous les sites de la base de données polliniques modernes via une interpolation bilinéaire en fonction du gradient thermique adiabatique. L'article de Whitmore et al. [2005] présente l'ensemble des informations au sujet des méthodes utilisées pour l'estimation des variables climatiques modernes.

La distance de corde au carré (avec 35 comme seuil) a été retenue comme coefficient de dissimilarité pour mesurer la distance statistique entre les assemblages polliniques modernes et fossiles [Birks, 1977; Prentice, 1980; Overpeck et al., 1985; Gavin et al., 2003]. Les reconstitutions des températures moyennes de juillet ont été calculées à partir de la moyenne pondérée des cinq meilleurs analogues ayant une distance inférieure au seuil désigné. Une validation du modèle a été effectuée en retirant aléatoirement des sites de la base de données ($1/6$, $n = 806$) et en les utilisant pour reconstruire la température moyenne de juillet et les précipitations annuelles moyennes. La précision de l'approche (l'erreur-type ou RMSEP) a été estimée à $\pm 1.5^\circ\text{C}$ ($r^2_p = 0.93$) et ± 196 mm ($r^2_p = 0.83$) pour les précipitations.

CHAPITRE II

HOLOCENE VEGETATION AND CLIMATE RECONSTRUCTIONS ALONG THE NORTH SHORE OF THE ST. LAWRENCE ESTUARY AND GULF, QUÉBEC, EASTERN CANADA

Arabelle Sauvé^{1,2}, Michelle, Garneau^{1,2}, Martin Lavoie³, Bianca Fréchette²

¹Département de géographie, Université du Québec à Montréal

²Geotop, UQAM, 201 Avenue Président-Kennedy, Montréal

³Département de géographie ; Centre d'études nordiques, Université Laval

Ce chapitre constitue un article scientifique qui a été soumis au journal Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Je, Arabelle Sauvé, suis l'auteure principale du texte et j'ai conçu l'ensemble des figures. Deux des co-auteurs (Michelle Garneau et Martin Lavoie) sont respectivement ma directrice et mon co-directeur de recherche. Ils ont participé à la révision des textes et des figures.

2.1 Abstract

Postglacial regional vegetation, mean July temperature and mean annual precipitation were reconstructed along the North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf and on Anticosti Island using the pollen-based modern analogue technique. These reconstructions provide the first regional palaeoecological data for the Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions and enhance our understanding on the palaeoclimatology of Eastern Canada. Following ice sheet retreat and withdrawal of the Goldthwait Sea, both the Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions were covered by a forest soon after the land emergence and peat inception. Due to more northern conditions in Havre-Saint-Pierre, pollen assemblages have recorded a short afforestation phase followed by a black spruce-balsam fir forest cover from *ca* 6600 cal yr BP to the present-day. The occurrence of more thermophilous taxa such as white pine and yellow birch was recorded in Baie-Comeau region around 5500 cal yr BP. Results suggest that regional vegetation from Baie-Comeau was more similar to Anticosti Island than Havre-Saint-Pierre probably

due to the Labrador current cooling influence. The mean July temperature reconstructions suggest that climatic conditions have been initially warmer than the present-day during the mid-Holocene thermal optimum with reconstructed temperatures being at their highest between *ca* 7000 and *ca* 5000 cal BP. While a closed boreal forest colonized Havre-Saint-Pierre since *ca* 6600 cal yr BP, the shift from a mixed to coniferous regional forest was recorded at *ca* 4000 cal yr BP on Anticosti Island and *ca* 1500 cal yr BP in Baie-Comeau. This delay may be due to the southern location of Baie-Comeau and its lesser exposition to harsher oceanic conditions. Evidence of the Little Ice Age was recorded at Havre-Saint-Pierre (*ca* 500-150 cal yr BP) with the lowest temperatures reconstructed throughout the Holocene (-1°C vs. the present-day).

Keywords : Holocene, North Shore of Québec, regional vegetation reconstruction, palaeoclimatology, pollen analysis, boreal forest

2.2 Introduction

The North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf in eastern Canada expands over 1000 kilometers. From Baie-Comeau (St. Lawrence Estuary) to Blanc-Sablon (Gulf of St. Lawrence) near the Québec-Labrador border (Figure 2.1), an eastward gradient in regional vegetation cover is observed, both in terms of composition and structure. Forests cover range from a balsam fir (*Abies balsamea*) - paper birch (*Betula papyrifera*) - black spruce (*Picea mariana*) closed boreal forest (Baie-Comeau) to a closed spruce-moss forest (Sept-Îles) and a fragmented spruce-moss forest in the wind-exposed uplands from Havre-Saint-Pierre to the east [Payette et Rochefort, 2001]. Further east, the forest tundra characterizes the coastal fringe where subarctic conditions prevail under the influence of the cold Labrador current. Moreover, features indicative of permafrost (palsas) were described in the Blanc-Sablon region [Dionne, 1984; Dionne et Richard, 2006] (Figure 2.1). In ombrotrophic peatlands, peat thickness and Holocene carbon accumulation, vegetation successions and hydroclimatic changes have recently been documented by Magnan et al. [2014] and Magnan and Garneau [2014a; b], showing the influence of increased oceanic and subarctic conditions on ecosystems towards the Gulf of St. Lawrence.

Little is known about the postglacial vegetation and climate history of the St. Lawrence North Shore. Low temporal resolution pollen diagrams from Sept-Îles [Mott, 1976; King,

1986], southeastern Labrador [Engstrom et Hansen, 1985] and Blanc-Sablon [Lamb, 1980] have shown that afforestation seemed to have occurred between *ca* 9000 and 7000 cal yr BP. Forests were first dominated by balsam fir and white spruce (*Picea glauca*). Black spruce became dominant just before *ca* 7000 cal yr BP in southeastern Labrador and *ca* 6700 cal yr BP in Sept-Îles region leading to the formation of a closed boreal forest. Since that time, pollen data suggest a relative stability in the regional forest cover. In Blanc-Sablon, Lamb [1980] has shown that the coastal fringe had never been densely forested and that a transition from an initial shrub tundra to a forest tundra occurred around *ca* 6000 cal yr BP. The vegetation history on the North Shore and southeastern Labrador differs from that on Anticosti Island in the northern section of the Gulf (Figure 2.1) where an increase in balsam fir and spruce pollen abundance around 4000 cal yr BP suggests the development of the closed fir-spruce forests as they exist today on the island [Lavoie et Filion, 2001].

Recent palaeoecological and palaeohydrological reconstructions of ombrotrophic peatlands have shown that climatic conditions have not been as steady as suggested by the pollen-based regional vegetation history for the past 6000 years. On the basis of radiocarbon-dated jack pine (*Pinus banksinana*) macrocharcoal found in podzolic soils underneath peat in the Havre-Saint-Pierre region, Payette et al. [2013] concluded that the cessation of fires and retreat of jack pine around 5500 cal yr BP were linked to a shift from dry to wetter conditions in maritime Québec. Important changes in peat accumulation rates and bog surface wetness have also been identified from the onset of the Neoglacial period around 3500 cal yr BP [Magnan and Garneau, 2014a; b]. Marine cores from the Estuary and the Gulf of St. Lawrence have also recorded variations in sea-surface and bottom water properties. De Vernal *et al.* [1993] reconstructed higher sea-surface temperatures from *ca* 9000 cal BP (cores 89-007-016; -021; -036; Figure 2.1), whereas, Thibodeau et al. [2013] reconstructed warmer bottom water conditions at *ca* 6000-4000 cal BP (coring station CR06-TCE; Figure 2.1). Cooler bottom water conditions from *ca* 4500 cal yr BP correspond to large-scale climate trends in North Atlantic [Marcott et al., 2013] and a gradual decrease of the strength of the North Atlantic Current relative to the Labrador Current [Lemay-Tougas, 2014].

In this context, the main objective of the current study was to document the influence of Holocene climate changes over the regional forest dynamics along the North Shore of the Estuary and the Gulf of St. Lawrence (Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions), and compare the results with those obtained from Anticosti Island [Lavoie et Filion, 2001]. More specifically, the study aimed to 1) reconstruct the Holocene vegetation history of the Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions located in two different ecoregions, 2) examine if the opening of the forest cover following the current eastward gradient was expressed in the pollen assemblages and 3) reconstruct mean July temperatures and mean annual precipitation both for the North Shore and Anticosti Island regions. To reach these objectives, pollen analysis has been conducted from two cores retrieved from ombrotrophic peatlands. Pollen data from Anticosti Island [Lavoie et Filion, 2001] have also been used for the palaeoclimatic reconstruction.

2.3 Study Area and Sites

Along the North Shore of the Estuary and the Gulf of St. Lawrence, most of the peatlands developed over deltas that were constructed at the contact with the Goldthwait Sea after *ca* 9000 cal yr BP [Bernatchez, 2004]. In the Baie-Comeau region (Figure 2.1), peatlands are predominantly ombrotrophic and non-forested [Payette et Rochefort, 2001], and show a slightly convex surface [Garneau et al., 2014]. They are dominated by *Sphagnum* spp., ericaceous shrubs (*Chamaedaphne calyculata*, *Rhododendron groenlandicum*, *Kalmia angustifolia*), and dwarf black spruce (*Picea mariana*). The Lebel peatland ($\sim 20 \text{ km}^2$) (49°06'32.4" N, 68°14'22.8" W; 17 m asl) developed on the Manicouagan river delta. In the Havre-Saint-Pierre region, peatlands are dominated by plateau bogs largely treeless, and covered by lichen carpets (*Cladonia stellaris*, *C. mitis* and *C. stygia*) and ericaceous shrubs (*R. groenlandicum*, *K. angustifolia* and *Empetrum nigrum*) with patches of *Sphagnum* mosses [Magnan et al., 2014]. The Plaine peatland ($\sim 140 \text{ km}^2$) (50°16'27.1" N, 63°32'29.2" W; 31 m asl) developed over the La Romaine river delta. Anticosti Island vegetation is characterized by a coniferous cover where balsam fir, white spruce, black spruce and paper birch are the dominating taxa [Lavoie et Filion, 2001]. The Observation peatland ($\sim 0.7 \text{ km}^2$) (49°36' N, 62°49' W; 170 m asl) is an

ombrotrophic and non-forested peatland dominated by a *Sphagnum* spp. and ericaceous shrubs cover (*C. calyculata*, *Andromeda polifolia* var. *latifolia*, *R. groenlandicum*, *K. angustifolia*), with dwarf black spruce on hummocks. Along the North Shore the regional climate varies between the two regions in regard to the growing season length (GDD > 0°C) that decreases eastward from ~ 1925 GDD in Baie-Comeau to ~ 1779 GDD in Havre-Saint-Pierre [Hutchinson et al., 2009]. Mean annual temperature is ~ 2°C in Baie-Comeau, ~ 1°C in Havre-Saint-Pierre and ~ 2°C on Anticosti Island while mean July temperature is ~ 16°C at Baie-Comeau, ~ 14°C at Havre-Saint-Pierre (1961-1990) [Environnement Canada, 2014] and ~ 15°C at Port-Menier in the western sector of Anticosti Island (1950-1981) [Environnement Canada, 2011]. Mean annual precipitation is approximately 1060 mm (\pm 70 mm) in the three studied regions, but total precipitation for the three coldest months (December, January, February) is higher at Baie-Comeau and on Anticosti Island (~ 280 mm) than at Havre-Saint-Pierre (~ 200 mm) [Gérardin et McKenney, 2001].

2.4 Methods

2.4.1 Fieldwork

In June 2011, peat cores were retrieved from the deepest section of Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre peatlands. The upper meter was sampled using a *BOX* corer (105 × 8 × 8 cm) [Jeglum et al., 1991]. A 7.5 cm diameter Russian corer [Jowsey, 1966] was used for subsequent meters. Sediments were wrapped in plastic film and aluminium foil and put into plastic gutters or PVC pipes. Cores were labeled BC-Le-1 (Lebel peatland; Baie-Comeau) and HSP-PI-1 (Plaine peatland; Havre-Saint-Pierre). They were stored at 4°C in the laboratory until their analysis.

2.4.2 Chronology

For each core, ten samples were submitted for AMS ¹⁴C dating at Keck Carbon Cycle AMS Facility (University of California, Irvine, USA) and at NERC Radiocarbon Facility

(Scotland, UK) (Table 2.1). Dated material mainly consisted of *Sphagnum* remains. Radiocarbon dates, including dates cited from the literature, were calibrated using the IntCal13 curve [Reimer et al., 2013] and clam software (v2.2) [Blaauw, 2010]. Calibrated dates were rounded to the nearest decade using 2σ cal age range. Lead-210 activity was determined for a total of 20 levels (15 for BC-Le-1 between 0 and 29 cm; 5 for HSP-PI-1 between 0 and 9 cm) using alpha spectrometry at the University of Exeter, UK [Sanderson, 2016]. Age of the peat layers was calculated using the constant rate of supply (CRS) model [Appleby, 2001]. The measurement uncertainties, corresponding to one sigma, were calculated from counting statistics. Age-depth models were produced combining ^{210}Pb and ^{14}C dates using Bacon software (v2.2), a piece-wise linear Bayesian model [Blaauw et Christen, 2011]. The age-depth model for Observation core (Anticosti Island), based on nine ^{14}C dates from bulk peat samples [Lavoie et Filion, 2001], was also recalculated using Bacon. The year of sampling (1998 AD : -48 BP) was assigned to the top of the core (0 cm).

2.4.3 Pollen Analysis

Prior to pollen analyses, a stratigraphic description of each core has been done following Troëls-Smith [1955]. Cores were cut into contiguous 1-cm thick slices and conventional methods [Faegri et Iversen, 1989], including KOH, HCl and acetolysis ($(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$ 97% and H_2SO_4 98,08% stir and heat for 2 minutes) were employed to extract pollen and spores from 2 cm³ peat subsamples. One tablet of *Lycopodium clavatum* spores was added to each subsample prior to chemical treatments in order to calculate pollen concentrations (grains cm⁻³) [Stockmarr, 1971]. Pollen analysis was conducted at 4-cm interval for BC-Le-1 core (Baie-Comeau). Analyses on HSP-PI-1 core (Havre-Saint-Pierre) were conducted at 4-cm interval (0-104 cm) and 8-cm interval (104-364 cm) because of the low variation in pollen assemblages. Pollen and spores were identified following Richard [1970], McAndrews et al. [1973], Bassett et al. [1978], Moore et al. [1991], Reille [1992] and the modern pollen collection of the Continental Palaeoecology Laboratory (Geotop, UQAM). A standard Leica microscope with 400× magnification

was used for pollen grain and spore identifications. At least 300 pollen grains of terrestrial vascular plants were counted for every pollen spectrum (pollen sum). Ericaceae and Cyperaceae were excluded from the pollen sum because they mainly reflect local pollen inputs from the peatland. Pollen data were expressed as percentage and pollen diagrams were created using the C2 software (1.6.5 version) [Juggins, 2010]. Only terrestrial vascular pollen taxa reaching a representation of 1% in at least one sample were illustrated in the pollen diagrams with the exceptions of *Ambrosia* type and Poaceae. Pollen assemblage zones were mainly defined with visual analysis guided by the Rioja package for R (using CONISS; Grimm, 1987) a stratigraphically constrained cluster analysis. For the Baie-Comeau record, the pollen size of birch (*Betula*) pollen grains was determined (> 30 grains/level) to the nearest micrometer as from the diameter of the pore tip to the outer surface of the opposite wall in order to distinguish yellow birch (*Betula alleghaniensis*) from paper birch [Richard, 1970; Ives, 1977]. Because there is little likelihood that stands of yellow birch grew in the Havre-Saint-Pierre region over the Holocene, birch pollen diameters were not measured for HSP-PI-1 core.

2.4.4 Palaeoclimatic Reconstructions

Quantitative reconstructions of mean July temperature (°C) and mean annual precipitation (mm) for the Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island regions have been obtained through the modern analogue technique (MAT) [Overpeck et al., 1985; Williams et Shuman, 2008] using an updated version (v.1.72) of the modern pollen database for North America and Greenland [Whitmore et al., 2005]. The modern database includes 4833 sites distributed among 10 biomes [Fedorova et al., 1994]. Pollen taxa were grouped at genus or family level ($n = 77$) and spore taxa were excluded [Fréchette et de Vernal, 2013; Lavoie et al., 2013]. Ericaceae and Cyperaceae were kept in the database but they were excluded from the fossil pollen assemblages. The pollen sums of fossil data were calculated on a 75 pollen taxa base and the value 0 was attributed to Ericaceae and Cyperaceae. These taxa are strongly associated with the local peatlands and their high percentages in the fossil pollen assemblages may have triggered erroneous

climatic reconstruction. Reconstructions based on a 75 taxa modern database (excluding Ericaceae and Cyperaceae) were conducted and the results were similar to what we obtained with the 77 taxa modern database (figures available in supplement material). The modern mean July temperature and mean annual precipitation were calculated from the Climate Research Unit (CRU) gridded climatology using 1961-1990 data [New et al., 2002] that have been interpolated to the 4833 sites with lapse-rate collected bilinear interpolation. For details upon the method used, see Whitmore et al. [2005]. Laboratory for Palaeoclimatology and Climatology (University of Ottawa) gives access to all modern data files and metadata (<http://www.lpc.uottawa.ca/data/index.html>).

The squared chord distance (SCD) dissimilarity metric (with 35 as threshold) has been used to measure similarity between modern and fossil pollen assemblages [Birks, 1977; Prentice, 1980; Overpeck et al., 1985; Gavin et al., 2003]. Reconstructed values have been calculated from the weighted average of the five best modern analogues with a distance less than the designated threshold. Mean July temperature and mean annual precipitation reconstructions were performed with the *bioindic* package for R (<https://www.eccorev.fr/spip.php?article389>; <https://cran.r-project.org/>). To assess the error of prediction, validation tests were performed by removing random sites (1/6, $n = 806$) from the database and using them to reconstruct mean July temperature and mean annual precipitation. The accuracy of the approach (root mean square error of prediction; RMSEP) is estimated to $\pm 1.5^\circ\text{C}$ ($r^2_{\text{p}} = 0.93$) for mean July temperature and ± 196 mm ($r^2_{\text{p}} = 0.82$) for mean annual precipitation. More details on the MAT approach used here are given in Fr chet te et al. [2008].

2.5 Results

2.5.1 Stratigraphy and Chronology

Baie-Comeau. The core retrieved at Lebel peatland (BC-Le-1) is 505 cm thick and dominated by *Sphagnum* peat with sparse ligneous fragments, except for the 20 cm at the bottom (505-485 cm) composed of herbaceous remnants (Figure 2.2). A radiocarbon date of 5180 cal yr BP was obtained at the bottom of the core (504 cm) (Table 2.1) while

Depth (cm)	^{14}C Age (yr BP)	2σ range (cal yr BP)	Calibrated Age (cal yr BP)	Material dated	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Laboratory number
Baie-Comeau record (BC-Le-1 core)						
59.5-60	133 ± 37	7-280	140	S.	-26.7	SUERC50051
79.5-80	394 ± 37	319-512	420	S.	-27.9	SUERC50052
99.5-100	869 ± 37	695-906	800	S.	-27.3	SUERC46921
128-129	1051 ± 37	921-1055	990	S.	-25.7	SUERC50053
140-141	1560 ± 20	1402-1520	1460	S.s.	-29.0	UCIAMS123621
200-201	1830 ± 20	1714-1819	1770	S.s.; E.l.	-25.7	UCIAMS129507
276-277	3120 ± 15	3272-3383	3330	S.s.	-27.3	UCIAMS129508
348-349	4370 ± 20	4864-5028	4950	S.s.	-29.0	UCIAMS129509
428-429	4705 ± 20	5325-5576	5450	S.s.	-28.6	UCIAMS135386
504-505	4540 ± 25	5054-5313	5180	S.; C.s.	-26.5	UCIAMS112405
Havre-Saint-Pierre record (HSP-Pl-1)						
24.5-25	113 ± 37	11-271	140	S.	-28.0	SUERC50055
34.5-35	357 ± 37	316-498	410	S.	-25.4	SUERC50056
44.5-45	1006 ± 37	796-1045	920	S.	-26.0	SUERC50059
55.5-56	1171 ± 37	979-1178	1080	S.	-26.5	SUERC50060
69.5-70	1993 ± 37	1868-2040	1950	S.	-27.0	SUERC46925
128-129	2930 ± 20	2999-3202	3100	S.	-27.2	UCIAMS129503
148-149	3415 ± 20	3591-3716	3650	S.s.	n.a.	UCIAMS137012
220-221	4360 ± 20	4861-4971	4920	S.s.; E.l.	-28.1	UCIAMS129504
320-321	5755 ± 20	6494-6633	6560	S.s.	-27.8	UCIAMS129505
362-364	6190 ± 20	7008-7165	7090	S.s.; C.s.; E.l.; C.r.	-26.6	UCIAMS129506

S., *Sphagnum* spp. remains (stems, branches and leaves); S.s., *Sphagnum* spp. stems; E.l., Ericaceae leaves; C.s., Cyperaceae seeds; C.r., coniferous remain (needles and cone scale fragments); n.a., not available.

Tableau 2.1: ^{14}C AMS Dating

an older age of 5450 cal yr BP was obtained at 428 cm. The age-depth model allows an age ranging from 6405 to 5530 cal yr BP (median of 6070 cal yr BP) for the onset of peat accumulation. This modelled age is in agreement with a basal date of 5820 cal yr BP obtained from another core in the same site by Magnan et al. [2014]. For this reason, the radiocarbon date of 5180 cal yr BP was considered too young and rejected. Peat accumulation rates (PAR) were not constant throughout the core. Assuming a basal age of 6070 cal yr BP (504 cm), PAR were very high (0.14 cm yr^{-1}) until 4900 cal yr BP (350 cm), as well as during a short period between 1800 and 1300 cal yr BP (200-140 cm; 0.15 cm yr^{-1}). Lower PAR were recorded between 4900 and 1800 cal yr BP (350-200 cm; 0.05 cm yr^{-1}) and 1300 and 250 cal yr BP (136-60 cm; 0.08 cm yr^{-1}).

Havre-Saint-Pierre. The core retrieved at Plaine peatland (HSP-Pl-1) is 364 cm thick. Organic sediments are mainly composed of *Sphagnum* peat with several 5-10 cm thick recurrent ligneous layers throughout the sequence. The bottom of the core (364-350 cm) consists of herbaceous peat followed by 40 cm of a mixed herbaceous-ligneous peat (350-310 cm) (Figure 2.4). A date of 7090 cal yr BP was obtained at the bottom of the core (Table 2.1). PAR have been steady through time, ranging from 0.01 to 0.08 cm yr^{-1} , with the exception of a short period of about 85 years between 170 and 85 cal yr BP (20-12 cm) where rates were slightly higher (mean of 0.12 cm yr^{-1}) and peat less decomposed.

2.5.2 Pollen Record and Vegetation History

Baie-Comeau. The pollen percentage diagram for Baie-Comeau (Figure 2.2) was subdivided into two pollen assemblage zones (BC-1 and BC-2). In total, 126 levels were analysed.

Zone BC-1 covers the major part of peat accumulation (504 to 140 cm; ca 6070-1400 cal yr BP). Pollen assemblages are mainly dominated by *Betula* (38%), *Picea* (27%), *Pinus strobus* (11%) and *Abies balsamea* (6%). This zone has been subdivided into three subzones. Subzone BC-1a (505-480 cm; ca 6070 to ca 5870 cal yr BP), which is characterized by the highest pollen concentrations (mean = $138,600 \text{ grains cm}^{-3}$), is

associated with early minerotrophic conditions on the site (herbaceous peat ; Figure 2.2). *Betula* (41%) and *Picea* (22%) are the dominant taxa. *Abies balsamea* shows its lowest relative abundance for the entire record (3%), although it was probably present regionally in low numbers considering that fir is under-represented with respect to its pollen percentages [Richard, 1993]. Subzone BC-1b (480-348 cm ; ca 5870 to ca 4870 cal yr BP) is characterized by higher pollen percentages of white pine (*Pinus strobus* ; 17%) along with birch (36%), spruce (24%) and balsam fir (5%). Birch pollen grain sizes (Figure 2.3) show that 44% of the measured grains between 464 and 384 cm (ca 5740 to ca 5160 cal yr BP) were larger than 33 μm , suggesting the regional presence of *Betula alleghaniensis* along with *B. papyrifera*. Pollen concentrations are lower than in the underlying zone (mean = 33,900 grains cm^{-3}). Subzone BC-1c (348-140 cm ; ca 4870 to ca 1400 cal yr BP) is characterized by a decline in the white pine representation (7%). Spruce (29%), birch (39%) and balsam fir (7%) are the dominant taxa. Between 228 and 164 cm (ca 2320 to ca 1570 cal yr BP), there is an increase in the abundance of small birch pollen grains (< 25 μm); this could be explained by the local presence of shrub birch on the peatland (*Betula michauxii* or *B. pumila*, two species that are growing nowadays on the site). Overall, Zone BC-1 reflects the regional presence of a closed mixed boreal forest dominated by spruce (probably black spruce), birch and balsam fir.

Zone BC-2 (140-0 cm ; ca 1400 cal yr BP to the present-day) is characterized by the highest percentages of balsam fir (10%) and spruce (41%), whereas birch (31%) has diminished compared to the underlying zone. The increase in the abundance of ruderal species (*Ambrosia*, Poaceae) in the upper 40 cm (ca 110 cal yr BP) corresponds to the beginning of anthropogenic activities in the region. Birch pollen grain sizes suggest that paper birch was the dominant birch species, although several large pollen grains attributed to yellow birch (42% larger than 33 μm) were also recorded between 96 cm and the surface. Very low pollen concentrations from 72 cm to the surface (7300 grains cm^{-3}) can be explained by the possible higher rates of accumulation as shown by Charman et al. [2013] during the Medieval Climate Anomaly combined with the lower compaction and decomposition of the upper layers [Belyea et Warner, 1996]. Globally, Zone BC-2

corresponds to the present-day mixed closed boreal forest assemblages dominated by balsam fir with spruce (probably black spruce) and paper birch [King, 1993].

Havre-Saint-Pierre. The pollen percentage diagram for Havre-Saint-Pierre (Figure 2.4) was subdivided into two pollen assemblage zones (HSP-1 and HSP-2). In total, 59 levels were analysed.

Pollen assemblages of Zone HSP-1 (364-324 cm; *ca* 7090 to *ca* 6600 cal yr BP) are characterized by balsam fir (8%), spruce (22%) and birch (38%; likely *B. papyrifera*). Percentages of balsam fir are high at the bottom of the diagram (15%), but diminish gradually throughout the zone (3% at 324 cm). Green alder (*Alnus cf. crispa*) shows its highest relative abundance (6%) of the entire profile along with the highest relative abundance of other shrubs (4%) and herbs (4%). High pollen concentrations at the bottom of the core (96,000 grains cm^{-3}) correspond to the accumulation of herbaceous peat (minerogenic conditions). Pollen assemblages of Zone HSP-1 suggest a regional opened balsam fir-birch dominated mixed boreal forest [King, 1993].

Zone HSP-2 (324-0 cm; *ca* 6600 cal yr BP to the present-day) covers most of the regional vegetation history. The zone is characterized by relatively steady pollen assemblages. They are mainly dominated by *Picea* (52%), *Abies balsamea* (8%) and *Betula* (23%). Subzones HSP-2a (324-196 cm; *ca* 6600-4500 cal yr BP) and HSP-2b (196-0 cm; *ca* 4500 cal yr BP to the present-day) are differentiated by their pollen concentrations. Mean values drop from 43,000 grains cm^{-3} (HSP-2a) to 19,000 grains cm^{-3} (HSP-2b). Pollen grains of white pine are likely to reflect long-distance transport. The pollen representation of *Pinus banksiana* is low (2%) but constant until *ca* 3000 cal yr BP when it dropped (1%). Pollen assemblages of Zone HSP-2 are typical of the black spruce - balsam fir closed boreal forest in eastern Canada [King, 1993].

2.5.3 Palaeoclimatic Reconstructions

Close analogues were found in the modern database for each fossil pollen assemblages of all sites with a SCD lower than 35. The mean SCD was 5 for the Baie-Comeau record (SCD values ranging from 3 to 9), 6 for the Havre-Saint-Pierre record (SCD values ranging from 2 to 17) and 7 for the Anticosti Island record (SCD values ranging from 2 to 19).

Baie-Comeau region. The reconstruction of mean July temperature (Figure 2.5) shows subtle changes since the mid-Holocene (*ca* 6070 cal yr BP). A temperature of *ca* 17°C was reconstructed for the whole time sequence (*ca* 6070 cal yr BP to the present-day), which is *ca* 1°C warmer than today. The warmest reconstructed period occurred from *ca* 6070 to *ca* 4300 cal yr BP when average temperature was *ca* 2°C warmer than the present-day (\sim 17°C). From *ca* 4300 to *ca* 1800 cal yr BP, values were slightly cooler (mean = *ca* 16°C) while a second slightly warmer period was reconstructed from *ca* 1800 to *ca* 1400 cal yr BP (mean = *ca* 17°C). From *ca* 1400 cal yr BP, reconstructed values were similar to the present-day (mean = *ca* 16.0°C).

The reconstruction of mean annual precipitation (Figure 2.6) also shows subtle variations throughout the whole time sequence (mean = 1020 mm). From *ca* 6040 to *ca* 5160 cal yr BP, reconstructed values were similar to the present-day (mean = 1070 mm). Then, until *ca* 2500 cal yr BP, mean annual precipitation was 90 mm lower than the present-day when it remained similar to present-day values.

Havre-Saint-Pierre (HSP-Pl-1). The mean July temperature reconstruction for Havre-Saint-Pierre region shows an overall general cooling trend since *ca* 7100 cal yr BP (from about 17°C to about 13°C) (Figure 2.5). The warmest reconstructed period occurred from *ca* 7100 to *ca* 4500 cal yr BP (*ca* 2°C warmer than the present-day; mean = *ca* 16°C). It has been followed by a cooler period (*ca* 4500-3300 cal yr BP) with mean July temperature oscillating around *ca* 14°C on average. Between *ca* 3300 and *ca* 1100 cal yr BP, the reconstruction suggests slightly higher mean July temperature than the present-day (mean = *ca* 15°C). Between *ca* 500 and *ca* 140 cal yr BP, a mean

of ca 13°C (1°C lower than present-day) was reconstructed and associated to the Little Ice Age cooling.

Mean annual precipitation shows little changes throughout the record (mean = 1010 mm) (Figure 2.6). It has been generally slightly lower than the present-day (about 50 mm less) except between ca 7100 and ca 6000 cal yr BP and around 3000 cal yr BP when it was slightly more abundant (mean = 1070 mm). The driest reconstructed period occurred between ca 6000 and ca 3100 cal yr BP (70 mm lower than the present-day; mean = 990 mm).

Anticosti Island (Observation). The reconstructed mean July temperature trend on Anticosti Island shows two main periods (Figure 2.5). Clear defined variations have been reconstructed before ca 4800 cal yr BP, while subtle changes characterized the last 4800 years. From ca 8700 to ca 7100 cal yr BP, mean July temperature was on average ca 1°C warmer than the present-day. This warm period was followed by cooler conditions until ca 4800 cal yr BP (mean = ca 15°C), when data suggest the occurrence of a warmer period (ca 1°C higher than the present-day). It was followed by a slight decrease in temperatures around 2850 cal yr BP. From ca 8700 to ca 8000 cal yr BP, reconstructed mean annual precipitation raised from about 720 mm to the present-day value (Figure 2.6). Wetter conditions were reconstructed between ca 8000 and ca 4800 cal yr BP with mean annual precipitation 90 mm higher than the present-day (mean = 1150 mm). Since ca 4800 cal yr BP, reconstructed values suggest relatively stable conditions (mean = 1120 mm).

2.6 Discussion

2.6.1 Vegetation History of the North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf

According to pollen analysis, the North Shore region along the Estuary and Gulf of St. Lawrence was already forested since (Baie-Comeau) or soon (Havre-Saint-Pierre) after peat began to accumulate following the withdrawal of the Goldthwait Sea (ca 9000-8000 cal yr BP) [Bernatchez, 2003]. At Havre-Saint-Pierre, there has been a short open

forest period (afforestation) until *ca* 6600 cal yr BP, whereas in the Baie-Comeau region, pollen assemblages from the bottom of the core suggest a closed forest cover from *ca* 6000 cal yr BP onwards. The regional forest cover closed relatively rapidly and synchronously from Baie-Comeau through the east as also interpreted by Mott [1976] in Sept-Îles, Havre-Saint-Pierre (this study), southern Labrador [Engstrom et Hansen, 1985] and Anticosti Island [Lavoie et Filion, 2001] (Figure 2.7). At Petel lake (40 km north of Sept-Îles), King [1986] mentioned a longer afforestation period (until *ca* 6300 cal yr BP), but this was probably influenced by the higher elevation of the studied site (290 m asl).

The forest period for the North Shore region as well as for Anticosti Island began with a mixed boreal-hardwood forest dominated by balsam fir, spruce and birch. Between *ca* 5700 and *ca* 5200 cal yr BP, the presence of white pine and yellow birch in the pollen assemblages suggest their occurrence in the Baie-Comeau region. The biogeographic distribution of these two thermophilous taxa does not reach the region today or is at its northern limit. It confirms, along with the quantitative palaeoclimatic reconstruction, warmer climatic conditions during the mid-Holocene on the coast of the St. Lawrence estuary. As suggested by Mott [1976], white pine was also present in the Sept-Îles region at the same period although yellow birch cannot be confirmed due to the lack of birch pollen size measurements. On Anticosti Island [Lavoie et Filion, 2001], white pine was probably also present but in less abundance than on the mainland.

In Baie-Comeau, the increase in abundance of balsam fir and spruce pollen in the assemblages from *ca* 1500 cal yr BP (Zone BC-2) suggests the setting of the present-day regional forest (balsam fir-black spruce and paper birch dominated). To the east, the present-day regional forests in the Havre-Saint-Pierre region correspond to the ecotone between the black spruce closed boreal forest and the coastal forest tundra [Payette et Rochefort, 2001]. Regional vegetation cover was initially (*ca* 7100 cal yr BP) dominated by balsam fir, spruce and birch. The representativeness of *Alnus cf. crispa* until *ca* 6600 cal yr BP suggests a relatively open forest cover. Then, the pollen assemblages show a relatively stable vegetation composition dominated by black spruce and balsam

fir. Although *Pinus banksiana* was present in the pollen record, it has not been an important component of the regional vegetation. From identification and dating of jack pine charcoal fragments, Payette et al. [2013] confirmed its presence until *ca* 5500 cal yr BP on the Romaine delta, while its present-day distribution reaches the southwest of the Sept-Îles region (\sim 250 km west of Havre-Saint-Pierre) [Asselin et al., 2003]. On the basis of the modern pollen assemblages in eastern Canada, a pollen percentage of 8% is necessary to confirm the regional presence of this taxon [King, 1993]. As jack pine pollen percentages are relatively low in our data (2% on average), this suggests a probable regional sparse distribution during the mid-Holocene. A study in the James Bay region in northwestern Québec has shown that even a really low representation of jack pine in pollen assemblages (\sim 1%) could be an indication of some pine growing in the region [Lacroix et al., 2011].

Previous studies documented the afforestation period on the North Shore and southeastern Labrador around 7500 cal yr BP when an open balsam fir dominated forest with white spruce and birch characterized the end of this period (Figure 2.7) [Mott, 1976; Engstrom et Hansen, 1985; King, 1986]. This forest assemblage resembles the open forest reconstructed around 7100 in the Havre-Saint-Pierre region, suggesting a similar environment. Therefore, *Picea* pollen grains in the Havre-Saint-Pierre diagram may come from white spruce species as recorded in Sept-Îles and in southeastern Labrador [Engstrom et Hansen, 1985; King, 1986]. The shift around 6500 cal yr BP to a closed boreal forest dominated by black spruce and balsam fir with birch was also recorded both in Sept-Îles and in southeastern Labrador.

Regional vegetation reconstruction for the Baie-Comeau region suggests a different climatic context from *ca* 6000 cal yr BP which resembles more to the regional vegetation succession reconstructed from Anticosti Island [Lavoie et Filion, 2001]. Both Baie-Comeau and Anticosti Island regional vegetation went through a mixed-hardwood and boreal phase before the establishment of a boreal forest, dominated by coniferous species. Anticosti Island shifted to a boreal forest environment dominated by balsam fir with spruce around 4000 cal yr BP while a similar transition occurred around 1500 cal yr BP

in the Baie-Comeau region. This delay may be due to the southern location of the Baie-Comeau region and its lesser exposition to harsher oceanic conditions.

A fragmentation of the forest cover during the Late Holocene ?

The present-day vegetation cover in Havre-Saint-Pierre corresponds to the southeastern limit of the forest tundra ecoregion along the coast of the Gulf of St. Lawrence (Figure 2.1). The vegetation on hilltops is fragmented, which is quite unusual at this southern latitude (50°N) and low elevation (< 300 m). The pollen diagram of HSP-Pl-1 core shows an important decrease in pollen concentrations starting around 4500 cal yr BP, at the transition of subzones HSP-2a and HSP-2b. Mean values in subzone 2b are 56% lower than subzone 2a. Abrupt variations in pollen concentration could be attributed to changes in the rate of net peat accumulation. However, this decrease does not seem to be related to any taphonomic processes in the Havre-Saint-Pierre peatland as the accumulation rates have been constant through time. Two hypotheses are suggested to explain the decline in pollen concentrations : (1) fire occurrence and (2) paludification.

(1) In eastern Québec, the main natural perturbations that affect the black spruce and balsam fir boreal forest are episodic outbreaks of insect defoliators such as spruce budworm (*Choristoneura fumiferana*) and hemlock looper (*Lambdina fiscellaria*) and, windfalls [Morneau, 2014]. Forest fires are much less frequent than in the continental regions because of the maritime influence. Along the St. Lawrence estuary, Bouchard et al. [2008] have reconstructed mean fire intervals of 270 to 300 years in the balsam fir and white birch forest, while Foster [1983] suggested a 500 years fire interval for the forests dominated by black spruce in southeastern Labrador. Although less frequent, large severe fires can occur as in summer 2013 when an important fire destroyed ~70 ha of forest east of Havre-Saint-Pierre. Under cold conditions, severe fires can influence forest cover fragmentation as documented by Bussi eres et al. [1996] in the Charlevoix highlands and Payette et al. [2008] in the forest tundra of northern Québec. However, data on Holocene fire frequency are very sparse in this part of Canada. In the Mingan archipelago, offshore of Havre-Saint-Pierre (Figure 2.1), macrofossil analysis of two soils profiles indicated infrequent fire events during the past 1500 years [Simard et al., 2002]

whereas at Observation peatland [Anticosti Island; Lavoie *et al.*, 2009], evidence has been found for only three fire events for the past 4000 years. At Havre-Saint-Pierre, Payette *et al.* [2013] have shown that delta paludification from *ca* 5500 cal yr BP was followed by a decrease in fire occurrence with no evidence of charcoal in the soils after that period. They suggested that this change in the fire regime was linked to a shift towards more humid climatic conditions.

(2) The Plaine peatland in Havre-Saint-Pierre region has developed over deltaic sands from La Romaine river. Due to the structural geologic context, the delta formed a coastal fringe 5 to 30 km wide at approximately 100 m asl (Figure 2.1) mainly covered by plateau bog peatlands. As mentioned above, paludification was initiated around 5500 cal yr BP under the influence of more humid and probably colder climatic conditions as shown by the quantitative reconstructed temperatures (Figure 2.5). Peatland ecosystems expanded spatially to the detriment of the forests which influenced a decrease in the tree pollen concentrations. Hence, the decreased pollen concentrations could be the response of forest paludification rather than forest cover fragmentation of the summits several kilometers north of the coast. In any case, it is not possible at the moment to confirm one of those two hypotheses, with the available data. Supplementary information on fire occurrence and peatland basal chronologies would be required for more precise interpretations.

2.6.2 Palaeoclimatic Reconstructions

In the Baie-Comeau region mean July temperature reconstruction suggests warmer conditions than the present-day from about 6000 cal yr BP. The warmest period occurred between *ca* 6000 and *ca* 4500 cal yr BP when white pine and yellow birch pollen show their highest concentration values. At about 1500 cal yr BP, the temperature reconstruction shows a mean July temperature that is roughly equivalent to that of the present day. No evidence of a Little Ice Age (LIA) temperature decline was detected at this site, as opposed to studies by Magnan and Garneau [2014b] and Pratte *et al.* [In press], although peat accumulation rates decreased. On the other hand, mean annual precipitation reconstruction suggests a drier period between *ca* 5000 and *ca* 2500 cal yr BP

while precipitation was similar to the present-day before and after that period. Reconstructed water table fluctuations from the same peatland recorded drier conditions in Lebel peatland between *ca* 3000 and *ca* 2000 cal yr BP [Magnan et Garneau, 2014b] and these data are in agreement with our lowest reconstructed mean annual precipitation period (*ca* 3000-2500 cal yr BP). Some of the discrepancy between water table depth reconstruction and pollen-based mean annual precipitation reconstruction could reflect the non linear response of water table depth variation in peatlands in regard to climatic conditions [Swindles et al., 2012].

As in Baie-Comeau, mean July temperature reconstruction for the Havre-Saint-Pierre region shows that climate has been generally warmer than the present-day from about 7000cal year BP with the warmest period occurring between *ca* 7000 and *ca* 4500 cal yr BP which corresponded to the mid-Holocene thermal optimum [Jansen et al., 2008]. This warming has been identified in other palynological records in eastern Canada with occurrence of thermophilous tree species such as yellow birch, white pine, sugar maple (*Acer saccharum*), oak (*Quercus*), elm (*Ulmus*), and ash (*Fraxinus*) on the Gaspé peninsula [Labelle et Richard, 1984; Jetté et Richard, 1992; Marcoux et Richard, 1995] (Figure 2.1). In northern Québec, Viau et al. [2006] also recorded the mid-Holocene warming from pollen-based temperature reconstructions. Our quantitative reconstructions have not allowed the identification of the onset of the Neoglacial cooling, except for the disappearance of yellow birch and white pine in Baie-Comeau and jack pine in HSP. The Neoglacial (*ca* 2400-1500 cal yr BP) recorded in the Havre-Saint-Pierre region by Magnan and Garneau [2014b] may not have been significant enough to alter the regional forest composition and thus the pollen relative abundances. Reconstructed lower precipitation from *ca* 5900 to *ca* 5500 cal yr BP confirm the shift from fire-prone conditions to wetter conditions after *ca* 5500 cal yr BP [Payette et al., 2013]. The coldest period reconstructed for the Havre-Saint-Pierre region occurred between *ca* 500 and 150 cal yr BP and corresponds to the LIA [Mann et al., 2009]. The impacts of the LIA in the region have been documented by Magnan and Garneau [2014b], Pratte et al. [In press] and Lemay-Tougas [2014] and agree with permafrost aggradation found in peatlands along the coast further northeast [Dionne et Richard, 2006].

Mean July temperature reconstruction on the Anticosti Island region shows that climate was generally warmer at *ca* 8000 cal yr BP when afforestation was initiated. This is in agreement with reconstructed sea-surface temperatures (SST) from nearby marine cores [de Vernal et al., 1993] (Figure 2.1). Our data did not record evidences of the mid-Holocene thermal optimum for the region. The coldest reconstructed mean July temperatures were recorded during that period from about 7000-5000 cal yr BP. It remains unclear why Anticosti Island pollen data recorded such low temperatures in opposition with other reconstructions in the Gulf of St. Lawrence (marine cores) and on the nearby shore. It is maybe due to stronger oceanic exposition within the Gulf of St. Lawrence. Further palaeoclimatic reconstructions from sites along the shore are needed to deepen our understanding of oceanicity. Reconstructed mean annual precipitation concurs with the Baie-Comeau region and suggest that Anticosti Island may have been influenced by similar atmospheric circulation at that time as opposed to Havre-Saint-Pierre.

2.7 Conclusion

This study provides new data that enhance knowledge Holocene palaeoecology and palaeoclimatology along the North Shore of Québec. It introduces the first vegetation reconstruction for Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions and furthermore, provides palaeoclimatic data for eastern Québec. Following ice sheet retreat and withdrawal of the Goldthwait Sea [Bernatchez, 2004], both the Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions were covered by a forest soon after land emergence and peat inception. In Havre-Saint-Pierre, pollen assemblages have recorded a short afforestation phase followed by a black spruce-balsam fir forest cover from *ca* 6600 cal yr BP to the present-day. Low, but consistent percentages of jack pine pollen suggest its regional presence until *ca* 5500 cal yr BP as also confirmed by Payette et al. [2013]. Mid-Holocene thermal optimum was recorded in the Baie-Comeau region (*ca* 5700-5200 cal yr BP) through the occurrence of more thermophilous taxa such as white pine and yellow birch. The Baie-Comeau regional vegetation resembles more that of Anticosti Island than the Havre-Saint-Pierre region probably because of the influenced of the cold waters from the

Labrador current. Both Baie-Comeau and Anticosti regions went from a mixed-boreal to a boreal forest cover although the transition to the present-day boreal regional vegetation dominated by coniferous species was delayed in the Baie-Comeau region (*ca* 1500 vs. *ca* 4000 cal yr BP). The pollen analysis results did not allow the identification of an inception point for the forest cover fragmentation visible today in the Havre-Saint-Pierre region. A major decrease in pollen concentrations recorded around 4500 cal yr BP could not be clearly associated with colder climatic conditions, a shift in fire regimes or forest paludification.

The mean July temperature reconstructions suggest that climatic conditions have been initially warmer than the present-day from *ca* 8000 cal yr BP onwards. The mid-Holocene thermal optimum was recorded in both Baie-Comeau and Havre-Saint-Pierre regions with reconstructed temperatures being at their highest between *ca* 7000 and *ca* 5000 cal yr BP. The cooler period reconstructed for Anticosti Island between *ca* 7000 and *ca* 5000 cal yr BP remains unexplained. To our knowledge, no other known sites reconstructed cooler conditions at that period identified to be the warmest period for the past 7 ka, so further investigation will be needed. Our data did not allow the identification of the Neoglacial cooling [Wanner et al., 2008] within the pollen assemblages although the decrease in peat accumulation in Baie-Comeau can be considered as a potential response. Evidence of the Little Ice Age (*ca* 500-150 cal yr BP) was recorded at Havre-Saint-Pierre with the lowest temperatures reconstructed as suggested by Dionne and Richard [2006], Magnan and Garneau [2014b], Pratte et al. [In press] and Lemay-Tougas [2014]. More data are still needed to obtain a broader understanding of the Holocene palaeoclimatic history in eastern Québec.

2.8 Acknowledgements

We would like to thank Hans Asnong, Antoine Thibault, Gabriel Magnan and Alexandre Lamarre for their help with the field work. Special thanks to *Les Tourbeux* for their support and precious advices. Financial support was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC - RDCPJ365867-8) and Hydro-Québec Production (PI Dr. Alain Tremblay).

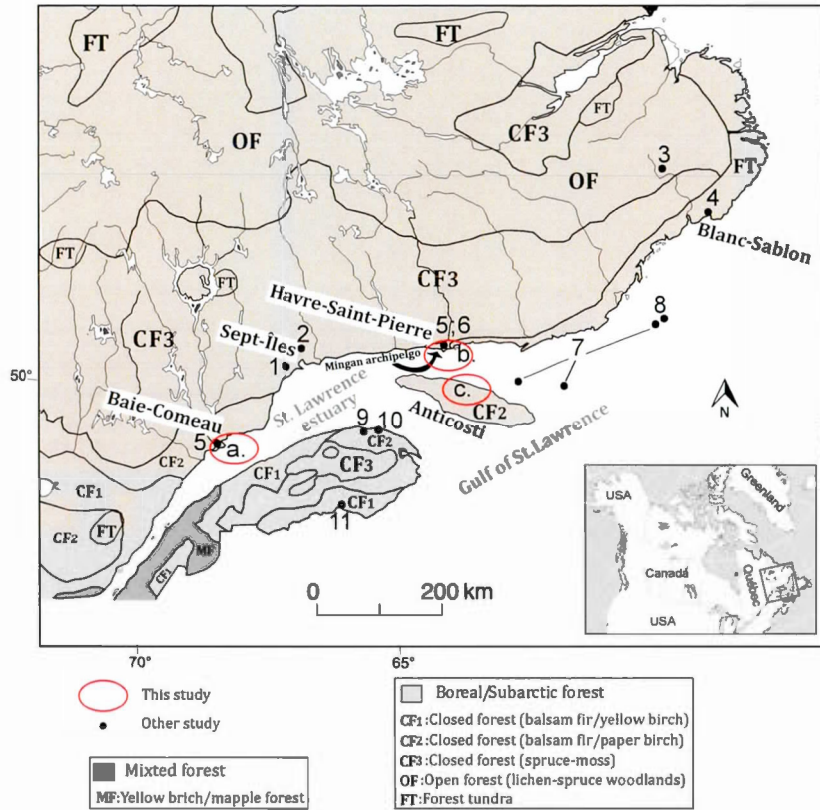


Figure 2.1: Investigated Regions within Québec Ecoregions, modified from [Payette et Rochefort, 2001; Garneau et al., 2014] a. Lebel peatland, b. Plaine peatland, c. Observation peatland [Lavoie et Filion, 2001], 1- LD lake [Mott, 1976], 2- Petel lake [King, 1986], 3- Moraine lake [Engstrom et Hansen, 1985], 4- Whitney's Gulch [Lamb, 1980], 5- Lebel and Plaine peatlands [Magnan and Garneau, 2014a; b], 6- HSP-34 [Payette et al., 2013], 7- 89-007-016, 89-007-21 and 89-007-36 cores [de Vernal et al., 1993], 8- Coring station CR06-TCE [Thibodeau et al., 2013], 9- Léonard and Turcotte lakes [Labelle et Richard, 1984], 10- J'arrive and Euloge lakes [Marcoux et Richard, 1995], 11- Harriman and Raymond lakes [Jetté et Richard, 1992].

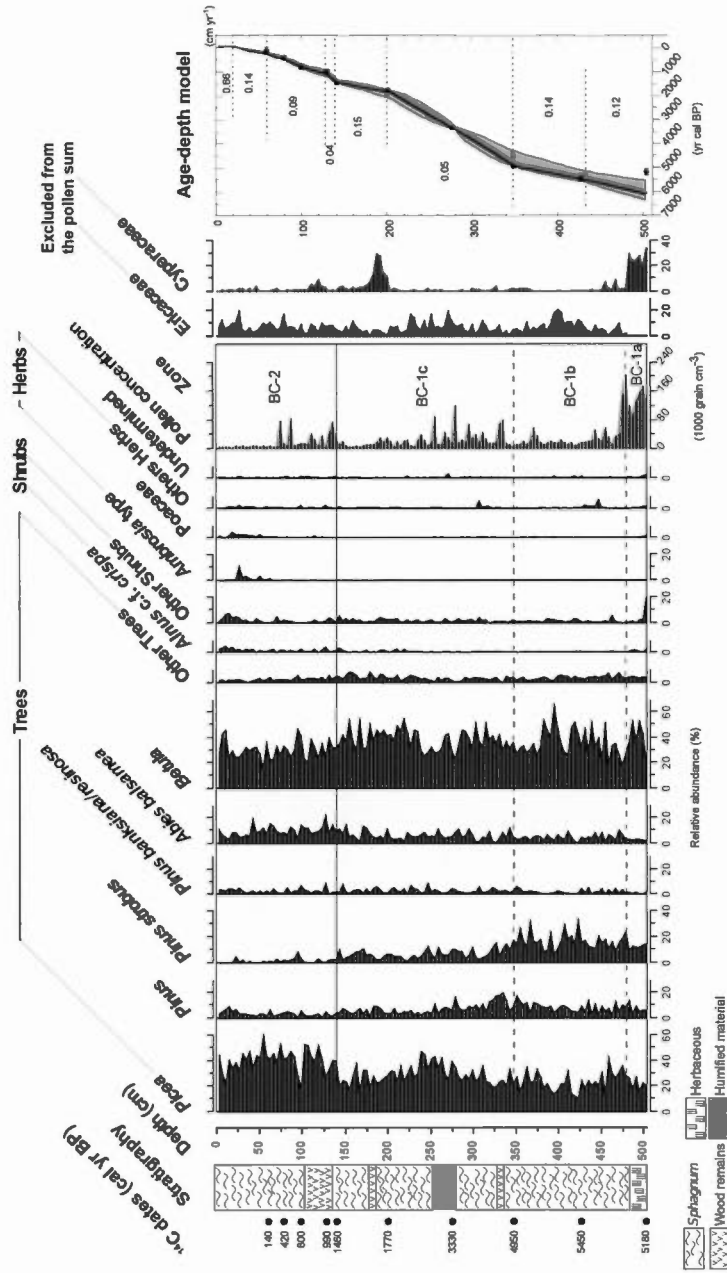


Figure 2.2: Pollen Percentage Diagram for Baie-Comeau (Lebel peatland, BC-Le-1 core). Grey shadow in the age-depth model represents the 2σ confidence interval, black line is the median age of the model. Mean peat accumulation rates are shown within the age-depth model graph.

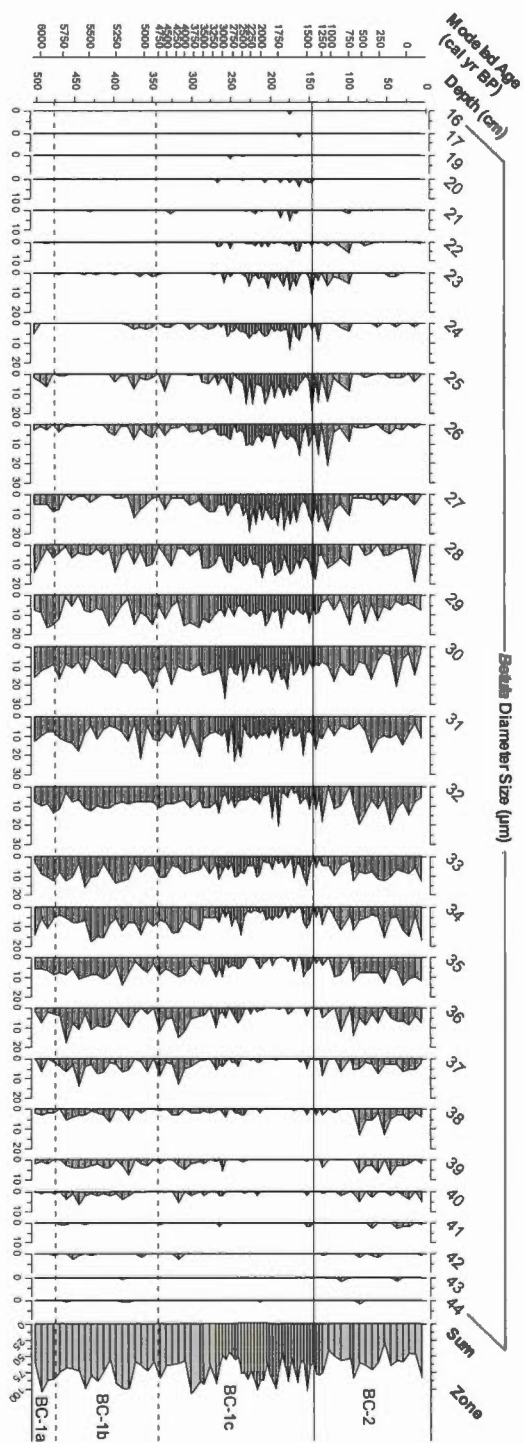


Figure 2.3: Diagram of *Betula* pollen size classes, Baie-Comeau record (Lebel peatland)

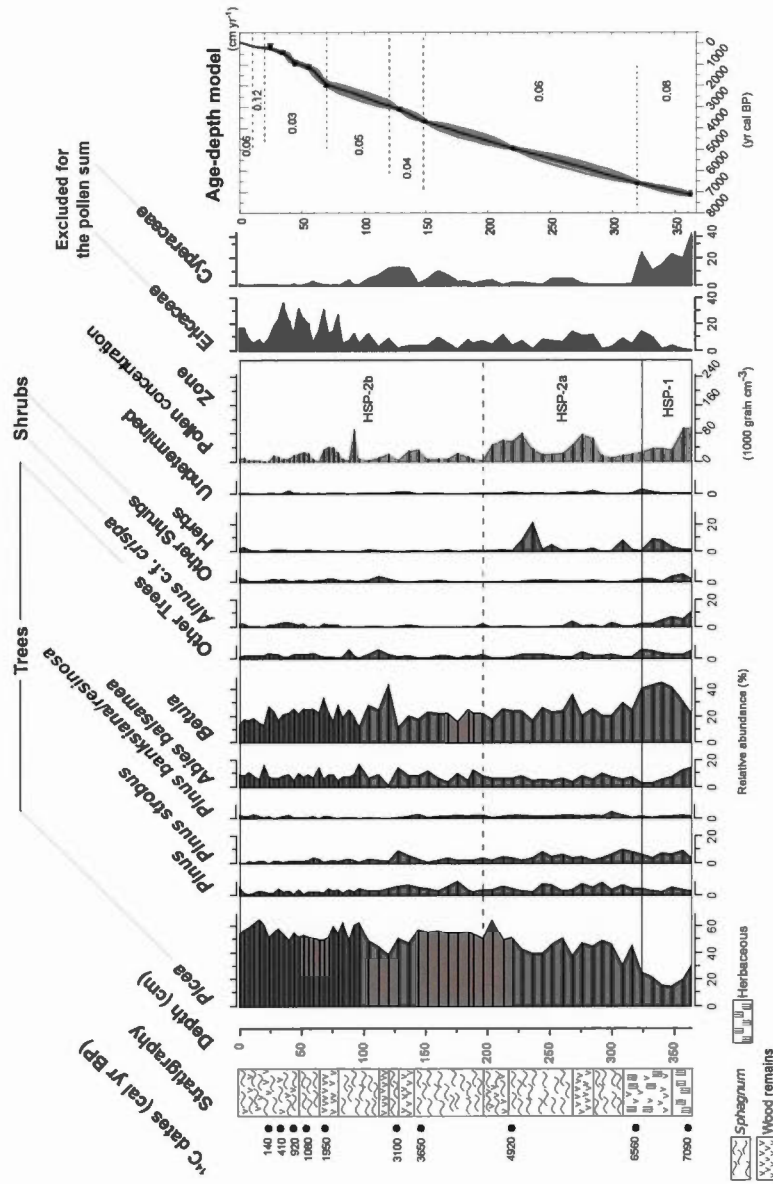


Figure 2.4: Pollen Percentage Diagram for Havre-Saint-Pierre (Plaine peatland, HSP-PI-1 core). Grey shadow in the age-depth model represents the 2σ confidence interval, black line is the median age of the model. Mean peat accumulation rates are shown within the age-depth model graph.

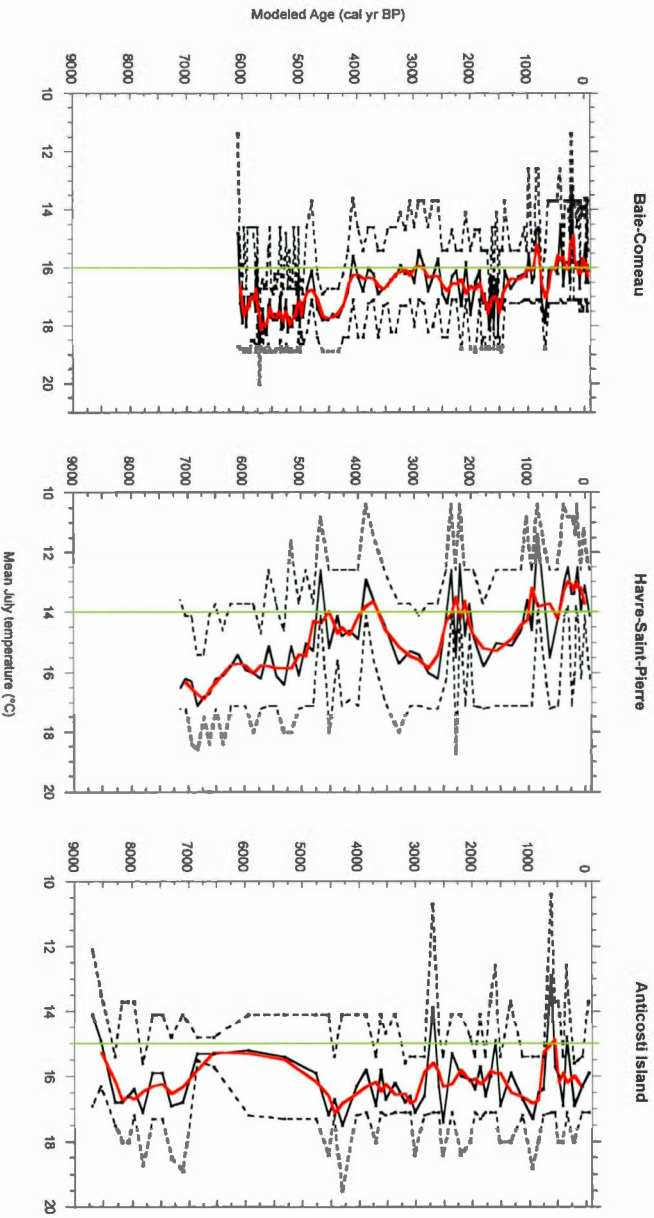


Figure 2.5: Mean July Temperature Reconstruction for the Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island Regions. Reconstructed temperatures are represented by thin black curves with dots for data points. Thick curves (red) show a 3-point running mean of reconstructed temperatures. Dashed lines show minimum-maximum value of the 5 best analogues. Vertical lines (green) show the present-day mean July temperature. (For the color references in this Figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

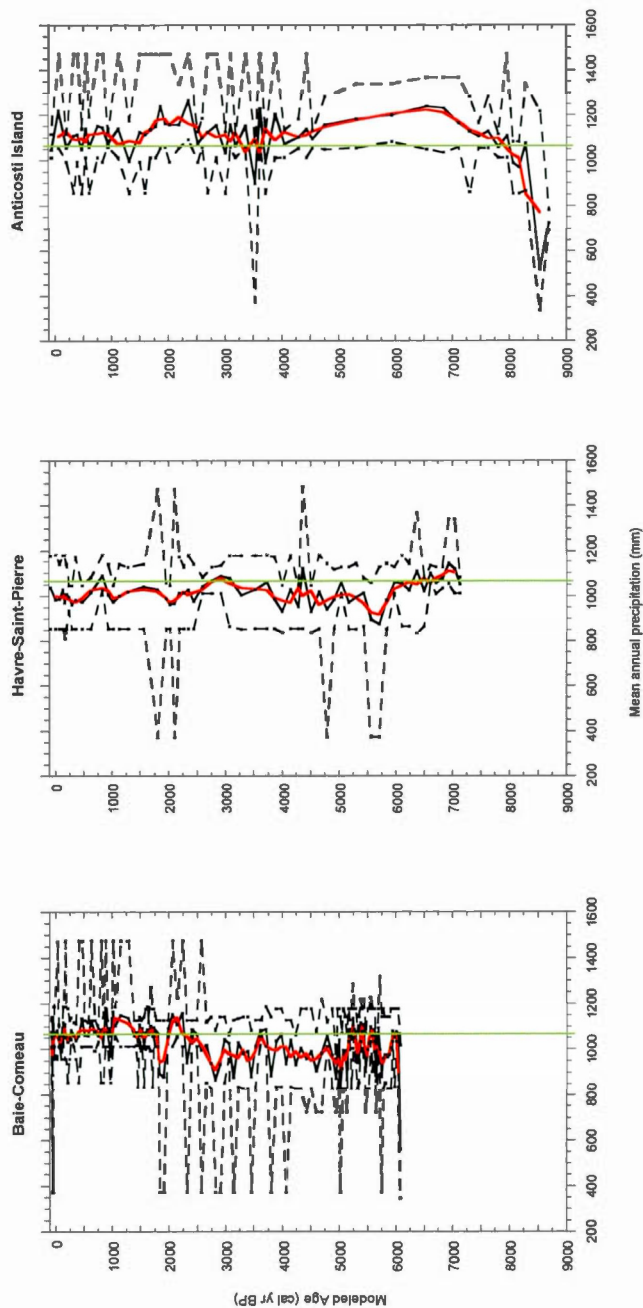


Figure 2.6: Mean Annual Precipitation Reconstruction for the Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island Regions. Reconstructed precipitation are represented by thin black curves with dots for data points. Thick curves (red) show a 3-point running mean of reconstructed precipitation. Dashed lines show minimum-maximum value of the 5 best analogues. Vertical lines (green) show the present-day mean annual precipitation. (For the color references in this Figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les résultats de ce mémoire ont contribué à approfondir les connaissances sur les conditions paléoécologiques et paléoclimatologiques de la région de la Côte-Nord du Québec au cours de l'Holocène. Il s'agit des premières données de reconstitution de la végétation pour les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre. De plus, avec ce travail, de nouvelles données paléoclimatiques quantitatives sont maintenant disponibles pour l'Est du Québec. Suite au recul de l'inlandsis Laurentidien et du retrait de la mer de Goldthwait, les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre ont rapidement été colonisées par une végétation arborescente. À Havre-Saint-Pierre, le diagramme pollinique montre une courte période d'afforestation suivie, depuis *ca* 6000 *étal.* BP, d'une forêt fermée dominée par l'épinette noire et le sapin baumier. Les faibles pourcentages du pollen de pin gris dans les assemblages suggèrent une présence sporadique de l'espèce dans la région jusqu'à *ca* 5500 *étal.* BP tel que démontré par Payette et al. [2013]. L'optimum thermique de l'Holocène moyen a été enregistré seulement dans la région de Baie-Comeau (*ca* 5700-5200 *étal.* BP) suite à l'apparition de taxons plus thermophiles comme le pin blanc et le bouleau jaune. Les résultats suggèrent aussi que la végétation régionale de Baie-Comeau aurait toujours été similaire à celle de l'île d'Anticosti. La région d'Havre-Saint-Pierre aurait pour sa part probablement subi l'influence des eaux froides provenant du courant marin du Labrador. En effet, à la fois pour les régions de Baie-Comeau et de l'île d'Anticosti la végétation régionale fut d'abord une forêt mixte dominée par le sapin baumier et l'épinette. Elle a été remplacée par une forêt à dominance de conifères vers 4000 *étal.* BP à Anticosti et vers 1500 *étal.* BP à Baie-Comeau. Les hypothèses de l'influence de la position géographique plus australe et d'une moindre exposition aux conditions climatiques parfois rudes dans le golfe du Saint-Laurent ont été émises pour expliquer ce décalage entre les deux sites.

Les résultats de l'analyse pollinique n'ont pas permis l'identification de la période de fragmentation du couvert forestier telle qu'on peut l'observer aujourd'hui dans le paysage de la région d'Havre-Saint-Pierre. L'importante diminution de la concentration pollinique enregistrée aux environs de 4500 *étal.* BP n'a pas pu être associée avec certitude avec des conditions climatiques plus froides, un changement du régime des feux, ou la paludification des forêts. Cette question reste en suspens et nécessitera de nouvelles données paléoclimatologiques et paléoécologiques pour y répondre.

Les reconstitutions de températures moyennes de juillet suggèrent que les conditions climatiques ont initialement été plus chaudes qu'à l'actuel à partir de *ca* 8000 *étal.* BP. L'optimum climatique de l'Holocène moyen a été enregistré dans les régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre avec des températures maximales reconstituées de *ca* 2°C supérieures aux moyennes actuelles entre *ca* 7000 et *ca* 5000 *étal.* BP. À l'île d'Anticosti, les températures plus fraîches reconstituées pour cette même période demeurent pour le moment inexplicables. Des données paléoclimatologiques supplémentaires provenant de sites longeant les côtes du golfe du Saint-Laurent seront nécessaires pour mieux évaluer l'influence du contexte maritime sur le climat holocène du golfe. Les résultats n'ont pas permis d'identifier la détérioration climatique du Néoglaciale [Wanner et al., 2008], bien que la baisse du taux d'accumulation de la tourbe à Baie-Comeau puisse être considérée comme une réponse à celle-ci. Par contre, à l'instar de Dionne et Richard [2006], Magnan et Garneau [2014b], Lemay-Tougas [2014] et Pratte et al. [sous presse], la période du PAG a clairement été enregistrée dans la région d'Havre-Saint-Pierre (*ca* 500-150 *étal.* BP) avec les plus basses températures moyennes reconstituées (-1°C par rapport à l'actuel). Des données supplémentaires seront nécessaires pour obtenir une meilleure compréhension de l'histoire paléoclimatique de l'Est du Québec.

La tourbière est un écosystème très efficace pour conserver la matière organique. Elle est de plus facile à échantillonner puisque les carottes peuvent être prélevées avec de l'équipement portatif. Ceci-dit, étant caractérisé par des taux d'accumulation de matière organique variables dans le temps, ce milieu de dépôt apporte de nombreux défis quant à l'interprétation des résultats pour la reconstitution de la végétation régionale à partir de

l'analyse pollinique. La grande variation des taux d'accumulation de la tourbe jumelée à une faible concentration pollinique ne permettent pas un calcul probant des flux polliniques. Aussi, le couvert végétal local oblige l'exclusion de plusieurs taxons polliniques qui masquent les signaux régionaux. Ces exclusions complexifient l'interprétation des résultats. Il serait donc préférable pour de prochaines études de favoriser des dépôts lacustres plutôt que des tourbières.

RÉFÉRENCES

- Appleby, P. G. 2001. *Chronostratigraphic techniques in recent sediments*. Coll. « Tracking environmental change using lake sediments ». T. 1, série *Developments in Paleoenvironmental Research*, chapitre III, p. 171–203. Springer Netherlands.
- Asnong, H., et P. J. H. Richard. 2003. « La végétation et le climat postglaciaires du centre et de l'est de la Gaspésie, au Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 57, no. 1, p. 37–63.
- Asselin, H., S. Payette, M.-J. Fortin et S. Vallée. 2003. « The northern limit of *Pinus banksiana* Lamb. in Canada : explaining the difference between the eastern and western distributions ». *Journal of Biogeography*, vol. 30, no. 11, p. 1709–1718.
- Bassett, I. J., C. W. Crompton et J. A. Parmelee. 1978. *An atlas of airborne pollen grains and common fungus spores of Canada*. Printing and Publishing Supply and Services Canada.
- Belyea, L. R., et B. G. Warner. 1996. « Temporal scale and the accumulation of peat in a *Sphagnum* bog ». *Canadian Journal of Botany*, vol. 74, no. 3, p. 366–377.
- 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, Université Laval.
- . 2004. *Déglaciation et variations du niveau marin de la Mer de Goldthwait sur la Côte-Nord*. Projet du Centre Boréal du Saint-Laurent, Université du Québec à Rimouski.
- Birks, H. J. B. 1977. « Modern pollen rain and vegetation of the St. Elias Mountains, Yukon Territory ». *Canadian Journal of Botany*, vol. 55, no. 18, p. 2367–2382.
- Birks, H. J. B., et H. H. Birks. 1980. *Quaternary palaeoecology*. Edward Arnold, London.
- Blaauw, M. 2010. « Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences ». *Quaternary Geochronology*, vol. 5, no. 5, p. 512–518.
- Blaauw, M., et J. A. Christen. 2011. « Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process ». *Bayesian Analysis*, vol. 6, no. 3, p. 457–474.
- Bouchard, M., D. Pothier et S. Gauthier. 2008. « Fire return intervals and tree species succession in the North Shore region of eastern Quebec ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 38, no. 6, p. 1621–1633.

- Bussières, B., S. Payette et L. Filion. 1996. « Déboisement et entourage des hauts sommets de Charlevoix à l'Holocène supérieur : origine des étages alpin et sub-alpin ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 50, no. 3, p. 258–269.
- Buteau, P. 1983. Tourbières de la région de Havre-Saint-Pierre, Québec. Rapport, Ministères de l'énergie et des Ressources.
- Charman, D. J., V. Hohl, D. Beilman, M. Blaauw, R. K. Booth, Z. C. Yu, J. Loisel, S. Brewer, F. M. Chambers, J. A. Christen, A. Gallego-Sala, S. P. Harrison, I. C. Prentice, P. D. M. Hughes, S. T. Jackson, A. Korhola, E.-S. Tuittila, M. V aliranta, D. Mauquoy, S. Van Bellen, F. J. G. Mitchell, Y. M. C. Corish, M. Van Der Linden, F. De Vleeschouwer, G. Le Roux, J. Alm, I. Bauer, M. Garneau, Y. Huang, E. Karofeld, R. Moschen, J. E. Nichols, L. Ukonmaanaho, T. M. Nieminen, G. M. MacDonald, N. R. Phadtare, N. Rausch, U. Sillasoo, G. T. Swindles, B. Van Geel, D. H. Vitt et Y. Zhao. 2013. « Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium ». *Biogeosciences*, vol. 10, no. 2, p. 929–944.
- de Vernal, A., J. Guiot et J.-L. Turon. 1993. « Late and postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence : Marine and terrestrial palynological evidence ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 47, no. 2, p. 167–180.
- Dionne, J.-C. 1977. « La mer de Goldthwait au Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no. 1-2, p. 61–80.
- . 1984. « Pales et limite méridionale du pergélisol dans l'hémisphère nord : le cas de Blanc-Sablon, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no. 2, p. 165–184.
- Dionne, J.-C., et P. J. H. Richard. 2006. « Origine, âge et taux d'accrétion verticale de la tourbière à pales de Blanc-Sablon, basse Côte-Nord, Golfe du Saint-Laurent, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 60, p. 199–206.
- Engstrom, D. R., et B. C. S. Hansen. 1985. « Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy ». *Canadian Journal of Botany*, vol. 63, no. 3, p. 543–561.
- Environnement Canada. 2011. Canadian Climate Normals, 1950-1981. http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals. [Online ; accessed 13-July-2011].
- . 2014. Canadian Climate Normals, 1961-1990. http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals. [Online ; accessed 13-August-2014].
- Faegri, K., et J. Iversen. 1989. *Textbook of pollen analysis (4th edition by Faegri, K., Kaland, P E & Krzywinski, K.)*. Wiley & Sons, Chichester.
- Fedorova, I. T., Y. A. Volkova et D. L. Varlyguin. 1994. « World vegetation cover. Digital

- raster data on a 30-minute cartesian orthonormal geodetic (lat/long) 1080x2160 grid ». *Global Ecosystems Database Version*, vol. 2.
- Foster, D. R. 1983. « The history and pattern of fire in the boreal forest of southeastern Labrador ». *Canadian Journal of Botany*, vol. 61, no. 9, p. 2459–2471.
- Fréchette, B., et A. de Vernal. 2013. « Evidence for large-amplitude biome and climate changes in Atlantic Canada during the last interglacial and mid-Wisconsinan periods ». *Quaternary Research*, vol. 79, no. 2, p. 242–255.
- Fréchette, B., A. de Vernal, J. Guiot, A. P. Wolfe, G. H. Miller, B. Fredskild, M. W. Kerwin et P. J. H. Richard. 2008. « Methodological basis for quantitative reconstruction of air temperature and sunshine from pollen assemblages in Arctic Canada and Greenland ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no. 11, p. 1197–1216.
- Garneau, M., S. van Bellen, G. Magnan, V. Beaulieu-Audy, A. Lamarre et H. Asnong. 2014. « Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada ». *The Holocene*, vol. 24, no. 9, p. 1043–1053.
- Gavin, D. G., W. W. Oswald, E. R. Wahl et J. W. Williams. 2003. « A statistical approach to evaluating distance metrics and analog assignments for pollen records ». *Quaternary Research*, vol. 60, no. 3, p. 356–367.
- Gérardin, V., et D. McKenney. 2001. *Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles : vers une définition des bioclimats au Québec*. Québec, Direction du patrimoine écologique et du développement durable.
- Grimm, E. C. 1987. « CONISS : FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares ». *Computers & Geosciences*, vol. 13, no. 1, p. 13–35.
- Hutchinson, M. F., D. W. McKenney, K. Lawrence, J. H. Pedlar, R. F. Hopkinson, E. Milewska et P. Papadopol. 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*, vol. 48, no. 4, p. 725–741.
- Ives, J. W. 1977. « Pollen separation of three North American birches ». *Arctic and Alpine Research*, vol. 9, no. 1, p. 73–80.
- Jansen, E., C. Andersson, M. Moros, K. H. Nisancioglu, B. F. Nyland et R. J. Telford. 2008. *The Early to Mid-Holocene Thermal Optimum in the North Atlantic, in Natural Climate Variability and Global Warming : A Holocene Perspective*. Wiley Blackwell, Oxford, UK.
- Jeglum, J., R. Rothwell, G. Berry et G. Smith. 1991. *New volumetric sampler increases*

- speed and accuracy of peat surveys*. Forestry Canada, Ontario Region, Great Lakes Forestry Centre.
- Jetté, H., et P. J. H. Richard. 1992. « Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation en Gaspésie méridionale, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, no. 3, p. 273–284.
- Jowsey, P. 1966. « An improved peat sampler ». *New Phytologist*, vol. 65, no. 2, p. 245–248.
- Juggins, S. 2010. The C2 program, version 1.6.5. University of Newcastle, U.K.
- King, G. A. 1986. « Deglaciation and vegetation history of Western Labrador and adjacent Quebec (Canada) ». Thèse de Doctorat, University of Minnesota.
- . 1993. « Vegetation and pollen relationships in eastern Canada ». *Canadian Journal of Botany*, vol. 71, no. 2, p. 193–210.
- Labelle, C., et P. J. H. Richard. 1984. « Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 38, no. 3, p. 257–274.
- Lacroix, C., M. Lavoie et N. Bhiry. 2011. « New macrofossil evidence for early postglacial migration of jack pine (*Pinus banksiana*) in the James Bay region of northwestern Quebec ». *Ecoscience*, vol. 18, no. 3, p. 273–278.
- Lamb, H. F. 1980. « Late Quaternary vegetational history of southeastern Labrador ». *Arctic and Alpine Research*, vol. 12, no. 2, p. 117–135.
- Lavoie, M., et L. Filion. 2001. « Holocene vegetation dynamics of Anticosti Island, Québec, and consequences of remoteness on ecological succession ». *Quaternary Research*, vol. 56, no. 1, p. 112–127.
- Lavoie, M., L. Filion et É. C. Robert. 2009. « Boreal peatland margins as repository sites of long-term natural disturbances of balsam fir/spruce forests ». *Quaternary Research*, vol. 71, no. 3, p. 295–306.
- Lavoie, M., S. Pellerin et M. Larocque. 2013. « Examining the role of allogenuous and autogenous factors in the long-term dynamics of a temperate headwater peatland (southern Québec, Canada) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 386, p. 336–348.
- Lemay-Tougas, M. 2014. « Changements climatiques le long de la Côte Nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent durant l'Holocène : relation entre les conditions hydrographiques et le développement des tourbières ombrotrophes côtières ». Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université du Québec à Montréal.
- Magnan, G., et M. Garneau. 2014a. « Climatic and autogenic control on Holocene

- carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Quebec, eastern Canada ». *The Holocene*, vol. 24, no. 9, p. 1054–1062.
- . 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*, vol. 29, no. 3, p. 209–220.
- Magnan, G., M. Garneau et S. Payette. 2014. « Holocene development of maritime ombrotrophic peatlands of the St. Lawrence North Shore in eastern Canada ». *Quaternary Research*, vol. 82, no. 1, p. 96–106.
- Mann, M. E., Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi et F. Ni. 2009. « Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly ». *Science*, vol. 326, no. 5957, p. 1256–1260.
- Marcott, S. A., J. D. Shakun, P. U. Clark et A. C. Mix. 2013. « A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years ». *Science*, vol. 339, no. 6124, p. 1198–1201.
- Marcoux, N., et P. J. H. Richard. 1995. « Végétation et fluctuations climatiques post-glaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, no. 1, p. 79–96.
- McAndrews, J. H., A. A. Berti et G. Norris. 1973. *Key to the Quaternary pollen and spores of the Great Lakes region*. Royal Ontario Museum Ontario.
- Ministère des Transports. 1986. Route 138 région de Havre-Saint-Pierre - Baie-Johan-Beez : géomorphologie et aperçu du cadre écologique. Rapport, Science de l'Environnement, Gouvernement du Québec.
- Moore, P. D., J. A. Webb et M. E. Collison. 1991. *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications.
- Morneau, L. 2014. « État de situation de l'épidémie de tordeuse des bourgeons de l'épinette au Québec ». In *Actes du colloque : Tordeuse des bourgeons de l'épinette, Faire face à la nouvelle épidémie*, p. 24–29. Ressources naturelles Canada, Service canadien des forêts, Centre de foresterie des Laurentides, Ministère des Ressources naturelles du Québec, Ordre des ingénieurs forestiers du Québec.
- Mott, R. J. 1976. « A Holocene pollen profil from Sept-îles area, Québec ». *Naturaliste canadien*, vol. 103, p. 457–467.
- New, M., D. Lister, M. Hulme et I. Makin. 2002. « A high-resolution data set of surface climate over global land areas ». *Climate Research*, vol. 21, no. 1, p. 1–25.
- Occhietti, S., M. Parent, P. Lajeunesse, F. Robert et E. Govare. 2011. *Late Pleistocene–Early Holocene decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec-Labrador*. Coll. Van

- Der Meer, J. J. M., J. Ehlers, P. L. Gibbard et P. D. Hughes, éditeurs, Coll. « *Quaternary Glaciations Extent and Chronology : Part IV : A closer look.* ». T. 15, série *Developments in Quaternary Sciences*, p. 601–630. Amsterdam, The Netherlands : Elsevier.
- Overpeck, J. T., T. Webb III et I. C. Prentice. 1985. « Quantitative interpretation of fossil pollen spectra : Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs ». *Quaternary Research*, vol. 23, p. 87–108.
- Payette, S., et F. Boudreau. 1984. « Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 21, no. 3, p. 319–335.
- Payette, S., L. Filion et A. Delwaide. 2008. « Spatially explicit fire-climate history of the boreal forest-tundra (Eastern Canada) over the last 2000 years ». *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, vol. 363, no. 1501, p. 2299–2314.
- Payette, S., M. Garneau, A. Delwaide et A. Schaffhauser. 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*, vol. 23, no. 4, p. 494–503.
- Payette, S., et L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses Université Laval, Québec.
- Pratte, S., M. Garneau et F. De Vleeschouwer. In press. « Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada (St. Lawrence North Shore) ». *The Holocene*.
- Prentice, I. C. 1980. « Multidimensional scaling as a research tool in Quaternary palynology : a review of theory and methods ». *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 31, p. 71–104.
- Reille, M. 1992. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Université d'Aix-Marseille III.
- Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Hafidason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney et J. van der Plicht. 2013. « Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP ». *Radiocarbon*, vol. 55, no. 4, p. 1869–1887.
- Richard, P. J. H. 1970. « Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. I ». *Introduction générale. II. Gymnospermes. Naturaliste canadien*, vol. 97, p. 1–34.

- . 1977. « Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no. 1-2, p. 161–176.
- . 1993. « Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec ». *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 79, no. 1, p. 31–68.
- Richard, P. J. H., et C. Labelle. 1989. « Histoire postglaciaire de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, no. 3, p. 337–354.
- Sanderson, N. 2016. « Pattern and drivers of recent peatland carbon accumulation in Northeastern Canada ». Thèse de Doctorat, Department of Geography, University of Exeter, UK.
- Saucier, J.-P., P. Grondin, A. Robitaille et J.-F. Bergeron. 2003. Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources naturelles, de la Faunes et des Parcs.
- Simard, A. 1976. Tourbières du canton de Manicouagan. Rapport, Ministères des richesses naturelles, Direction générale des mines, Services des gîtes minéraux.
- Simard, I., H. Morin et B. Potelle. 2002. « A new paleoecological approach to reconstruct long-term history of spruce budworm outbreaks ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 32, no. 3, p. 428–438.
- Stockmarr, J. 1971. « Tablets with spores used in absolute pollen analysis ». *Pollen et spores*, vol. 13, no. 4, p. 615–621.
- Swindles, G. T., P. J. Morris, A. J. Baird, M. Blaauw et G. Plunkett. 2012. « Ecohydrological feedbacks confound peat-based climate reconstructions ». *Geophysical Research Letters*, vol. 39, no. 11.
- Thibault, M. 1985. Les régions écologiques du Québec méridional : deuxième approximation. Carte, Gouvernement du Québec Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la cartographie.
- Thibodeau, B., A. de Vernal et A. Limoges. 2013. « Low oxygen events in the Laurentian Channel during the Holocene ». *Marine Geology*, vol. 346, p. 183–191.
- Troëls-Smith, J. 1955. « Characterization of unconsolidated sediments ». *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, vol. 4, no. 3, p. 38–73.
- Viau, A. E., K. Gajewski, M. C. Sawada et P. Fines. 2006. « Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, no. D9.
- Wanner, H., J. Beer, J. Buetikofer, T. J. Crowley, U. Cubasch, J. Flueckiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J. O. Kaplan *et al.* 2008. « Mid-to Late Holocene climate

change : an overview ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no. 19, p. 1791–1828.

Whitmore, J., K. Gajewski, M. Sawada, J. W. Williams, B. Shuman, P. J. Bartlein, T. Minckley, A. E. Viau, T. Webb III, S. Shafer, P. Andreson et L. Brubaker. 2005. « Modern pollen data from North America and Greenland for multi-scale paleoenvironmental applications ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, no. 16, p. 1828–1848.

Williams, J., et B. Shuman. 2008. « Obtaining accurate and precise environmental reconstructions from the modern analog technique and North American surface pollen dataset ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, no. 7, p. 669–687.

APPENDICE A

COMPARAISON DE DEUX RECONSTITUTIONS CLIMATIQUES RÉALISÉES À
PARTIR DE LA BASE DE DONNÉES MODERNE [WITHMORE ET AL., 2005]
DONT L'UNE QUI INCLUE LES ERICACEAE ET LES CYPERACEAE (77
TAXONS) ET L'AUTRE QUI LES EXCLUT (75 TAXONS)

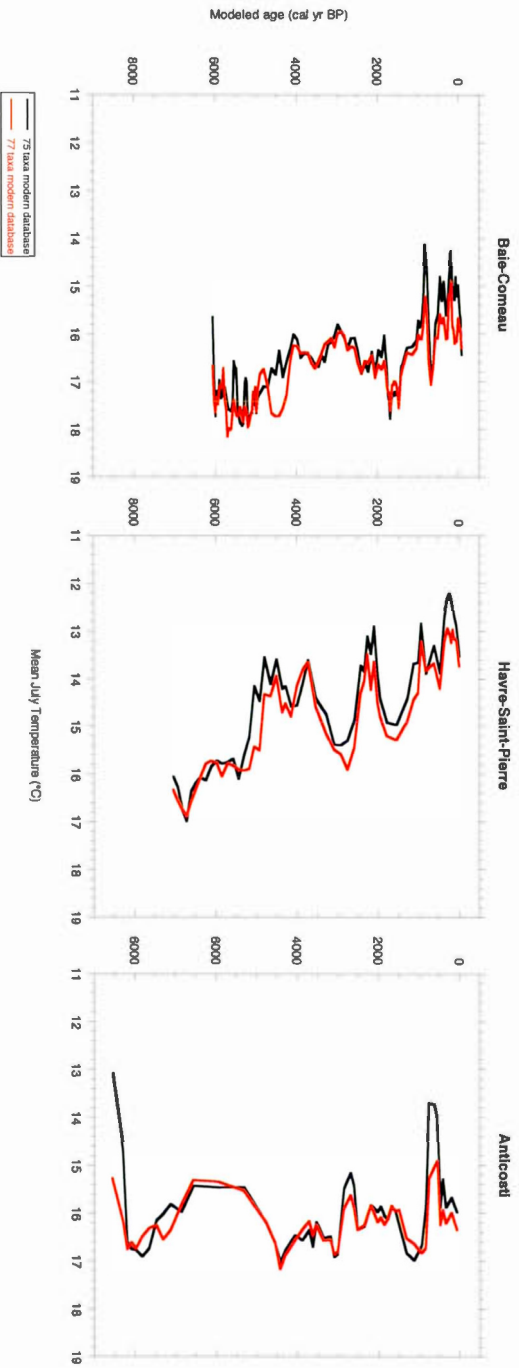


Figure A.1: Mean July temperature reconstruction for the Bale-Corneau, the Havre-Saint-Pierre and the Anticosti Island regions with a 75 taxa and a 77 taxa modern database. Curves show a 3-point running mean of reconstructed temperatures.

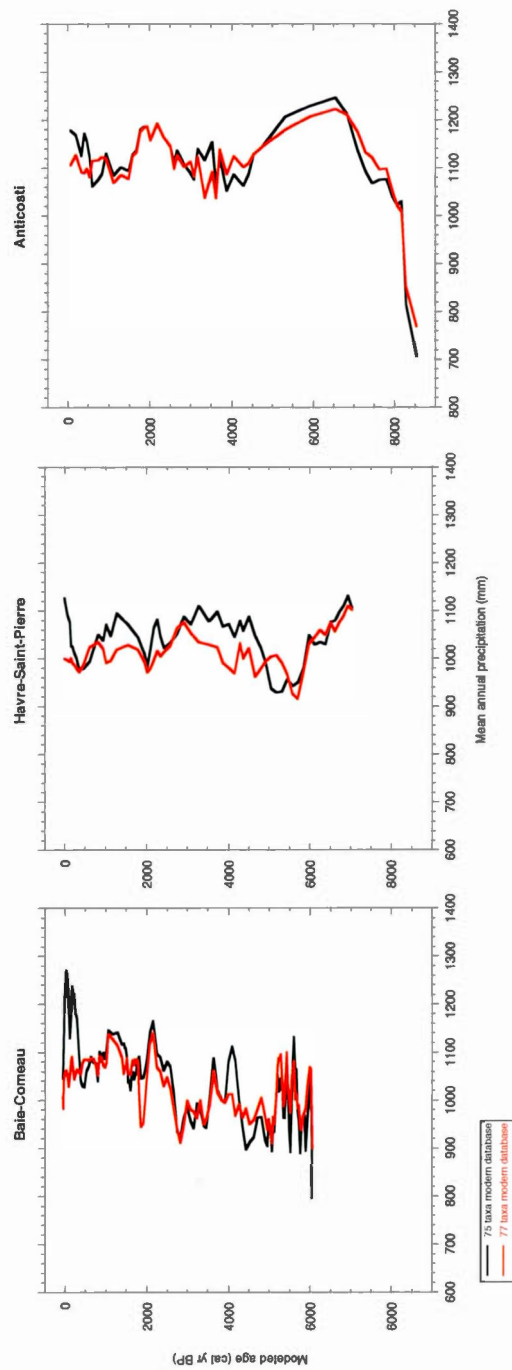


Figure A.2: Mean annual precipitation reconstruction for the Baie-Comeau, the Havre-Saint-Pierre and the Anticosti Island regions with a 75 taxa and a 77 taxa modern database. Curves show a 3-point running mean of reconstructed temperatures.