

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION PALÉOÉCOLOGIQUE ET DYNAMIQUE DE LA  
VÉGÉTATION ACTUELLE DE TROIS TOURBIÈRES DANS LA RÉGION DE  
LA RIVIÈRE LA GRANDE, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

VÉRONIQUE BEAULIEU-AUDY

JUILLET 2006

el échémouf

MDS WAI 03

-----

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

Je désire exprimer ma plus grande reconnaissance à toutes les personnes qui ont été mises sur mon chemin au cours de mes études supérieures et qui, chacune à leur façon, ont enrichi cette expérience. Plus spécifiquement, je tiens à remercier ma directrice, Michelle Garneau, pour sa confiance en mes capacités, son inspirante passion pour la paléoécologie, sa « guidance », sa grande générosité et aussi pour toutes les opportunités qu'elle m'a offertes. Je remercie également Pierre Richard pour tous ses enseignements et pour m'avoir ouvert toute grande la porte de son laboratoire. Merci à Bas van Geel de m'avoir généreusement accueilli dans son équipe à l'Université d'Amsterdam pour un stage de recherche au cours de l'été 2004.

Un merci particulier à Hans Asnong pour toute l'aide dans l'acquisition des données et le soutien moral généreusement donné tout au long de mes études. Je suis également reconnaissante envers Alayn Larouche pour son expertise en identification de macrofossiles, Nicole Morasse pour sa grande compétence en analyse sporopollinique et Denis Bastien pour l'aide à l'identification de certaines sphaignes plus coriaces ! Je tiens aussi à remercier tous les gens du projet baie James avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir autant sur le terrain que dans notre beau coqueron au département de Géographie. Merci à Alain Tremblay de chez Hydro-Québec qui a cru en notre projet et a tout mis en œuvre pour contribuer à notre réussite. Je remercie également mes collègues et amis Léa Héguy, Marie Raphoz et Vincent Moreau pour leur soutien moral !

Je suis d'une grande reconnaissance envers mes parents, ma soeur et mes proches pour avoir cru en moi et m'avoir soutenu dans mes choix. Merci à Jay, mon amoureux et coéquipier dans la vie depuis notre rencontre dans les tourbières de la baie James ! Ta présence et ta façon de voir le monde ont été essentielles à ma persévérance. Merci à Théo notre petit bébé qui m'a accompagnée dans ma rédaction et m'a donné du courage pour mener à bien mon projet de maîtrise.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xi
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES	xii
RÉSUMÉ	xiii
<b>INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1 : Travaux antérieurs</b>	<b>6</b>
<b>1.1 Écologie et classification des tourbières</b>	<b>6</b>
1.1.1 Les gradients écologiques dans les tourbières	6
1.1.2 Classification des milieux tourbeux	10
<b>1.2 Processus de développement des tourbières</b>	<b>13</b>
1.2.1 Entourbement par comblement	14
1.2.2 Entourbement par paludification	15
1.2.3 Ombrotrophication	16
<b>1.3 Influence des facteurs autogènes et allogènes</b>	<b>17</b>
<b>1.4 Cycle du carbone, accumulation de la tourbe et reconstitutions paléoécologiques</b>	<b>20</b>
1.4.1 Dynamique de surface du cycle du carbone	20

1.4.2	Le carbone dans les sédiments de tourbe	22
1.4.3	La tourbe comme archive paléoécologique	23
<b>CHAPITRE 2 : Milieu étudié</b>		<b>28</b>
2.1	Localisation et description générale de la région à l'étude	28
2.2	Contexte géomorphologique	31
2.3	Contexte paléophytogéographique et paléoclimatique	33
<b>CHAPITRE 3 : Méthodologie</b>		<b>37</b>
3.1	Relevés de végétation de surface	37
3.2	Échantillonnage des trois carottes de tourbe	40
3.3	Préparation du matériel pour les analyses	41
3.4	Analyses géochimiques (perte au feu et ratio C/N)	41
3.5	Datations au radiocarbone	42
3.6	Calculs des taux d'accumulation	44
3.7	Analyses macrofossiles	45
3.7.1	Préparation des échantillons pour les analyses macrofossiles	45
3.7.2	Identification et quantification des pièces macrofossiles	46
3.7.3	Nomenclature et représentation graphique des données	48
3.8	Analyses sporopolliniques	48

<b>CHAPITRE 4 : Résultats et interprétations</b>	<b>50</b>
<b>4.1 Caractéristiques de surface des tourbières à l'étude</b>	<b>50</b>
4.1.1 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG1	52
4.1.2 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG2	58
4.1.3 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG3	62
4.1.4 Synthèse des assemblages de végétation sur les biotopes et le gradient butte-dépression	67
<b>4.2 Reconstitutions paléoécologiques</b>	<b>73</b>
4.2.1 Données chronologiques	73
4.2.2 Histoire du développement des tourbières	81
4.2.2.1 Tourbière de la région de LG1 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional	82
4.2.2.2 Tourbière de la région de LG1 : accumulation de la matière organique et du carbone	90
4.2.2.3 Tourbière de la région de LG2 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional	95
4.2.2.4 Tourbière de la région de LG2 : accumulation de la matière organique et du carbone	102
4.2.2.5 Tourbière de la région de LG3 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional	108
4.2.2.6 Tourbière de la région de LG3 : accumulation de la matière organique et du carbone	114

<b>CHAPITRE 5 : Discussion</b>	<b>120</b>
<b>5.1 Végétation actuelle et caractérisation des tourbières</b>	<b>120</b>
5.1.1 Types de tourbières	120
5.1.1.1 Tourbière de la région de LG1	120
5.1.1.2 Tourbière de la région de LG2	121
5.1.1.3 Tourbière de la région de LG3	122
5.1.2 Assemblages de végétation et gradient butte-dépression	124
<b>5.2 Reconstitution paléocéologique des trois tourbières</b>	<b>127</b>
5.2.1 Histoire du développement des tourbières dans les régions de LG1, LG2 et LG3	127
5.2.2 Taux apparents d'accumulation à long terme du carbone ou LORCA	134
5.2.3 Influence des facteurs autogènes et allogènes	136
5.2.3.1 Développement initial des tourbières	136
5.2.3.2 Ombrotrophication des tourbières des régions de LG2 et LG3	137
5.2.3.3 Ralentissement de l'accumulation de la tourbe et du carbone au cours des 4500 à 4000 dernières années dans les tourbières des régions de LG2 et LG3	137
5.2.3.4 Dynamique récente des tourbières des régions LG1, LG2 et LG3	141
<b>CONCLUSION</b>	<b>143</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>146</b>

## LISTE DES FIGURES

2.1	Carte de localisation et photographies des trois tourbières à l'étude	30
4.1	Photographie de la tourbière de LG1 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage	54
4.2	Photographie de la tourbière de LG2 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage	59
4.3	Photographie de la tourbière de LG3 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage	63
4.4	Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG1	77
4.5	Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG2	78
4.6	Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG3	79
4.7	Diagramme macrofossile, tourbière de LG1	(en pochette)
4.8	Diagramme sporopollinique, tourbière de LG1	(en pochette)
4.9	Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur pour la tourbière de LG1	91
4.10	Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG1	94
4.11	Diagramme macrofossile, tourbière de LG2	(en pochette)
4.12	Diagramme sporopollinique, tourbière de LG2	(en pochette)
4.13	Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur pour la tourbière de LG2	104
4.14	Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG2	107

- 4.15 Diagramme macrofossile, tourbière de LG3 \_\_\_\_\_(en pochette)
- 4.16 Diagramme sporopollinique, tourbière de LG3 \_\_\_\_\_(en pochette)
- 4.17 Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur  
pour la tourbière de LG3 \_\_\_\_\_ 118
- 4.18 Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG3 \_\_\_\_\_ 119

## LISTE DES TABLEAUX

2.1	Normales climatiques de 1971 à 2000 pour la station météorologique de La Grande rivière A, Québec _____	31
4.1	Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG1 _____	55
4.2	Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG1 _____	55
4.3	Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG2 _____	60
4.4	Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG2 _____	60
4.5	Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG3 _____	64
4.6	Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG3 _____	64
4.7	Moyenne du pourcentage de recouvrement par strate de végétation pour les biotopes de butte et de dépression dans les tourbières de LG2 et de LG3 _____	67
4.8	Classes de recouvrement par strate de végétation et par espèce pour le biotope de butte dans la tourbière de LG2 _____	70
4.9	Classes de recouvrement par strate de végétation et par espèce pour le biotope de butte dans la tourbière de LG3 _____	71
4.10	Cumul des classes de recouvrement par strate de végétation et par espèce pour le biotope de butte dans les tourbières de LG2 et LG3 _____	72
4.11	Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG1 _____	74
4.12	Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG2 _____	75
4.13	Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG3 _____	76

4.14	Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG1	90
4.15	Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG2	104
4.16	Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG3	118

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AMS	« Accelerator mass spectrometry » ou spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules
%C	Pourcentage de carbone
%N	Pourcentage d'azote
ARCA	« Actual rate of carbon accumulation » ou taux réel d'accumulation nette du carbone
C/N	Ratio carbone/azote
Ca	Calcium
COD	Carbone organique dissous
CP	Concentration pollinique
ÉÉN	Échange écosystémique net
K	Potassium
KOH	Hydroxyde de potassium
LORCA	« Long-term apparent rate of carbon accumulation » ou taux apparent d'accumulation du carbone à long terme
Mg	Magnésium
N	Azote
Na	Sodium
NWWG	« National Wetlands Working Group »
P	Phosphate
PAF	Perte au feu
RS	Radiométrie standard
UMS	Unité morphologique de surface
SO <sub>4</sub>	Sulfate

## LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

- Abies balsamea* (L.) Mill.  
*Acer rubrum* L.  
*Acer saccharum* Marsh.  
*Alnus crispa* (Ait.) Pursh.  
*Alnus incana* L.  
*Andromeda glaucophylla* Link  
*Aster nemoralis* Ait.  
*Betula glandulosa* Michx.  
*Betula pumila* L.  
*Campylium stellatum* (Hedw.) C. Jens.  
*Calliargon stramineum* (Brid.) Kindb.  
*Carex brunnescens* (Pers.) Poir.  
*Carex canescens* L.  
*Carex chordonthiza* L. f.  
*Carex crinita* Lam.  
*Carex exilis* Dewey  
*Carex limosa* L.  
*Carex livida* (Wahl.) Willd.  
*Carex Mackenzei* Krecz.  
*Carex oligosperma* Michx.  
*Carex pauciflora* Lightf.  
*Carex paupercula* Michx.  
*Carex rostrata* Stokes  
*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench.  
*Cladina rangiferina* (L.)  
*Cladina stellaris* Opiz (Brodo)  
*Cladopodiella fluitans* (Nees) Joerg.  
*Corylus comuta* Marsh.  
*Dicranum polysetum* Sw.  
*Dicranum undulatum* Schrad. ex brid.  
*Drepanocladus fluitans* (Hedw.) Warnst.  
*Drepanocladus revolvens* (Sw.) Warnst.  
*Drepanocladus uncinatus* (Hedw.) Warnst.  
*Drosera rotundifolia* L.  
*Empetrum nigrum* L.  
*Equisetum fluviatile* L.  
*Eriophorum angustifolium* Honck.  
*Eriophorum gracile* Koch.  
*Eriophorum spissum* Fern.  
*Eriophorum virginicum* L.  
*Fagus grandifolia* Ehrh.  
*Gaultheria hispidula* (L.) Mühl.  
*Gymnocolea inflata* (Huds.) Dumort.  
*Hippuris vulgaris* L.  
*Juglans cinerea* L.  
*Juniperus communis* L.  
*Kalmia polifolia* Wang.  
*Larix laricina* (Du Roi) Koch  
*Ledum groenlandicum* Retzius  
*Lycopodium annotinum* L.  
*Lycopodium clavatum* L.  
*Menyanthes trifoliata* L.  
*Mylia anomala* (Hook.) S. Gray  
*Myrica gale* L.  
*Myriophyllum exalbescens* Fern.  
*Nuphar variegatum* Engelm.  
*Paludella squarrosa* (Hedw.) Brid.  
*Phragmites communis* Trin.  
*Picea mariana* (Mill.) BSP  
*Pinus banksiana* Lamb.  
*Pinus strobus* L.  
*Pleurozium schreberi* (Brid.) Mitt.  
*Pohlia nutans* (Hedw.) Lindb.  
*Polytrichum strictum* Brid.  
*Populus tremuloides* Michx.  
*Potamogeton pusillis* L.  
*Potentilla fruticosa* L.  
*Potentilla palustris* (L.) Scop.  
*Ranunculus trichophyllus* Chaix.  
*Rhynchospora alba* (L.) Vahl.  
*Rubus acaulis* Michx.  
*Rubus chamaemorus* L.  
*Sarracenia purpurea* L.  
*Scheuchzeria palustris* L.  
*Scirpus cespitosus* L.  
*Scirpus hudsonianus* (Michx.)  
*Scorpidium scorpioides* (Hedw.) Limpr.  
*Selaginella selaginoides* (L.) Link  
*Shepherdia canadensis* (L.) Nutt.  
*Smilacina trifolia* (L.) Desf.  
*Solidago uliginosa* Nutt.  
*Sphagnum angustifolium* (C. Jens. ex Russ.) C. Jens.  
*Sphagnum balticum* (Russ.) Russ. ex C. Jens.  
*Sphagnum capillifolium* (Schimp.) Crum  
*Sphagnum compactum* DC ex Lam. & DC  
*Sphagnum fallax* (Klinggr.) Klinggr.  
*Sphagnum fimbriatum* Wils. ex Wils. & J. D. Hook.  
*Sphagnum fuscum* (Schimp.) Klinggr.  
*Sphagnum girgensohnii* Russ.  
*Sphagnum lindbergii* Schimp. ex Lindb.  
*Sphagnum magellanicum* Brid.  
*Sphagnum majus* (Russ.) C. Jens.  
*Sphagnum papillosum* Lindb.  
*Sphagnum platyphyllum* (Lindb.) Card.  
*Sphagnum pulchrum* (Lindb. ex Braithw.) Warnst.  
*Sphagnum russowii* Warnst.  
*Sphagnum squarrosum* Crome  
*Sphagnum subfulvum* Sjors  
*Sphagnum tenellum* Ehrh. ex Hoffm.  
*Sphagnum teres* (Schimp.) Angstr. ex C. Hartm.  
*Sphagnum warnstorffii* Russ.  
*Taxus canadensis* Marsh.  
*Tomenthypnum nitens* (Hedw.) Loeske  
*Tsuga canadensis* (L.) Carr.  
*Typha latifolia* L.  
*Utricularia comuta* Michx.  
*Vaccinium angustifolium* Ait.  
*Vaccinium myrtilloides* Michx.  
*Vaccinium oxycoccos* L.

## RÉSUMÉ

Les résultats des analyses de sédiments prélevés dans trois tourbières de la région de la rivière La Grande ont été utilisés pour la reconstitution de la végétation et de l'accumulation du carbone à l'Holocène supérieur. La sédimentation organique dans les bassins a débuté vers 7000 ans BP dans les régions de LG2 et LG3 (respectivement 7010 et 6820 ans étal. BP) alors que les plantes aquatiques colonisaient le milieu local. Les conditions climatiques chaudes et sèches de l'époque, le relèvement isostatique et l'installation d'un marais puis d'un fen à mousses brunes ont mené au comblement des plans d'eau. Après une phase de fen intermédiaire, la transition fen-bog caractérisée par une augmentation des taux d'accumulation de la matière organique et du carbone a débutée environ 1000 ans après le début de la sédimentation organique aux sites de LG2 et LG3. Un ralentissement dans l'accumulation de la tourbe et du carbone attribuable à une augmentation du degré de décomposition des sédiments tourbeux synchrone pour les deux tourbières a eu lieu au cours des derniers 4500 à 4000 ans. Le climat plus frais et plus sec de l'épisode néoglaciare enregistré en Amérique du Nord en serait principalement responsable. Le comblement de l'étang eutrophe en marais à mousses brunes au site de la tourbière de LG1 a été daté à 2540 ans étal. BP. Une accélération des taux d'accumulation de la tourbe et du carbone vers 1550 ans étal. BP a été associée à un appauvrissement du milieu lié à la croissance des sphaignes et serait attribuable aux conditions climatiques plus clémentes de l'optimum médiéval aussi enregistrées par les sédiments des tourbières de LG2 et LG3. Des valeurs de taux apparent d'accumulation du carbone à long terme (LORCA) de 27, 23 et 22  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  ont été obtenues pour les tourbières de LG1, LG2 et LG3 respectivement. La végétation de surface des trois tourbières a également été caractérisée pour étayer l'interprétation des assemblages de macrorestes de plantes.

## Introduction

Le climat conditionne toute forme de vie. À travers les âges, le climat apparaît comme une puissance à laquelle tous les êtres vivants dont l'humain doivent s'adapter pour survivre. À l'époque actuelle, une grande partie de la communauté scientifique appréhende les effets d'un réchauffement climatique lié à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. La modélisation de ce changement à l'aide de scénarios climatiques reste toutefois parsemée d'incertitudes. Les écosystèmes naturels sont des systèmes complexes et leur adaptation à différents changements implique une compréhension avancée de leur structure et de leur dynamique actuelle et même passée. Observer et comprendre l'histoire passée des écosystèmes peut fournir des indices sur la dynamique des processus actuels impliqués dans l'évolution de ces systèmes sous un climat changeant afin de mieux s'y adapter.

Le présent projet de maîtrise s'intègre aux travaux de l'équipe de la professeure Michelle Garneau du département de géographie de l'UQAM et qui portent sur la compréhension et l'évaluation des impacts du changement climatique sur la dynamique des tourbières boréales au Québec (Garneau *et al.*, 2005). L'approche multidisciplinaire définie dans ce projet de recherche permet l'intégration de données multi-sources fournissant une compréhension spatiale et temporelle de la dynamique des tourbières depuis le début de l'accumulation des sédiments organiques jusqu'à la mise en place du paysage actuel et des processus associés. Trois grands volets composent le projet: 1) la caractérisation de surface des différents types de milieux tourbeux dans la région étudiée à partir de données aéroportées, 2) la dynamique actuelle des flux de gaz carbonique et de méthane selon les mesures et la caractérisation de chaque type de tourbière et 3) la relation entre les environnements botaniques passés, leurs valeurs de carbone associées et la projection des impacts anticipés sous un climat changeant à l'aide de scénarios climatiques. Dans le cadre du troisième volet, la contribution du présent mémoire consiste en la reconstitution paléoécologique des trois tourbières sélectionnées dans trois sous-régions du bassin versant de la rivière La Grande afin de déterminer et

comprendre les conditions d'accumulation de la tourbe dans le Québec boréal au cours de l'Holocène. Le projet de mémoire inclut une caractérisation de la végétation actuelle des tourbières étudiées afin de comprendre les interactions entre les plantes et leur milieu.

On peut se demander en quoi est-il pertinent d'étudier les impacts du changement climatique sur les tourbières boréales? Les écosystèmes tourbeux sont particulièrement sensibles au climat puisque l'accumulation de la tourbe est en grande partie fonction de l'humidité et de la température (Charman, 2002). On définit les tourbières comme des milieux humides à drainage variable qui accumulent la matière organique partiellement décomposée sous forme de tourbe sur une profondeur minimale de 40 cm, mais pouvant atteindre jusqu'à une dizaine de mètres (Gorham, 1991; Payette et Rochefort, 2001). Du point de vue spatial, les tourbières occupent une superficie terrestre non-négligeable : 3 à 4% à l'échelle mondiale, 12 à 14% du territoire canadien et entre 8 à 12 millions d'hectares au Québec (Payette et Rochefort, 2001). De plus, la distribution géographique principalement circumboréale des tourbières sous-entend un contrôle climatique et topographique déterminant dans le développement des tourbières (Gorham, 1991). L'abondance des tourbières est effectivement maximale en Sibérie, en Russie et au Canada, dans des régions où le relief est relativement plat et sous l'influence d'un climat frais et humide (Turunen, 2003). Puisque que les régions boréales et subarctiques sont celles où un réchauffement climatique accru est anticipé (GIEC, 2001), on peut s'attendre à des impacts importants sur la dynamique des écosystèmes tourbeux de ces régions.

Par les processus de photosynthèse, de respiration et de décomposition, les tourbières participent au cycle global du carbone. Leur participation se fait principalement via des échanges de gaz avec l'atmosphère, soient le gaz carbonique (CO<sub>2</sub>) et le méthane (CH<sub>4</sub>), deux gaz à effet de serre importants (Gorham, 1991; Moore *et al.*, 1998). Jusqu'à maintenant, les écosystèmes tourbeux sont considérés comme des puits nets de CO<sub>2</sub> et de faibles sources de CH<sub>4</sub> (Moore *et al.*, 1998; Whiting et Chanton, 2001). La compilation de données récentes montre

effectivement que les tourbières des latitudes nordiques sont des puits nets de carbone captant à un taux de  $0,07 \times 10^{15} \text{ gC.a}^{-1}$  (GIEC, 2001). Un réchauffement influencerait l'augmentation de la température interne de la tourbe et l'abaissement de la nappe phréatique, résultant en une augmentation des taux de décomposition et des taux d'émission de  $\text{CO}_2$  et de  $\text{CH}_4$  (Roulet *et al.*, 1992; Waddington *et al.*, 1998). Entre 40 et 70% de la variation des flux de méthane seraient expliqués par les fluctuations de la nappe phréatique dans les horizons tourbeux (Moore, 2001). Un haut degré d'incertitude est toutefois reconnu quant à l'estimation des impacts des changements climatiques sur les processus biogéochimiques liés au carbone dans les tourbières (Moore *et al.*, 1998). Sous l'effet d'un changement climatique global, les tourbières pourraient-elles passer de puits à source de carbone et ainsi exercer une rétroaction positive sur l'effet de serre?

Des conditions physiques et chimiques propices plutôt à la conservation qu'à la dégradation font des tourbières de véritables archives des événements passés, du carbone accumulé et des organismes vivants ayant forgé l'histoire de ces écosystèmes. L'accumulation totale du carbone dans la tourbe en milieu boréal reste encore mal définie (entre  $270$  et  $455 \times 10^{15} \text{ gC}$  ; Turunen *et al.*, 2002; Gorham, 1991). Ces réservoirs de carbone pourraient représenter près du tiers de tout le carbone entreposé dans le sous-sol de la biosphère qui compte approximativement  $1600 \times 10^{15} \text{ gC}$  (Mackenzie, 1998). L'analyse du contenu stratigraphique des carottes de tourbe est un moyen approprié pour parvenir à une meilleure compréhension de la dynamique du développement et du fonctionnement de ces écosystèmes. Plusieurs changements stratigraphiques dans la tourbe sont probablement spécifiques au site étudié (ex : passage de feux, édification de barrage de castors, etc.) ou liés à la succession autogénique. Par contre, l'influence du climat peut être détectée dans la stratigraphie et cela, avec un plus grand niveau de confiance lorsqu'on étudie plusieurs sites dans une même région et qu'on utilise des méthodes d'analyse « multi-proxie » (Charman, 2002).

Le climat est donc un facteur qui peut influencer de façon déterminante les processus impliqués dans le développement des tourbières. Notre compréhension

actuelle de la dynamique et des conditions de développement des tourbières reste encore limitée et repose principalement sur des études effectuées en Europe dans des milieux océaniques et sub-océaniques (Bauer, 2002). Au Canada, le développement des tourbières a été étudié principalement sur la côte atlantique (ex : Tolonen *et al.*, 1985) et dans les régions subarctiques (ex : Zoltai et Tamocai, 1975). Les dépôts de tourbe atteignent des profondeurs plus importantes en milieu boréal qu'en milieu subarctique (Ovenden, 1988). Des tourbières boréales en milieu continental (Kuhry *et al.*, 1993) et dans la région des basses-terres de la baie de James du côté occidental (Glaser *et al.* 2004a et b) ont été étudiées. Au Québec, des études sur la dynamique du développement des tourbières ont eu lieu principalement dans les milieux subarctiques (ex : Payette, 1988) et méridionaux (ex : Lavoie et Richard, 2000a; Garneau, 1998). En milieu boréal et plus particulièrement dans la région de la rivière La Grande en Jamésie, les tourbières couvrent jusqu'à 50% du territoire (Tamocai *et al.*, 2000). Aucune étude sur la dynamique du développement des tourbières n'y avait encore été effectuée jusqu'au début des activités de l'équipe de la professeure Garneau.

On suppose que de par leur nature, leur situation géographique et les processus liés au cycle du carbone, les tourbières pourraient être grandement affectées par le changement climatique. Dans ce contexte, il est pertinent de se questionner sur les conditions d'accumulation de la tourbe à l'Holocène dans la région de la rivière La Grande au Québec boréal. Pour ce faire, nous avons choisi de procéder à la reconstitution paléoécologique de trois tourbières situées dans trois régions éco-géomorphologiques différentes.

À l'échelle de l'écosystème tourbeux, la morphologie de la surface et la répartition de la végétation est surtout influencée par les conditions hydrologiques, édaphiques et topographiques. L'étude de la dynamique de surface des tourbières du point de vue de la morphologie et des gradients de végétation permet donc une meilleure caractérisation de ces facteurs en constante interaction. Sans compter l'avantage que procure une compréhension adéquate de l'écologie des tourbières dans un contexte de reconstitution paléoécologique. Les travaux de recherche portant sur la

distribution spatiale, la morphologie de surface et la végétation des tourbières sont encore rares au Québec et inexistantes en ce qui concerne le nord de la Jamésie.

Plus spécifiquement, le projet de mémoire vise à :

1. Étudier la végétation actuelle en lien avec les unités morphologiques de surface (UMS) et les biotopes de chacune des tourbières à l'étude dont la caractérisation a été réalisée par Collins (2005);
2. Identifier les processus de l'accumulation initiale des sédiments dans les bassins tourbeux et la succession des assemblages de végétation qui a suivi;
3. Reconstituer les variations dans le taux d'accumulation des sédiments dans les bassins tourbeux en incluant le contenu en matière organique et en carbone, en faisant le lien avec l'état de décomposition et les assemblages de végétation fossile;
4. Retracer l'influence des différents facteurs autogènes et allogènes tel que le climat dans le développement des tourbières et les variations d'accumulation de la tourbe.

Le premier chapitre du mémoire présente le contexte théorique de l'étude par une revue de la littérature. Une description du milieu étudié est présentée au chapitre 2. La méthodologie est décrite au chapitre 3 et le chapitre 4 présente les résultats et interprétations. Une discussion en lien avec les travaux antérieurs constitue le chapitre 5 et une conclusion met en évidence les principaux résultats et les perspectives de recherche futures.

## **CHAPITRE 1 : Travaux antérieurs**

Le chapitre 1 présente le contexte théorique dans lequel s'insère le projet de mémoire de maîtrise. Chaque thème faisant l'objet d'une section de chapitre est directement lié à la problématique et aux objectifs de recherche. La section 1.1 sert à définir les concepts de base en ce qui a trait à l'écologie et à la classification des milieux tourbeux. La section 1.2 fait la revue de la dynamique des changements des tourbières dans le temps, alors que la section 1.3 examine l'influence des facteurs autogènes et allogènes dans le développement des tourbières. Finalement, la section 1.4 montre le lien entre le cycle du carbone, l'accumulation de la tourbe et les reconstitutions paléoécologiques.

### **1.1 Écologie et classification des tourbières**

En 1949, Du Rietz a suggéré une définition des principaux types de végétation observés dans les tourbières suédoises (Wheeler et Proctor, 2000). Puis, les travaux de Sjörs et Malmer ont permis d'améliorer notre compréhension de l'écologie des tourbières par la définition des principaux gradients écologiques (dans Payette et Rocherfort, 2001). Afin de mieux définir le contexte de la dynamique de surface des écosystèmes tourbeux, la section 1.1.1 aborde la question des gradients écologiques. Puis, nous verrons à la section 1.1.2 que malgré la notion inhérente de continuité dans la définition des gradients, la classification des milieux humides demeure un outil pratique dont le résultat dépend largement des critères utilisés.

#### **1.1.1 Les gradients écologiques dans les tourbières**

Dans le cas de la végétation des tourbières, un gradient écologique peut se définir par un changement dans l'abondance, la composition ou la croissance, à l'échelle de l'espèce ou de la communauté végétale, en fonction de l'espace ou d'un autre

gradient sous-jacent (physique, chimique ou biologique). De façon plus générale, on peut dire qu'un gradient écologique représente la direction de la variation d'une caractéristique floristique ou d'un paramètre environnemental. Existant à plusieurs échelles spatiales, on distingue au moins quatre principaux gradients qui influencent le comportement de la végétation des tourbières : 1) butte-dépression, 2) centre-bordure, 3) minérotrophe-ombrotrophe et 4) climatique (Campbell et Rochefort, 2001).

À l'échelle des biotopes on parle du gradient butte-dépression. Dans une tourbière, il existe une relation entre la profondeur de la nappe phréatique et la répartition des espèces de sphaignes et de plantes vasculaires (Campbell et Rochefort, 2001). Les gradients sous-jacents ou qui expliquent les différences entre la végétation des buttes et celle des dépressions sont le gradient hydrique, le gradient de pH et le gradient d'éléments nutritifs, aussi appelé gradient de fertilité. Le gradient de production-décomposition est aussi associé au gradient butte-dépression, mais assurerait plutôt le maintien de la microtopographie (Campbell et Rochefort, 2001). D'ailleurs la résilience des biotopes ou de la microtopographie dans le temps semble exister puisque plusieurs auteurs reconnaissent que les biotopes comme les buttes et les dépressions tendent à se maintenir dans le temps, à l'échelle du siècle jusqu'à plusieurs millénaires ou même indéfiniment (Barber, 1981; Foster et King, 1984; Clymo, 1983).

Moins souvent étudié, le gradient centre-bordure explique surtout la répartition des arbres et arbustes selon leur position dans la tourbière. Une nappe phréatique généralement basse mais changeante caractérise les bordures et permet l'installation des espèces ligneuses. Un enrichissement de la végétation des bordures par l'eau en provenance du centre de la tourbière est aussi possible (Campbell et Rochefort, 2001).

À l'échelle régionale entre les tourbières et locale à l'intérieur d'une tourbière, on parle du gradient minérotrophe-ombrotrophe. Ce gradient identifié par Sjörs et Du Rietz repose sur des observations de la végétation de surface qui passe de riche à

pauvre en espèces indicatrices de conditions minérotrophes (dans Campbell et Rochefort, 2001). Cependant, cette approche est sujette à un raisonnement circulaire qui pourrait s'avérer problématique, tel que le suggère Wheeler et Proctor (2000). Par exemple, il faut demeurer prudent puisqu'il semble que certaines espèces peuvent persister dans un milieu longtemps après que les conditions favorables à leur établissement aient disparu. Ce phénomène a déjà été qualifié d'« inertie biologique » (Gorham et Janssens, 1992).

Traditionnellement, on utilise les termes « fen » et « bog » pour nommer les deux grands types de tourbières. Selon cette terminologie, un fen est un milieu minérotrophe ou approvisionné par une eau enrichie en minéraux (Ca, Mg et Na) et en éléments nutritifs (N, P et K) provenant du ruissellement de surface ou de la nappe souterraine, en plus de l'eau des précipitations. Un bog désigne plutôt un milieu acide et ombrotrophe ou pauvre puisqu'il est alimenté en eau par la seule source des précipitations. L'acidité des bogs est influencée par l'origine de l'approvisionnement en eau, la décomposition et l'acidification active par les sphaignes (Campbell et Rochefort, 2001). Dépendante des apports en éléments nutritifs et minéraux, la végétation reflète cette variation des paramètres géochimiques et hydrologiques. Le gradient de végétation minérotrophe-ombrotrophe se caractérise donc par une prépondérance des mousses brunes de la famille des *Amblystegiaceae* et autres bryophytes dans les fens jusqu'à une prédominance des sphaignes dans les bogs (Campbell et Rochefort, 2001). Plus précisément, la flore des bogs comprend les sphaignes, les éricacées et quelques cypéracées calcifuges, alors que celle des fens est riche en herbacées dicotylédones et en mousses brunes (Wheeler et Proctor, 2000). Cette répartition des espèces serait d'ailleurs en accord avec les valeurs de pH propres aux deux principaux types de milieux. En effet, il a été suggéré que la plus importante division naturelle entre fen et bog serait le pH (Wheeler et Proctor, 2000; Gorham et Janssens, 1992). Gorham et Janssens (1992) parlent de fréquences de distribution bimodale de la végétation par rapport au pH, c'est-à-dire que même s'il est possible de mesurer des valeurs de pH comprises entre pH 2,5 et 9, il existerait deux modes

« tamponnés » ou en équilibre soient les fens (pH >6,0) et les bogs (pH <5,5). Entre les deux, il y aurait une phase de transition ou intermédiaire faiblement représentée sur le terrain en raison d'un transfert rapide ou point de virage (pH 6,0) entre ces deux modes équilibrés par un effet tampon (Gorham et Janssens, 1992; Campbell et Rochefort, 2001). Ainsi, bien qu'on parle d'un gradient de végétation, cette notion de distribution bimodale amène un élément de discontinuité. Outre le pH, la conductivité serait un gradient sous-jacent qui expliquerait le gradient minérotrophe-ombrotrophe (Sjörs, 1950). Cette mesure quantifie la capacité d'un liquide à laisser passer l'électricité et permet donc de calculer le contenu total en ions métalliques dissous dans l'eau tels que  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ . Les valeurs de conductivité seraient donc liées en partie aux différents modes d'approvisionnement en eau.

Plus récemment, certains auteurs ont suggéré de revoir la conception des patrons de variation de la végétation des tourbières ainsi que les facteurs écologiques sous-jacents (Bridgham *et al.*, 1996; Wheeler et Proctor, 2000). Par exemple, ils suggèrent qu'il est devenu peu pertinent de continuer à utiliser la subdivision ombrotrophe/minérotrophe selon la source d'approvisionnement en eau, puisque des tourbières acides (pH <5,0) présentant une végétation typique des bogs peuvent subir une certaine influence d'eaux telluriques minérotrophes. De plus, la définition du statut trophique (oligotrophe, mésotrophe ou minérotrophe) selon la richesse en éléments nutritifs permet de compléter la division fen/bog.

Finalement, le gradient climatique en est un de répartition biogéographique à l'échelle du continent et de la planète. Ce gradient est beaucoup plus complexe et dépend de plusieurs facteurs. Par exemple, des auteurs ont démontré qu'il existe un lien entre les gradients climatiques (précipitation et température) et les caractéristiques morphogénétiques des tourbières à l'échelle du continent nord-américain (Damman, 1979; Glaser et Janssens, 1986).

En résumé, les plantes de l'écosystème tourbeux sont grandement affectées par la qualité, la quantité et la distribution de l'eau. La chimie de l'eau et la source d'approvisionnement en eau peuvent être utilisées comme indicateurs des

conditions du milieu. Il est aussi possible d'utiliser la végétation et les espèces indicatrices pour guider l'interprétation des conditions du milieu tel que le statut trophique. Par ailleurs, la répartition de la végétation le long du gradient butte-dépression peut nous informer sur « l'éco-hydrologie » des espèces (*sensu* Charman, 2002). De plus, les températures et les précipitations affectent dans une certaine mesure la morphologie et le développement des tourbières. Tous ces éléments liés à la notion de gradient écologique permettent donc une meilleure compréhension de leur dynamique de surface afin de mieux définir les différents types de milieu. La prochaine section détaillera donc certains aspects des outils de classification des tourbières.

### **1.1.2 Classification des milieux tourbeux**

Dans une tourbière, les processus biologiques seraient gouvernés par la productivité et la décomposition, qui sont à leur tour grandement influencés par d'autres facteurs tels que le climat et l'hydrologie. Par contre, l'aspect ou la morphologie de surface des tourbières seraient davantage façonnés par les processus biologiques que physiques (Charman, 2002). Il existe donc plusieurs critères différents pouvant servir à classer les milieux tourbeux. Par exemple, les tourbières peuvent être subdivisées selon la composition floristique, la physionomie de la végétation, la morphologie, l'hydrologie, la stratigraphie, la chimie de l'eau ou les caractéristiques de la tourbe sous-jacente (Charman, 2002). Ces critères peuvent être utilisés seuls ou en groupe selon l'usage que l'on veut faire des outils de classification. Par contre, la nature continue de ces critères rend parfois complexe l'attribution de classes distinctes pour chaque site (Charman, 2002) et on doit reconnaître qu'une classification repose sur une généralisation des conditions moyennes pour les sites observés (NWWG, 1997). Sans compter que certains sites peuvent être représentés par une combinaison de différentes classes ou types de tourbières (Charman, 2002). Dans le cadre du présent mémoire, notre caractérisation des tourbières utilise les différents critères issus des travaux du « National Wetlands Working Group » ou

NWWG (1997), de Buteau *et al.* (1994), de Wheeler et Proctor (2000) et de Collins (2005).

Le « Système canadien de classification des terres humides » (NWWG, 1997) propose une description détaillée des différentes formes et sous-formes retrouvées dans les bogs et les fens du Canada. Dans ce système, on tient compte à la fois de la forme et du type de milieu. La forme regroupe la morphologie, le patron de surface, l'hydrologie et le dépôt minéral sous-jacent, alors que le type de milieu tient compte de la physionomie de la végétation. Sur la base d'un gradient géochimique et des processus hydrologiques, les tourbières sont divisées en deux grandes classes : fen et bog. Le gradient géochimique est basé sur la chimie de l'eau alors que le critère hydrologique distingue les processus d'approvisionnement en eau (NWWG, 1997). Évidemment, la chimie de l'eau est étroitement liée aux processus hydrologiques et au contexte hydro-géomorphologique. Il reste que la classification fen et bog est basée principalement sur l'origine de l'approvisionnement en eau. Ces deux classes sont ensuite subdivisées selon la morphologie, la chimie de l'eau et les caractéristiques du dépôt minéral sous-jacent. Notons que pour décrire la végétation de surface des tourbières, les auteurs utilisent la terminologie associée au statut nutritionnel pour la croissance des plantes: minérotrophe ou ombrotrophe. Le statut minérotrophe y est subdivisé en quatre classes : 1) calcaire, 2) riche ou eutrophe, 3) intermédiaire ou mésotrophe et 4) pauvre ou oligotrophe (NWWG, 1997).

Buteau *et al.* (1994) utilisent aussi le type de système d'alimentation en eau comme subdivision principale entre les bogs et les fens. Puis, différentes variables écologiques servent à déterminer les formes et sous-formes liées à la morphologie de surface. Le document de Buteau *et al.* (1994) décrit aussi les biotopes, la physionomie de la végétation et les groupements végétaux de chaque sous-forme. À l'échelle de la tourbière, Collins (2005) a utilisé la notion d'unité morphologique de surface ou UMS en adaptant la description des sous-formes de Buteau *et al.* (1994). En fonction des objectifs de recherche de Collins (2005), les UMS représentent des classes qui reposent principalement sur des critères morphologiques identifiables

par photographies aériennes et qui permettent de reconnaître différentes sous-unités au sein d'une même tourbière.

Malgré les efforts pour réussir à départager et à classer les différents sites, il n'est pas rare de rencontrer plusieurs types de tourbières au sein d'un même écosystème tourbeux (Charman, 2002; Wheeler et Proctor, 2000). Dans ce cas, on parle de complexes écologiques. En ce sens, les « raised bog » ou tourbières bombées sont généralement des complexes tourbeux dont la partie centrale de forme convexe est ombrotrophe, mais dont la périphérie est minérotrophe et supporte une végétation plus mésotrophe (Turunen *et al.*, 2002). Les tourbières du Minnesota sont un bon exemple de complexes tourbeux où fens et bogs se côtoient (Wright *et al.*, 1992). En Jamésie, la présence d'îlots ombrotrophes dans des tourbières minérotrophes a déjà été décrite (Grondin et Ouzilleau, 1980). On comprend alors qu'il est nécessaire d'adapter les critères de classification à différentes échelles, selon le niveau de perception et les objectifs des travaux à réaliser. Dans le contexte des complexes tourbeux en Russie, l'utilisation des termes microtope, mésotope et macrotope a été introduit en 1981 par Ivanov (Charman, 2002). En utilisant la notion de complexe écologique, l'auteur met l'accent sur l'importance de la notion d'échelle spatiale pour la caractérisation de la morphologie en lien avec l'hydrologie de surface. Ivanov a décrit la plus petite unité ou microtope des tourbières qui serait l'équivalent du biotope défini dans notre étude. Ensuite, le mésotope serait l'équivalent d'une UMS et le macrotope représenterait la tourbière ou le complexe tourbeux.

Cette section 2.1 rappelle en quelque sorte comment la végétation des écosystèmes peut atteindre un équilibre dynamique avec son environnement. Par équilibre dynamique, on sous-entend qu'il existe une certaine balance à travers l'occurrence de changements. La végétation se développe selon différents gradients et peut être utilisée pour caractériser les types de milieux et comme information indirecte sur différents paramètres physico-chimiques. Par contre, la distribution des sites dans différentes catégories de milieux peut difficilement tenir compte de toutes les caractéristiques à la fois. Un choix de critères doit être fait selon les objectifs de

l'utilisation de l'outil de classification et les particularités des milieux étudiés. Il semble toutefois important d'inclure au minimum des critères hydrologiques, floristiques et morphologiques.

## **1.2 Processus de développement des tourbières**

Au tournant du XX<sup>e</sup> siècle, une transformation des concepts écologiques a permis de considérer la végétation dans sa nature dynamique, d'aborder le thème de la succession végétale ou de la progression de la structure et de la composition des communautés végétales dans le temps. La dimension spatiale permet aussi de visualiser le concept de succession et avec l'avancement des technologies, on s'intéresse de plus en plus à l'intégration de ces deux dimensions à travers l'étude des variations spatio-temporelles des végétaux. Cette section de chapitre permet de résumer pourquoi et comment la tourbe commence à s'accumuler à un endroit ainsi que comment les tourbières évoluent non seulement dans le temps, mais aussi dans l'espace.

Puisqu'une tourbière est un écosystème accumulateur de matière organique sous forme de tourbe, l'entourbement suppose un taux de productivité végétale supérieur à son taux de décomposition. Même si la production peut varier, c'est surtout un faible taux de décomposition qui permet l'initiation de l'entourbement (Charman, 2002). La matière organique commence à s'accumuler lorsque les conditions deviennent favorables à la mise en place d'un bilan hydrique positif, ce qui ralentit considérablement la décomposition des végétaux (Payette, 2001a). Il y a plusieurs façons d'obtenir un surplus hydrique (ex : climat, relief, nature des dépôts de surface, interventions humaines, construction de barrages par les castors, etc.) et il est pratique de subdiviser les processus d'entourbement en deux types distincts : comblement et paludification (Charman, 2002; Payette, 2001a). Ces deux processus peuvent tout de même se combiner dans le développement d'un même site.

### 1.2.1 Entourbement par comblement

Le processus de comblement est celui par lequel un plan d'eau peu profond se remplit de débris organiques entraînant ainsi la fermeture éventuelle du bassin. C'est un mécanisme bien connu, dont les premières explications remonteraient au début du XIX<sup>e</sup> siècle (Wheeler et Proctor, 2000). Bien que très populaire, ce processus ne serait pas nécessairement le plus répandu (Charman, 2002). Un siècle plus tard, Weber a expliqué avec plus de détails le développement hydroséral autogénique des tourbières via le processus de comblement et l'aurait associé au changement de statut nutritionnel de eutrophe vers oligotrophe (Wheeler et Proctor, 2000; Bauer, 2002). Au début de ce processus, la phase limnique serait dominée par des plantes macrophytes submergées ou flottantes permettant une accumulation de sédiments limniques sous forme de gyttja. À cette phase initiale succéderait une phase telmatique où règnent des taxons émergents (ex : *Phragmites*, *Scirpus*, *Typha*, *Equisetum*, *Carex*, etc.). Les mousses brunes telles que *Scorpidium* et *Drepanocladus* pourraient ensuite prendre de plus en plus d'importance donnant lieu à une phase semi-terrestre qui pourra évoluer ultimement en communauté terrestre ou « raised bog » dominée par des espèces de *Sphagnum sp.* et *Eriophorum sp.*. Il faut aussi noter que les bassins pourraient se combler via des matelas flottants dont la flore caractéristique s'apparente à celle des fens (Bauer, 2002).

Il semble que l'entourbement par comblement soit limité à des plans d'eau relativement peu importants, soient de petits lacs ou des mares peu profondes (Payette, 2001a; Charman, 2002). La topographie, différents facteurs écologiques et les conditions climatiques peuvent aussi avoir une certaine influence sur ce phénomène (Charman, 2002). Par exemple, une période de bas niveaux d'eau potentiellement liée à une diminution de l'humidité ou des précipitations pourrait accélérer le processus de comblement des plans d'eau (Payette, 2001a).

### 1.2.2 Entourbement par paludification

On parle de paludification lorsque le dépôt de tourbe se fait directement sur le matériel minéral, sans véritable phase aquatique et sans dépôt de sédiments limniques (Foster *et al.*, 1988; Korhola, 1994). Ce processus d'entourbement serait plus répandu que celui par comblement. La plupart des tourbières boréales auraient d'ailleurs été initiées par le processus de paludification (Clymo, 1991). Selon la conception directionnelle de Clements sur la succession hydrosérale, la paludification d'une forêt mésique représenterait un processus régressif (Dansereau, 1957).

À la différence du processus de comblement des lacs et autres plans d'eau, la paludification nécessite un changement ou un stimulus externe qui causera un surplus d'eau sur le site ou une hausse de la nappe phréatique sur un terrain autrement bien drainé. Des facteurs externes ou allogéniques, en particulier le climat, exerceraient une influence décisive sur l'initiation de l'entourbement par paludification (Damman, 1979; Payette, 2001a). Par exemple, un surplus hydrique peut survenir lors d'une augmentation des précipitations combinée ou non à une diminution des températures, tous deux favorisant une plus grande humidité de surface et par le fait même, l'entourbement par paludification. Bien que l'importance relative du climat dans le contrôle de la paludification ne soit pas encore claire, deux phases de paludification intense ont été identifiées dans le sud de la Finlande, coïncidant avec des périodes de conditions climatiques plus humides inférées à partir de niveaux lacustres en Suède (Korhola, 1995). Parmi les autres facteurs externes, on inclut la déforestation, le passage de feux, l'activité des castors ou le dégel du pergélisol (Charman, 2002; Payette, 2001a). Par contre, la paludification peut aussi être un processus autogénique si par exemple, l'entourbement est stimulé par une diminution de la perméabilité du sol par la formation d'une couche indurée au cours de la pédogenèse (Payette, 2001a).

Finalement, notons que la nature du processus d'initiation de l'entourbement peut exercer une influence sur le développement futur de la tourbière. Dans les cas où le processus de comblement d'un plan d'eau est à l'origine du développement d'une tourbière, il a été observé que la profondeur du plan d'eau et la nature du sédiment à la base peuvent être des facteurs importants pour le contrôle de la vitesse et la direction des stades initiaux de succession vers l'ombrotrophication (Hughes et Barber 2004). Ces auteurs ont observé que des bassins peu profonds ont favorisé une succession hydrosérale plus rapide.

### 1.2.3 Ombrotrophication

Le passage de fen à bog représente un processus de succession où la végétation passe d'un statut trophique relativement riche à pauvre et acidophile. Cette transition souvent rapide est caractérisée par l'introduction et la prédominance des sphaignes (Payette, 2001a). La succession hydrosérale jusqu'à la mise en place d'une tourbière ombrotrophe élevée ou « raised bog » peut passer par plusieurs chemins différents et toute une variété de communautés végétales différentes est possible (Charman, 2002).

L'ombrotrophication serait favorisée en grande partie par des facteurs autogènes comme l'isolement progressif du contact avec le sol minéral, la diversion des eaux de drainage et l'acidification naturelle par les sphaignes (Payette et Rocherfort, 2001). Une diminution de la conductivité hydraulique de la tourbe favorisée par l'installation d'une communauté végétale à *Eriophorum vaginatum* constitue un autre exemple d'ombrotrophication autogène (Hughes et Barber, 2004). Par contre, d'autres facteurs comme le contexte hydrogéologique (Glaser *et al.*, 2004a), la situation physiographique (Glaser *et al.*, 2004b) et le climat (Hughes et Barber, 2004) peuvent permettre un changement de drainage suffisant pour stimuler ou retarder l'ombrotrophication.

Une fois que les sphaignes sont établies, il semble improbable qu'elles disparaissent, en autant que le climat et les conditions hydrologiques demeurent stables (Charman, 2002). On peut considérer les sphaignes comme les véritables « ingénieurs » des écosystèmes tourbeux. De par leur façon de créer un environnement acide, pauvre en nutriments, frais et anoxique, les sphaignes rendent la vie difficile aux plantes vasculaires ce qui augmente leur capacité à survivre et à se reproduire par rapport aux autres espèces (van Breemen, 1995). De plus, la nature réfractaire des horizons de sphaignes à se décomposer assure leur dominance dans les sédiments (van Breemen, 1995).

### **1.3 Influence des facteurs autogènes et allogènes**

Comprendre la dynamique du développement des tourbières ne se fait pas sans aborder les deux principaux groupes de facteurs impliqués : autogènes et allogènes. Tel que mentionné dans Payette et Rocherfort (2001), « il n'est pas toujours facile de distinguer des deux groupes de facteurs (autogènes et allogènes) celui qui est le plus influent au cours du développement de la tourbière » (Payette, 2001a, p. 40). Bien qu'il soit impensable de revoir l'ensemble du débat, une synthèse de l'influence de ces facteurs s'impose.

Les facteurs allogènes sont ceux d'origine externe à l'écosystème et qui peuvent donc appliquer un forçage. Parmi ceux-ci, on retrouve le climat, les feux, le contexte hydrologique, etc. De leur côté, les facteurs autogènes ont trait aux processus internes principalement liés à la croissance des plantes, à la décomposition et à l'accumulation de la matière organique. Par exemple, on pense à la succession hydrosérale, à l'acidification par les sphaignes et à la dynamique des communautés végétales dans la tourbière.

La théorie déterministe de la régénération cyclique défendue par Von Post et Sernander proposait que les changements dans la composition floristique vasculaire et bryophytique soient opérés en réponse à des mécanismes autogènes et avec une

notion de cyclicité dans le temps c'est-à-dire la succession répétée des dépressions et des buttes en raison des taux différentiels d'accumulation de la tourbe de ces deux biotopes (Charman, 2002). Cette théorie énoncée au début du XX<sup>e</sup> siècle était basée sur un nombre limité de données empiriques et on commença à douter de cette exclusivité des facteurs autogènes une cinquantaine d'années plus tard (Walker et Walker, 1961; Aaby 1976). Il faudra attendre la publication des travaux de Barber (1981) sur la « phasic theory of bog growth » pour que la réfutation de la théorie de la régénération cyclique amène un véritable changement de paradigme. À l'instar d'un point de vue strictement autogène, on pouvait maintenant envisager un contrôle allogène du développement des tourbières et cela, non seulement en ce qui a trait à la distribution des tourbières ou aux horizons de récurrence (petite et moyenne échelle), mais aussi dans les changements stratigraphiques (grande échelle). Pour soutenir sa théorie, Barber affirme que l'hydrologie, le cycle de vie des plantes, la taille des mares, etc. sont tous des éléments subordonnés au climat et que ce dernier exerce un contrôle prépondérant dans le développement des tourbières. Cette théorie a été appuyée par l'utilisation des tourbières comme archive de variables « proxies » des conditions climatiques passées c'est-à-dire à partir desquelles des conditions climatiques passées peuvent être inférées.

Par contre, on reconnaît de plus en plus que les effets d'un facteur externe comme le climat semblent difficilement détectables. Quelques études récentes font valoir le fait que dans certains cas, les facteurs autogènes seraient davantage déterminants sur l'accumulation de la tourbe (ex : Hu et Davis, 1995; Glaser et Janssens, 1986; Muller, 2003; Lavoie et Richard 2000a, 2000b; Anderson *et al.*, 2003). Parfois, il est proposé que le signal climatique pourrait être masqué par les facteurs autogènes (ex : Lavoie et Richard, 2000a). Pour expliquer ce phénomène, on peut argumenter que les écosystèmes tourbeux ont la capacité de s'adapter dans une certaine mesure aux modifications du climat par différents processus de rétroaction et mécanismes de compensation. L'inertie et l'adaptabilité des écosystèmes peuvent donner une fausse impression d'absence de changement climatique dans l'archive paléoécologique (Charman, 2002). Par exemple, la capacité d'adaptation et de

mutualisme des espèces végétales pourrait permettre aux groupements végétaux de s'adapter à des changements environnementaux de faible amplitude par réorganisation sociologique (Payette, 1988). Par ailleurs, de petits changements peuvent potentiellement engendrer des impacts importants selon le niveau d'instabilité de l'équilibre atteint par l'écosystème (Frenzel, 1983). Barber (1981) a mentionné la possibilité d'un effet de seuil qui expliquerait le cas des sites présentant des réponses différentes et où le signal climatique ne serait pas détectable. Finalement, il semble raisonnable de suggérer qu'une combinaison de facteurs allogènes et autogènes serait responsable de la succession des paysages observables dans les archives de tourbe (ex : Bauer *et al.*, 2003).

Charman (2002) affirme que les facteurs autogènes et allogènes interagissent selon deux scénarios. Dans le cas où les conditions climatiques sont changeantes, celles-ci peuvent soit freiner ou accélérer la succession autogène en diminuant ou en augmentant l'humidité de surface. Dans le cas où les facteurs allogènes seraient stables, les facteurs autogènes auraient alors l'occasion de contrôler presque exclusivement le développement. Il faut toutefois compter plusieurs centaines ou milliers d'années pour que la succession autogène opère et il semble improbable que les conditions climatiques demeurent inchangées sur d'aussi longues périodes de temps. Par définition, les processus autogéniques sont spécifiques au site d'observation. Par conséquent, des changements stratigraphiques synchrones détectés dans plusieurs sites d'une même région reflètent probablement les effets d'un changement climatique sur le milieu (Ovenden, 1990).

Pour toutes ces raisons, l'incapacité de détecter un signal climatique dans certaines archives ne suffit pas à rejeter son influence, mais peut certainement soulever un questionnement sur sa prépondérance ou son intensité. Dans les études où l'on ne détecte pas le signal climatique, on peut aussi se demander si le site de carottage, les variables « proxies » utilisées et la résolution d'analyse étaient appropriés ou suffisamment sensibles aux fluctuations climatiques car « il existera toujours une hiérarchie incontournable des facteurs allogènes sur les facteurs autogènes » (Payette, 2001a, p. 40).

Nous avons vu à la section précédente que l'initiation de l'entourbement peut être de nature autogène ou allogène et ce, peu importe la nature du processus (comblement ou paludification). Cette section-ci a permis de comprendre que la suite du développement serait inévitablement imprégnée par la succession autogène alors que les facteurs allogènes procureraient une modulation plus ou moins importante. Cette modulation peut être potentiellement retracée en consultant l'archive de tourbe et c'est ce que nous verrons à la section suivante.

#### **1.4 Cycle du carbone, accumulation de la tourbe et reconstitutions paléoécologiques**

Cette section nous permet de voir comment le développement des tourbières est lié à la dynamique de surface du cycle du carbone ainsi qu'à l'équilibre entre la décomposition et l'accumulation de la tourbe dans le temps. La végétation vivante participe activement au cycle du carbone avant de mourir et s'accumuler sous forme de tourbe grâce à un bilan hydrique positif qui entrave les processus de décomposition. Le carbone qui reste dans la matière organique partiellement décomposée est alors entreposé sous la surface de la tourbière. Le cycle du carbone en lien avec l'hydrologie et indirectement le climat est donc à la base de la compréhension de la structure et du fonctionnement des tourbières. Finalement, nous verrons que l'analyse de l'archive de tourbe peut servir d'indicateur des conditions paléoécologiques et paléoclimatiques.

##### **1.4.1 Dynamique de surface du cycle du carbone**

On reconnaît le haut degré d'incertitude actuel en ce qui a trait à l'estimation des impacts du changement climatique sur les processus biogéochimiques liés au carbone dans les tourbières (Gorham, 1991; Moore *et al.*, 1998). Nous verrons que la dynamique actuelle du carbone à la surface des tourbières détermine en grande partie la quantité de carbone qui sera entreposée dans la tourbe.

Le cycle du carbone débute dans l'acrotelme, subdivision supérieure des tourbières où la nappe phréatique fluctue et qui représente la section vivante la plus active biologiquement (Ingram, 1978; Clymo, 1978). Il y a captage du CO<sub>2</sub> atmosphérique lors de la photosynthèse et puis le rejet du même gaz lors de la respiration des plantes et de la décomposition aérobie de la tourbe. Au niveau du catotelme, partie sous-jacente plus profonde, continuellement saturée en eau et qui correspond au site d'accumulation de la matière organique, il y a décomposition lente et partielle sous des conditions d'anaérobies (Clymo, 1991). Du méthane ou CH<sub>4</sub> y est produit par l'action des microorganismes méthanogéniques et ce même gaz est consommé par le métabolisme des méthanotrophes. Le cycle se termine par la production de carbone organique dissous ou COD, généré lors de la dégradation des végétaux. L'accumulation du carbone se fait lorsque la production végétale dans l'acrotelme est telle que le captage de CO<sub>2</sub> atmosphérique excède les sorties de carbone sous forme de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> ou même de COD. Alors, la tourbe peut s'accumuler pendant plusieurs milliers d'années. Cette délicate balance représente un équilibre dynamique qui est sous l'influence de plusieurs facteurs biologiques et physiques (Charman, 2002).

Selon le GIEC (2001), des données récentes montrent qu'actuellement les tourbières nordiques sont des puits nets de carbone captant à un taux de  $0,07 \times 10^{15}$  gC.a<sup>-1</sup>. Plus précisément, on peut considérer les écosystèmes tourbeux comme des puits nets de gaz carbonique et de faibles sources de méthane (Moore *et al.*, 1998; Whiting et Chanton, 2001). Plusieurs études sur l'échange écosystémique net ou ÉÉN ont démontré que le captage intensif du CO<sub>2</sub> dans les tourbières se produit durant l'été par l'action de la photosynthèse et que les émissions ont lieu principalement en hiver, tôt au printemps et tard à l'automne, lorsque la végétation est inactive (Blodau, 2002). Les flux de CO<sub>2</sub> dans les tourbières sont fortement influencés par la température et le niveau de la nappe phréatique (Moore, 2001). Par ailleurs, on observe une grande variabilité spatio-temporelle dans les échanges de CH<sub>4</sub> entre l'atmosphère et la surface tourbeuse (Bubier et Moore, 1994), ce qui constitue une difficulté pour la modélisation des flux de CH<sub>4</sub>. Ces flux sont

grandement influencés par la position de la nappe phréatique puisque du niveau de celle-ci dépend les conditions d'anaérobie nécessaires pour l'activité méthanogénique. Il est estimé qu'entre 40 et 70% de la variation des flux de CH<sub>4</sub> dans les tourbières seraient expliqués par les fluctuations de position de la nappe phréatique (Moore, 2001).

On comprend donc que non seulement des changements de conditions de température et d'humidité pourraient affecter le cycle du carbone, mais que la répartition annuelle de ces changements pourrait aussi exercer une influence importante sur le bilan global. Les variables les plus importantes pour le contrôle de la balance en carbone des écosystèmes tourbeux sont : l'hydrologie, la température, la composition végétale ainsi que les caractéristiques chimiques des tissus végétaux et de la tourbe (Moore *et al.*, 1998). Le climat influence donc la dynamique du carbone dans les écosystèmes tourbeux, notamment via les processus liés à l'hydrologie (précipitation, évapotranspiration, etc.).

#### **1.4.2 Le carbone dans les sédiments de tourbe**

Environ 2 à 15% de la biomasse produite annuellement aboutit dans la tourbe qui s'accumule à long terme dans le catotélme (Gorham et Janssens, 1992). La concentration en carbone de la tourbe provenant de différents types de tourbières boréales et subarctiques varie entre 45 et 56% (Turunen, 2003). La variation de l'accumulation du carbone dans la tourbe dépend de plusieurs facteurs dont le climat, le type et l'âge de la tourbière, la topographie et la fréquence de feux (Turunen, 2003). On peut calculer le taux d'accumulation du carbone par le produit du taux d'accumulation de la tourbe (cm.a<sup>-1</sup>) et de la concentration en carbone ou densité (gC.cm<sup>-3</sup> multiplié par 10<sup>4</sup>) (Ovenden, 1990; Turunen, 2003). L'estimation de la quantité totale de carbone entreposé dans les tourbières dépend donc des valeurs moyennes utilisées pour le calcul du taux d'accumulation du carbone. Par exemple, le 455 x 10<sup>15</sup> g de carbone calculé par Gorham (1991) pourrait être surestimé pour plusieurs raisons, entre autres parce que cet auteur a utilisé une densité moyenne

de  $0,112 \text{ gC.cm}^{-3}$ , ce qui semble élevé par rapport aux valeurs retenues dans d'autres études (Turunen, 2003). Turunen (2003) a calculé une valeur moyenne de  $0,091 \text{ gC.cm}^{-3}$  en compilant les données de plusieurs tourbières finlandaises. Ainsi, la quantité totale de carbone entreposé dans les tourbières demeure encore incertaine et pourrait être inférieure à ce qui avait été présenté par Gorham (1991), soit entre  $270$  et  $370 \times 10^{15} \text{ gC}$  (Turunen *et al.*, 2002). Par contre, il ne fait aucun doute que les tourbières demeurent d'importants réservoirs de carbone (Ovenden, 1990).

Clymo (1984) a démontré qu'il y a un biais systématique dans le calcul des taux d'accumulation du carbone, inévitablement sous-estimé dans les parties plus profondes puisque la tourbe se dégrade progressivement dans le temps. C'est ainsi que le taux d'accumulation porte la qualification d'« apparent » et qu'il est caractérisé par l'acronyme anglophone LORCA pour « long-term apparent rate of carbon accumulation » (Turunen, 2003). Le LORCA reflète la balance en carbone entre la production et la décomposition (Clymo *et al.*, 1998). La portée de ce biais a été discutée par Clymo *et al.* (1998) et le calcul des taux apparents d'accumulation du carbone à partir de l'âge basal peut sembler trop simpliste (Clymo, 1991). L'usage de ce calcul demeure toutefois justifié dans le cas de comparaisons générales ou entre différentes tourbières pour une même période donnée (Charman, 2002). Le taux réel d'accumulation nette du carbone (ARCA ou « actual rate of carbon accumulation ») peut seulement être estimé à l'aide de modèles tels que celui de Clymo (1984) et est généralement inférieur au LORCA en raison de l'effet de la décomposition (Turunen, 2003). Le LORCA des tourbières au Canada varie entre  $10$  et  $35 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  (Ovenden, 1990) avec des valeurs moyennes entre  $22$  et  $29 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  pour les tourbières boréales (Gorham, 1991; Kuhry et Vitt, 1996).

### **1.4.3 La tourbe comme archive paléoécologique**

La tourbe accumulée sous la surface des tourbières représente de véritables archives témoignant des environnements passés. Une série de techniques d'analyse

de la tourbe et de ses constituants existe afin d'étudier plus en détail l'évolution des tourbières dans le temps (Birks et Birks, 1980; Payette, 2001b; Charman, 2002). Différents indicateurs biologiques et paramètres physico-chimiques peuvent être utilisés pour reconstituer l'histoire de ces écosystèmes et c'est ce que nous aborderons ici.

De grands changements dans l'accumulation de la tourbe sont généralement traduits par des changements stratigraphiques (Kuhry, 1997). À l'échelle canadienne, des différences de taux d'accumulation de la tourbe ont été observées et sembleraient indiquer l'influence du climat sur ces milieux (Ovenden, 1990). Le processus de décomposition est un des facteurs déterminants de l'accumulation de la tourbe et du carbone qui la compose. Principalement opérée par les microorganismes, cette décomposition est surtout fonction de l'humidité, du contenu en oxygène, de la température et de la nature du matériel à décomposer (Charman 2002). Dans les climats maritimes du nord de l'Europe, les effets des précipitations ou de la profondeur de la nappe phréatique sur l'accumulation de la tourbe ont été étudiés (ex : Tolonen, 1987). En Amérique du Nord sous un climat plus continental, il a déjà été suggéré que les impacts de la température sur l'accumulation de la tourbe seraient tout aussi importants que ceux engendrés par des fluctuations dans le régime de précipitations (Damman, 1979).

La reconstitution des conditions passées d'humidité de surface ou « past surface wetness » peut servir de variable « proxie » du climat passé (Chambers et Charman, 2004; Charman, 2002; Mauquoy *et al.*, 2002b). Il existe plusieurs façons d'inférer l'humidité de surface des tourbières. Les communautés de rhizopodes qui évoluent principalement en fonction des conditions hydrologiques peuvent servir d'indicateurs de conditions climatiques (Warner et Charman, 1994). Ces microorganismes permettent même de retracer des fluctuations hydrologiques parfois trop peu prononcées pour être détectées dans les analyses macrofossiles et sporopolliniques (Lavoie et Richard, 2000a).

L'analyse macrofossile permet de reconstruire l'évolution des communautés végétales passées liées potentiellement aux différents facteurs ayant influencé le développement de l'écosystème tourbeux. Par exemple, des changements des espèces de sphaignes ont déjà été corrélés à des fluctuations du climat (ex : Mauquoy et Barber, 1999; Mauquoy *et al.*, 2002a). Étudier les variations du degré de décomposition de la tourbe permettrait aussi d'inférer les conditions paléohydrologiques (Lavoie, 2001a). L'observation des changements du degré d'humification ou de décomposition dans les horizons de tourbe a d'ailleurs permis à Blytt et Semander d'élaborer leur séquence climatique (Birks et Birks, 1980). Le degré de décomposition de la tourbe peut être évalué de différentes façons. La quantité de débris organiques non-identifiables et l'état de conservation des bryophytes sont des indices évidents du degré de décomposition de la tourbe (ex : Yu *et al.*, 2003a et 2003b). D'autres auteurs ont tenté de quantifier le degré de décomposition de la tourbe par spectrophotométrie (Blackford et Chambers, 1993). Il faut toutefois se rappeler que les différentes espèces ont des taux de décomposition qui leur sont spécifiques (Johnson et Damman, 1991) et dont on doit tenir compte dans notre interprétation des résultats.

La variation dans le ratio C/N informe aussi sur le degré de décomposition de la tourbe (Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004). La tourbe de l'acrotelme perd du carbone par décomposition aérobie jusqu'à ce qu'elle soit incluse dans le catotelme, où le taux de décomposition chute jusqu'à atteindre un faible taux qui devient significatif lorsque considéré sur de longue période de temps comme à l'échelle du millénaire (Clymo, 1984; Clymo *et al.*, 1998). Ce type de modèle implique donc une forme concave de la courbe de l'accumulation totale du carbone en fonction de l'âge des dépôts tourbeux (Kuhry et Vitt, 1996). La perte de carbone de la tourbe avant son inclusion dans le catotelme dépend surtout de son temps de résidence dans l'acrotelme, mais peut être influencée indirectement par les conditions climatiques ainsi que par la composition de la tourbe (Malmer et Wallén, 2004). Entre 80 et 90% de la masse sèche de matière organique est perdue au cours de la décomposition dans l'acrotelme (Clymo, 1984). Durant ce processus, le

carbone quitte le système alors que l'azote est conservé quantitativement dans les protéines des plantes (Malmer et Holm, 1984; Malmer et Wallén, 2004) et devient immobilisé dans le catotélme (Kuhry et Vitt, 1996). Par la suite, le carbone continue à se décomposer dans le catotélme, ce qui cause un enrichissement graduel en azote et donc, une diminution lente du ratio C/N dans la tourbe (Malmer et Holm, 1984; Kuhry *et al.*, 1992). L'azote peut ainsi être utilisé comme marqueur interne des processus de décomposition ayant eu lieu principalement dans l'acrotélme (Malmer et Holm, 1984). Par exemple, une faible valeur de ratio C/N d'un horizon de tourbe peut donc indiquer un haut degré de décomposition (Malmer et Holm, 1984). Le ratio C/N au moment où la matière organique commence à se décomposer est généralement élevé (120 à 140) et peut être considéré comme constant pour chaque type de plante puisqu'il est déterminé par les processus internes des végétaux (Malmer et Wallén, 2004). À l'intérieur de certaines limites, une augmentation de la disponibilité en azote à la surface résulte en une augmentation de la production de biomasse et n'affecte le ratio C/N que marginalement (Kuhry et Vitt, 1996).

L'analyse sporopollinique constitue une technique intéressante pour reconstituer l'histoire de la végétation (Birks et Birks, 1980; Lavoie, 2001a). Le pollen des plantes supérieures ainsi que les spores des fougères, des mousses et des champignons se retrouve en quantités appréciables dans la tourbe tout en formant une archive continue. Le pollen est distribué principalement par le vent, l'eau et les insectes, mais la fraction transportée par le vent est généralement la plus importante dans le cas des tourbières (Charman, 2002). Les pollens produits par les plantes tourbicoles forment les apports polliniques locaux, alors que le pollen des formations forestières à l'extérieur des tourbières constitue les apports régionaux. Le dépôt pollinique est donc de nature composite (Richard, 1977). La succession de la végétation des tourbières ne peut être reconstituée en détail par l'analyse sporopollinique (Lavoie, 2001a). Il est donc stratégique d'associer cette technique à l'analyse macrofossile. Des changements de taux d'accumulation sédimentaire net de la tourbe ont aussi déjà été corrélés par les concentrations polliniques (Lavoie et Richard, 2000a). Lorsque l'accumulation de la tourbe ralentit, on s'attend à ce que le pollen se

concentre à la surface de la tourbe, ce qui fait augmenter la concentration pollinique. L'analyse sporopollinique sur des carottes de tourbe nous informe donc non seulement sur la succession de la végétation, mais aussi indirectement sur le développement des tourbières.

En résumé, la section 1.4 nous rappelle donc que la dynamique du carbone à la surface de la tourbière ainsi que la décomposition de la matière organique déterminent l'accumulation de la tourbe dans le temps. Au cours des siècles, l'écosystème tourbeux évolue sous l'influence de différents paramètres environnementaux. Les analyses paléoécologiques de l'archive de tourbe nous informent sur cette évolution. Cependant, il est parfois difficile de discriminer les facteurs responsables des variations dans l'accumulation de la tourbe et du carbone. Malgré cela, la prédiction des impacts directs et indirects des changements climatiques peut être inspirée par les effets des changements environnementaux passés sur les écosystèmes tourbeux (Kuhry et Zoltai, 1994).

## **CHAPITRE 2 : Milieu étudié**

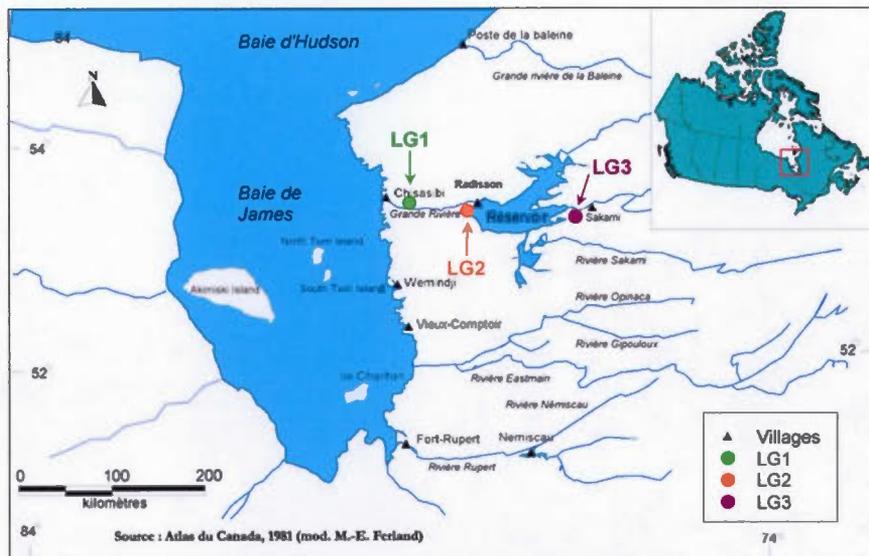
Ce chapitre présente le contexte actuel et passé de la région à l'étude. La localisation et la description générale du milieu étudié seront abordées ainsi que les contextes géomorphologiques, paléophytogéographiques et paléoclimatiques holocènes.

### **2.1 Localisation et description générale de la région à l'étude**

La région à l'étude est distribuée le long de la rivière La Grande (figure 2.1, p. 30). Selon les objectifs du projet multidisciplinaire de la professeure Gameau, trois tourbières boréales ont été choisies dans le bassin-versant de la rivière La Grande entre les régions de LG1 et LG3. Les trois sous-régions retenues pour l'étude se distinguent principalement par l'altitude par rapport au niveau de la mer, le relief, les dépôts de surface, l'hydrographie et le type de tourbières qui s'y est développé. Une série de critères a été utilisée pour sélectionner une tourbière par sous-région dont la représentativité par rapport à la sous-région, la morphologie de surface de la tourbière et la végétation associée, la profondeur du dépôt de tourbe ainsi que l'accessibilité du site.

La tourbière de la région de LG1 est située à un peu moins de 50 km à l'est de la baie de James près du village autochtone de Chisasibi (figure 2.1, p. 30). À une altitude moyenne de 38 m au-dessus du niveau de la mer, cette tourbière couvre une superficie approximative de 2 km<sup>2</sup>. La tourbière de la région de LG2 est représentée par un vaste complexe à l'intérieur duquel une superficie d'un peu plus de 11 km<sup>2</sup> a été délimitée à partir du réseau de drainage. Située à environ 100 km à l'est de la baie de James au sud du village de Radisson, cette tourbière se trouve à 172 m d'altitude par rapport au niveau de la mer. Finalement, la tourbière de la région de LG3 est localisée à près de 250 km à l'intérieur des terres par rapport à la baie de James et à une altitude de 227 m au-dessus du niveau de la mer. Elle couvre un peu moins de 10 km<sup>2</sup> en superficie.

Dans le secteur délimité pour l'étude, le couvert végétal forestier appartient au domaine de la pessière à cladines, telle que décrite par Richard en 1977. La forêt est ouverte et est dominée par l'épinette noire (*Picea mariana*) sur tapis de lichens du genre *Cladonia*. Dans les stations humides, il n'est pas rare de rencontrer le mélèze (*Larix laricina*). Sur les dépôts bien drainés, des pinèdes de pins gris (*Pinus banksiana*) marquent les secteurs de colonisation après feux. La période de rotation des feux de forêt pour la région est estimée à 100-110 ans (Payette *et al.*, 1989). La strate arbustive est représentée principalement par l'aulne crispé (*Alnus crispa*), le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*.) et quelques saules (*Salix* spp.). On note aussi la présence de diverses éricacées et rosacées buissonnantes. Plus rare, le genévrier commun (*Juniperus communis*) est aussi présent. À cette latitude, le climat est de type continental subarctique et le tableau 2.1 à la page 30 en résume les caractéristiques.



**Figure 2.1** Carte de localisation et photographies des trois tourbières à l'étude : LG1 (53° 54' N, 78° 46' W); LG2 (53° 39' N, 77° 44' W) et LG3 (53° 34' N, 76° 08' W).

**Tableau 2.1 :** Normales climatiques de 1971 à 2000 pour la station météorologique de La Grande rivière A, Québec (53° 37' N, 77°42' W)

<b>Paramètres</b>	<b>Valeurs</b>
Température moyenne annuelle	- 3,1 °C
Température moyenne en janvier	- 23,2 °C
Température moyenne en juillet	13,7 °C
Journées avec température maximale ≤ 0 °C	157 jours
Précipitation totale annuelle	684 mm
Fraction nivale de la précipitation totale annuelle	36 %

Source : Environnement Canada, 2005

## 2.2 Contexte géomorphologique

La région du bassin versant de la rivière La Grande a le bouclier canadien comme assise géologique. Ce sont les traces des événements géologiques du Quaternaire récent qui prédominent dans le paysage et aucun sédiment antérieur à cette période n'a été découvert (Vincent, 1977). Les basses-terres de la baie de James représentent une unité physiographique de faible altitude avec une topographie d'ensemble légèrement ondulée et une importante couverture meuble (Hardy, 1976). L'altitude croît en bandes longitudinales en s'éloignant de la baie de James (Vincent, 1977). Entre les affleurements rocheux, on retrouve des dépôts meubles d'origine glaciaire et post-glaciaire laissés décrits par Vincent (1977). Il y a ceux composés de till et qui sont associés à différentes formes telles que les drumlins, les moraines de fond et les moraines de De Geer. Des sables et graviers d'origine fluvio-glaciaire ont été observés dans les eskers et la moraine frontale de Sakami. Finalement, des sédiments ont été déposés par la submersion marine de la mer de Tyrrell qui a envahi la région vers 7800 ans BP (Dyke et Prest, 1987). Les silts argileux et silts sableux ont été déposés par les eaux profondes. La mer a aussi laissé des traces d'anciens rivages et de plages composés de sédiments sableux et sablo-graveleux.

La séquence de déglaciation selon les travaux de plusieurs auteurs se résume comme suit (Hardy, 1976; Vincent, 1977; Dyke et Prest, 1987). Il y a 14 000 ans avant aujourd'hui, la marge de l'inlandsis laurentidien se situait au sud des Grands

Lacs actuels (Dyke et Prest, 1987). Sous l'influence d'un climat moins rigoureux, la calotte avait commencé à fondre et la marge à se retirer vers le nord. Vers 12 000 ans BP, la déglaciation était déjà bien engagée dans la région (Hardy, 1976; Vincent, 1977) et c'est vers 8000 ans BP que l'inlandsis se serait scindé en deux parties pour former le glacier du Nouveau-Québec à l'est de la baie de James et le glacier Hudson à l'ouest de celle-ci. Le glacier du Nouveau-Québec couvrait à ce moment le territoire à l'étude et les formes de terrain façonnées par celui-ci laissent croire qu'il s'écoulait dans un axe ouest-sud-ouest. Plus au sud, la calotte qui se retirait vers l'est était en contact avec le lac proglaciaire Ojibway. Vers 7900 ans BP, le front du glacier du Nouveau-Québec se situait à l'endroit où s'est formé la moraine de Sakami (Vincent et Hardy, 1977). C'est un temps d'arrêt dans le retrait de la calotte glaciaire qui a permis l'édification de la moraine de Sakami sur plus de 600 Km de longueur à environ 100 Km à l'intérieur des terres par rapport au rivage actuel de la baie de James (Hardy 1976). Après la vidange du lac Ojibway dans la baie James et la baie d'Hudson vers 7800 ans BP, la mer de Tyrrell a remplacé brusquement l'étendue lacustre (Dyke et Prest, 1987). La moraine de Sakami a été en contact avec la Mer de Tyrrell tout comme la série de moraines de De Geer qui ponctuent le paysage dans le secteur à l'est de celle-ci (Vincent, 1977). La topographie et le relèvement isostatique ont empêché une incursion marine à l'est du secteur de LG3. C'est ainsi que le glacier du Nouveau-Québec et la mer de Tyrrell ont commencé à se séparer vers 7500 ans BP (Vincent, 1977). Le retrait final du glacier n'aurait certes pas dépassé 6500 ans BP dans la région si on se fie aux datations récentes obtenues à partir de notre étude (chapitre 4), alors que les derniers lambeaux du glacier du Nouveau-Québec auraient disparu entre 6200 et 5600 ans BP dans le secteur du lac Delorme (54°25'N, 69°59'W; Richard, 1982, 1995).

Richard (1979) a proposé un âge de 7500-7000 ans BP pour l'extension maximale de la mer de Tyrrell à partir des données disponibles sur les comptages de moraine de De Geer et des courbes de relèvement isostatiques. La limite d'extension maximale n'était pas très loin de LG3 où la mer a pu s'avancer plus facilement dans

les vallées. Des observations récentes sur un versant de la colline Masson délavé par les vagues de la mer de Tyrrell et sur un delta marin dans la région de LG3 ont permis de fixer la limite marine dans ce secteur à environ 227 m d'altitude (Brosseau, 2005). Vers 6500 ans BP, la mer de Tyrrell se situait à une altitude de 175 m à la hauteur de la moraine de Sakami près de LG2 (Vincent, 1977).

C'est ainsi que les trois tourbières à l'étude sont situées à l'intérieur de la limite maximale d'extension de la mer de Tyrrell où les sédiments fins et les argiles marines se sont déposés. C'est dans les dépressions imperméables ou quasi-imperméables et sur les étendues planes mal drainées que l'accumulation des dépôts organiques a débuté.

### **2.3 Contexte paléophytogéographique et paléoclimatique**

Pour le Québec méridional, c'est vers 6000 ans BP que s'établissaient approximativement les limites des aires de peuplement des domaines de végétation forestière que l'on connaît aujourd'hui (Richard, 1995). Il existe encore relativement peu d'études paléophytogéographiques portant sur l'histoire postglaciaire de la taïga pour la portion orientale de la baie de James (Ouellet et Poulin, 1975; Richard, 1979; Richard, 1982). Au Sud de la région étudiée, l'Abitibi-Témiscamingue a été envahie par le lac glaciaire Ojibway, ce qui a retardé la colonisation initiale des arbres en Jamésie (Richard, 1989). Dans la région du lac Delorme dans la partie centrale du Nouveau-Québec, il semble que le délai fut très court entre la fonte finale du culot de glace et le début d'accumulation de la matière organique dans les petits lacs. La colonisation par la végétation a été immédiate ainsi que relativement massive (Richard, 1982).

Dans le nord-est jamésien (52-55°N, 74-70°W), la colonisation postglaciaire de la végétation a commencé par un stade assez court de quasi désert périglaciaire et vers 6500 ans BP débutait la sédimentation organique dans les lacs (Richard, 1979). Après la période du désert périglaciaire, une toundra similaire en termes d'espèces à

ce qu'on trouve actuellement en Arctique se serait établie. Toutefois, le climat était déjà trop clément pour assurer le maintien d'une phase de toundra et il y a donc eu coïncement de la phase toundra par des espèces boréales. Par la suite, une effusion du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloide*) aurait permis l'établissement d'une tremblaie-parc. Ce paysage a été remplacé par une pessière ouverte qui était alors plus dense que la taïga actuelle. L'aulne crispé et le bouleau glanduleux pouvaient atteindre une certaine densité (Richard, 1979). C'est à partir de 2700 ans BP que la pessière est devenue de plus en plus ouverte et que le pin gris a pris plus d'importance qu'aujourd'hui (Richard, 1979). Ce phénomène pourrait s'expliquer par un épisode de refroidissement à long terme et par des conditions plus sèches augmentant la fréquence des feux, mais réduisant le potentiel de régénération des épinettes qui aurait alors favorisé le pin gris, espèce mieux adaptée à une fréquence élevée des feux (Richard, 1979; Desponts et Payette, 1992).

Une des premières observations de la variabilité du climat holocène vient de la séquence climatique établie par Blytt et Semander au 19<sup>e</sup> siècle à partir d'études stratigraphiques de tourbières européennes (Charman, 2002). En Amérique du Nord, le climat de l'Holocène a connu plusieurs variations à l'échelle du millénaire sur des cycles d'environ 1500 ans (Viau *et al.*, 2002; Mayewski *et al.*, 2004; Viau *et al.*, sous presse) et l'ensemble de la végétation aurait enregistré ces variations climatiques (Viau *et al.*, 2002). Au Québec, Richard (1979) mentionne l'avènement de l'optimum climatique à partir de 6500 ans BP suivi d'une détérioration des conditions climatiques vers 3000-2500 ans BP jusqu'à aujourd'hui. Près de la limite des arbres au nord du 55<sup>e</sup> parallèle, des conditions climatiques chaudes et sèches auraient caractérisé la période 5500-3500 ans BP (Payette et Filion, 1993). Lavoie *et al.* (1997) ont aussi reconnu cet optimum climatique par la reconstitution, à l'aide des assemblages de fossiles de carabidés, d'une augmentation significative de la température moyenne de juillet entre 5500 et 1950 ans BP pour le Québec subarctique. Près de Poste-de-la-Baleine en Hudsonie (54-55°N et 79-74°W), différentes périodes de fluctuations climatiques ont été identifiées au cours des derniers 5000 ans (Filion, 1984; Filion *et al.*, 1991; Miousse *et al.*, 2003).

Au Québec, l'épisode néoglaciale des derniers 4000 à 3000 ans combiné à l'action des feux de forêts aurait favorisé une ouverture de la forêt boréale et la création de la toundra forestière un peu plus au nord (Richard, 1979; Richard, 1982; Payette et Gagnon, 1985; Despont et Payette, 1992; Gajewski *et al.*, 1993; Lavoie et Sirois, 1998). Des études récentes ont confirmé cette détérioration du climat pour le subarctique (Asselin et Payette, 2005; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Les données sur plusieurs palses et plateaux palsiques dans le nord du Québec montrent une période froide favorable au développement du pergélisol qui aurait débuté il y a environ 3000 à 2000 ans BP pour continuer jusqu'au cours du Petit Âge Glaciaire (Payette, 2001c; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005). Le réchauffement des températures et l'augmentation des précipitations après le Petit Âge Glaciaire aurait entraîné la fonte du pergélisol en milieu boréal et subarctique au Québec (Allard et Séguin, 1987; Payette, 2001c; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

La chronologie de l'entourbement de sites bien drainés a permis l'identification de périodes climatiques propices à l'accumulation de la tourbe au Québec nordique (Payette, 2001a). On reconnaît que le climat clément et humide fut propice aux processus d'entourbement entre 6000 et 3800 ans BP (Payette, 1984; Payette et Rocherfort, 2001). Ces conditions ont été suivies par un refroidissement du climat dans l'ensemble de la région après environ 3000 ans BP correspondant à l'épisode néoglaciale. La région du lac à l'Eau-Claire (56°N, 74-75°W) a connu sa plus importante période d'expansion de la tourbe ombrogène liée à un climat clément et humide entre 4500 et 3800 ans <sup>14</sup>C BP (Payette, 1988). En Jamésie, l'entourbement d'un site sur une île du lac Duncan a démarré entre 4400 et 3800 ans <sup>14</sup>C BP (Sirois, 1997). Les résultats de notre étude présentés au chapitre 4 viennent préciser la chronologie des processus d'entourbement pour le Québec boréal.

Des changements synchrones de communautés végétales observés dans plus de 700 diagrammes polliniques à travers l'ensemble de l'Amérique du Nord ont permis d'établir une chronologie globale des épisodes de transition associés à des changements climatiques majeurs à l'Holocène en accord avec les archives marines et provenant de carottes de glace (Viau *et al.*, 2002). Selon ces auteurs, 3704 ans

$^{14}\text{C}$  BP (4030 ans étal. BP) marque la transition vers la période néoglaciale dans l'hémisphère nord avec un refroidissement plus important vers 2756 ans  $^{14}\text{C}$  BP (2850 ans étal. BP). L'amélioration subséquente du climat correspond à l'optimum médiéval qui a débuté vers 1762 ans  $^{14}\text{C}$  BP (1650 ans étal. BP). Le climat a ensuite commencé à se refroidir à partir de 646 ans  $^{14}\text{C}$  BP (600 ans étal. BP) pour atteindre un refroidissement maximal durant le Petit Âge Glaciaire (Viau *et al.*, 2002).

## **CHAPITRE 3 : Méthodologie**

Le chapitre 3 explique la démarche méthodologique élaborée pour la collecte et le traitement des données. Ce chapitre est subdivisé en sept sections associées aux différentes étapes du travail : 1) Relevés de végétation de surface, 2) Échantillonnage des trois carottes centrales, 3) Préparation du matériel pour les analyses, 4) Analyses géochimiques (PAF et C/N), 5) Datations au radiocarbone, 6) Calculs des taux d'accumulation 7) Analyses macrofossiles et 8) Analyses sporopolliniques.

### **3.1 Relevés de végétation de surface**

Dans le but de documenter la végétation de surface des trois tourbières des trois secteurs étudiés, des relevés de végétation ont été effectués durant la campagne de terrain réalisée à l'été 2003. Cette caractérisation de la végétation des tourbières visait à mieux connaître les espèces végétales dans les tourbières étudiées, leur physiologie, leur répartition selon les différents gradients (topographique, hydrologique, trophique), leur phytosociologie, etc. Nous avons analysé la végétation des tourbières sur deux échelles : les unités morphologiques de surface (UMS) et les biotopes. Puis, l'ensemble des résultats des relevés sur les biotopes de butte et de dépression des deux tourbières ombrotrophes (LG2 et LG3) a été analysé afin de caractériser les variations des assemblages de végétation le long du gradient microtopographique.

Pour chacune des trois tourbières, les UMS telles que décrites par Buteau *et al.* (1994) et reprises par Collins (2005) ont été identifiées à partir de l'analyse de photos aériennes puis sur le terrain. Le choix des sites de relevés a été réalisé de façon subjective et suivant la représentativité de chaque UMS préalablement identifiée. Sur le terrain, les relevés de description générale du milieu consistaient à décrire à partir d'une superficie de 3 m par 3 m les informations suivantes :

**1) Variables géographiques**

- Latitude, longitude, altitude

**2) Variables physiographiques**

- Degré et forme de la pente
- Type de micro-relief

**3) Variables édaphiques**

- Profondeur de la nappe phréatique
- Valeurs de pH et de conductivité
- Profondeur du dépôt tourbeux
- Nature du dépôt minéral sous-jacent

Les valeurs de pH et de conductivité ont été obtenues à partir de mesures dans l'eau de la nappe phréatique ayant remonté dans les puits creusés manuellement à chaque point de relevé. Les mesures étaient effectuées environ 30 minutes après avoir creusé le puits. Les valeurs de conductivité ont été corrigées pour la présence des ions  $H^+$  (Sjörs, 1950). Des relevés de végétation ont ensuite été effectués à deux niveaux de perception différents, soient dans l'ensemble du  $9\text{ m}^2$  puis à l'intérieur de sous-ensembles de  $1\text{ m}^2$  afin de décrire l'assemblage de végétation de l'UMS et de ceux des biotopes composant ces UMS. Ces superficies de relevés étaient adaptées au type de structure de la végétation en lien avec sa dynamique et permettait d'inclure l'ensemble des espèces d'une communauté. La surface de recouvrement de la végétation à la hauteur de sa couronne a été évaluée en pourcentage par strate et par espèce. Chaque station a fait l'objet de quatre relevés différents. La surface de relevé de  $9\text{ m}^2$  a été subdivisée en 9 carrés de  $1\text{ m}$  par  $1\text{ m}$ , puis trois de ces surfaces de  $1\text{ m}^2$  ont été analysées pour évaluer la composition de la végétation des biotopes.

Dix strates de végétation ont été retenues (adaptation de Gérardin, 1980) :

- 1) As : arbres supérieurs à 3m,
- 2) Ai : arbres inférieurs à 3m,
- 3) as arbustes supérieurs à 30cm, mais inférieurs à 3m,
- 4) ai : arbustes inférieurs à 30cm,
- 5) ar : arbustes rampants,
- 6) Hs : herbacées supérieures à 30cm,
- 7) Hi : herbacées inférieures à 30cm,
- 8) M : mousses et hépatiques (strate muscinale),
- 9) S : sphaignes (strate muscinale),
- 10) L : lichens (strate muscinale).

Les pourcentages de recouvrement par espèce et par strate ont été exprimés en classes de recouvrement afin de dégager les tendances plus importantes. La définition de ces classes suit la nomenclature de Braun-Blanquet (1932) :

- = aucune donnée
- r = rare, individu solitaire
- + = faible couverture, sporadique
- 1 = recouvrement de 1 à 5%
- 2 = recouvrement de 5 à 25%
- 3 = recouvrement de 26 à 50%
- 4 = recouvrement de 51 à 75%
- 5 = recouvrement > 75%

Les espèces étaient identifiées sur le terrain et en cas d'incertitude, des spécimens étaient récoltés pour leur identification en laboratoire. La majorité des mousses et des sphaignes dénombrées ont été examinées au microscope afin de confirmer leur identification. Les graines de carex et les autres pièces de plus grandes tailles ont été observées à la loupe stéréoscopique puis conservées comme matériel de référence. Les pourcentages de recouvrement par strate de végétation et par espèce de plusieurs relevés ont été regroupés par type de biotope (butte et dépression). Cette synthèse des assemblages de végétation le long du gradient butte-dépression permet de caractériser davantage la tolérance de ces assemblages

dans les tourbières. Par contre, seuls les résultats des relevés des bogs (LG2 et LG3) ont été utilisés puisque le gradient micro-topographique entre la butte et la dépression dans ce type de tourbière est plus facile à isoler des autres gradients (Campbell et Rochefort, 2001). En raison de la faible quantité de relevés effectués dans le biotope de dépression pour la tourbière de LG3, ces résultats ont été combinés à ceux de la tourbière de LG2.

### **3.2 Échantillonnage des trois carottes de tourbe**

L'ensemble de la superficie des trois tourbières étudiées a été quadrillée à intervalles de 50 m pour la tourbière de LG1 et à 100 m pour les tourbières de LG2 et LG3 et des sondages ont été effectués à chaque point de quadrillage afin de mesurer l'épaisseur de la tourbe accumulée (Laterreur, 2005). À partir de ces résultats de sondage, des carottes de tourbe ont été prélevées au point le plus profond de chaque tourbière afin d'analyser la séquence d'accumulation la plus longue et donc susceptible de contenir les horizons marquant l'entourbement initial du bassin.

La carotte des tourbières de LG1 et de LG3 ont été prélevées durant la campagne de terrain de l'été 2002, alors que celle de la tourbière de LG2 a été prélevée en 2003. Une sonde de type « russe » de 7 cm de diamètre a été employée pour extraire les carottes des tourbières de LG1 et de LG3. à LG2, le premier mètre de tourbe en surface a été récolté à l'aide de la sonde de type « Box » ou « Jeglum II » (8 x 8 x 100 cm). La sonde russe de 7 cm de diamètre a été utilisée pour récolter le reste du profil, alors que la petite sonde russe à 5 cm de diamètre a permis de récupérer la base du dépôt incluant le contact des sédiments organiques avec le substrat minéral. Sur le terrain, les carottes ont été nettoyées afin d'éliminer toute trace de contamination externe. Une description stratigraphique sommaire ainsi qu'un examen de la végétation de surface près du site de carottage ont été effectués. Les carottes de LG1 et de LG3 ont été coupées en sections de 20 à 25 cm de longueur, emballées séparément dans une pellicule de plastique puis

recouverte de papier d'aluminium pour être transportées dans des boîtes de plastique limitant la compression du matériel. Dans le cas de la carotte de LG2, des sections d'un mètre de longueur ont été emballées de la même façon puis entreposées individuellement dans des tubes en plastique rigide afin de faciliter la protection dans le transport du matériel. Les carottes ont été conservées congelé jusqu'à leur traitement en laboratoire.

### **3.3 Préparation du matériel pour les analyses**

En laboratoire, les sections de carottes ont été reconstituées et une description stratigraphique détaillée a été effectuée selon Troël-Smith (1955) et Aaby et Berglund (1986). Une petite quantité de sédiments (ca 0,5 cm<sup>3</sup>) a été prélevée à intervalle régulier de 10 cm et resserré au contact des changements stratigraphiques afin d'être observée à la loupe stéréoscopique (grossissement de 10X et 40X). Après quoi, les carottes ont été coupées en tranches de 1 cm d'épaisseur. En prévision des analyses sporopolliniques et de perte au feu, des échantillons de 1 cm<sup>3</sup> ont été prélevés à l'aide d'un emporte-pièce. Ce sous-échantillonnage a été effectué immédiatement après le découpage de la carotte en tranche de 1 cm et avant que l'entreposage et les manipulations successives ne puissent affecter la densité, l'humidité ou l'état de conservation la tourbe. Les tranches ont été conservées individuellement dans des sachets de plastique remisés dans une chambre froide à 4°C.

### **3.4 Analyses géochimiques (Perte au feu et ratio C/N)**

Des échantillons de 1 cm<sup>3</sup> prélevés à tous les centimètres ont été soumis à un traitement de perte au feu (PAF) dans un four chauffé à 600 °C et à 1000 °C afin de déterminer le contenu en matière organique et en carbonates de calcium des sédiments (Dean, 1974). Puis, des échantillons prélevés à tous les 4 cm ont été

analysés pour la détermination du ratio carbone/azote (C/N). Deux à trois cm<sup>3</sup> de tourbe ont été séchés au four à 70 °C avant d'être broyés à l'aide d'un mortier en jade. Quelques milligrammes ont été pesés avant d'être analysés par combustion à l'aide d'un analyseur d'éléments «Carlo Erba NC 2500 » au laboratoire du GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal pour déterminer leur contenu en carbone et azote. Les résultats des analyses géochimiques sont représentés sous forme de graphiques (section 4.2, p. 73).

### 3.5 Datations au radiocarbone

Vingt-trois échantillons organiques répartis sur les trois carottes de tourbe ont été datés au radiocarbone afin de déterminer la chronologie de l'accumulation des sédiments (section 4.2, p. 73). Quatre échantillons de tourbe en vrac ont été envoyés au laboratoire de la Commission Géologique du Canada à Ottawa pour la datation conventionnelle ou radiométrique standard (RS). Les racines et les tissus herbacés non-contemporains ont été enlevés de ces échantillons afin d'éviter le rajeunissement des dates. Dix-neuf autres échantillons de sphaignes ou de macrorestes tourbicoles ont été datés au laboratoire Beta Analytic Inc. pour être soumis à la datation par spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules (méthode AMS ou Accelerator mass spectrometry : Litherland et Beukens, 1995). Les pièces macrofossiles de ces échantillons ont été extraites des sédiments par tamisage et identifiées à l'espèce.

L'étalonnage des dates <sup>14</sup>C est une étape nécessaire entre autres pour l'élaboration des modèles âge-profondeur qui fournit une distribution des probabilités plutôt qu'une valeur unique d'âge étalonné (Bartlein *et al.*, 1995; Telford *et al.*, 2004b). Les âges <sup>14</sup>C obtenus ont donc été étalonnés en années sidérales à l'aide du logiciel CALIB 5.0 (Stuiver et Reimer, 1993). Or, il est souvent difficile voire impossible de travailler avec les distributions complètes de chaque date (Telford *et al.*, 2004a), comme lorsque des calculs de taux, d'influx ou l'élaboration de modèles âge-

profondeur sont effectués. Afin d'obtenir une valeur unique d'âge étalonné, la méthode du point milieu de l'intervalle de  $2\sigma$  a été utilisée. Pour ce qui est de la carotte de la tourbière de LG1, le choix de la valeur unique d'âge étalonné a été différent du point milieu de l'intervalle  $2\sigma$  pour trois des huit horizons datés (117-119 cm, 130-131 cm et 135-138 cm : voir tableau 4.11, p. 74). Le choix a été arbitraire à l'intérieur de l'intervalle de façon à atténuer des changements du taux d'accumulation sédimentaire qui n'ont pas été corroborés par la stratigraphie, les macrofossiles et les concentrations polliniques. Tel qu'expliqué plus loin, ceci permet au modèle âge-profondeur de refléter de façon plus réaliste la variabilité sédimentologique et le taux de sédimentation (Telford *et al.*, 2004b).

Les valeurs obtenues pour les datations au radiocarbone sont exprimées en âges BP ou avant 1950 (âges étalonnés et âges conventionnels  $^{14}\text{C}$ ). Les âges étalonnés ont été utilisés pour établir le modèle âge-profondeur de chaque profil et les calculs des différents taux d'accumulation. Ces âges apparaissent sur les différents graphiques et diagrammes de résultats (analyses macrofossiles, sporopolliniques et géochimiques).

Le modèle âge-profondeur a été établi pour chacun des profils étudiés à l'aide du logiciel KaleidaGraph™ (Synergy software, version 3.6) afin d'interpoler l'âge des sédiments entre les niveaux datés. Plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature et il demeure difficile d'évaluer le modèle qui s'approche davantage de la réalité (Telford *et al.*, 2004b). Ces auteurs ont suggéré que le choix du modèle devrait tenir compte de la variabilité sédimentologique ou de tout autre indice pouvant influencer le taux de sédimentation. Par ailleurs, certains types de modèles s'avèrent moins appropriés dans le cas de l'accumulation de la tourbe. Par exemple, la courbe de régression linéaire tient compte des valeurs dans leur globalité alors que l'interpolation linéaire force la courbe à passer par toutes les dates. Or, ces deux modèles ne traduiraient pas suffisamment bien la réalité (Telford *et al.*, 2004b). Le choix des modèles âge-profondeur pour chacune des trois carottes a donc été guidé principalement par deux critères :

- 1) la courbe devait passer par la plupart des points ou au minimum à l'intérieur de la plupart des intervalles d'incertitude;
- 2) la courbe ne devait pas montrer de changements trop brusques dans la pente et non-appuyés par la stratigraphie, les macrofossiles ou les concentrations polliniques. Le modèle ne devait pas introduire de tendances exagérées.

Selon ces critères, plusieurs algorithmes de calcul ont été testés pour leur capacité à refléter de la façon la plus réaliste l'accumulation des sédiments (interpolation linéaire, lissage, moyenne pondérée et polynomiale d'ordre 3, 4 et 5). Un âge de 0 a été attribué à la surface des sédiments. La fonction de lissage de courbe a été choisie dans le cas de LG1 et LG3, alors qu'une fonction polynomiale d'ordre 5 a été sélectionnée pour la carotte de LG2.

### **3.6 Calcul des taux d'accumulation**

Des valeurs moyennes d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique, du carbone, de l'azote et du ratio C/N ont été obtenues pour les trois carottes analysées. Ces valeurs ont été calculées à partir des données de la PAF et des analyses C/N pour les différents intervalles datés et pour la carotte entière en utilisant la date basale. Plus spécifiquement, les quantités de carbone et d'azote ont été calculées en multipliant la densité sèche obtenue lors de la PAF par le pourcentage de carbone ou d'azote mesuré dans les analyses de C/N. Ces valeurs de pourcentage ont été calculées en faisant la moyenne entre les niveaux analysés pour le C/N (i.e. 4 cm) afin d'obtenir la même résolution que les données de densité sèche. Les taux apparents moyens d'accumulation du carbone ont été calculés pour chaque segment daté de carotte et pour l'ensemble de la carotte ( $\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ). Ces données ont été présentées sous forme de tableau et d'histogramme dont les barres d'erreur de chaque segment représentent la variation minimale et maximale des taux selon les limites de l'intervalle d'étalonnage fourni.

Des auteurs ont montré que la courbe âge-profondeur peut être exprimée pour traduire l'accumulation graduelle du carbone dans le temps (Kuhry et Vitt, 1996; Vardy *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 2003a et b). Pour ce faire, les valeurs d'accumulation du carbone ont été calculées en cumulant la quantité de carbone incorporée à chaque centimètre de sédiment à partir de la base ( $\text{kgC.m}^{-2}$ ). Une courbe du carbone cumulatif en fonction de l'âge des sédiments interpolé pour chaque centimètre a ensuite été tracée.

### **3.7 Analyses macrofossiles**

#### **3.7.1 Préparation des échantillons pour les analyses macrofossiles**

À partir des tranches de carotte préalablement ensachées, des sous-échantillons ont été prélevés pour l'analyse du contenu en macrofossiles. Le choix des premiers niveaux analysés a été déterminé selon les changements observés à partir de la description stratigraphique. Puis, d'autres niveaux ont été ciblés selon des changements stratigraphiques plus fins et les résultats d'assemblages macrofossiles préalablement analysés. La résolution moyenne d'analyse variait entre 10 et 15 cm. Un volume de 5 à 15  $\text{cm}^3$  a été mesuré par déplacement de liquide dans un cylindre gradué en utilisant une solution d'hydroxyde de potassium (KOH) diluée à 5%. Les échantillons dans la solution ont été chauffés durant 5 à 10 minutes afin de dissocier les agrégats et permettre une défloculation de la tourbe. Un tamisage humide a été effectué à l'aide d'un tamis de 150  $\mu\text{m}$  (100 mailles) et d'un jet d'eau tiède à faible débit afin de ne pas abîmer les pièces macrofossiles. Le matériel retenu par le tamis a été transféré dans des sacs de plastique conservés à 4° C jusqu'au moment de l'analyse.

### 3.7.2 Identification et quantification des pièces macrofossiles

L'observation par balayage visuel systématique des pièces macrofossiles en suspension dans l'eau a été effectuée dans un pétri de verre de 9 cm de diamètre sur lequel un guide graphique en huit subdivisions a été tracé afin de faciliter la navigation et l'estimation du pourcentage de recouvrement. Le matériel restant après le tamisage ainsi que son degré de décomposition ont été estimés visuellement lors de l'observation des échantillons. Une loupe stéréoscopique de marque « WILD Heerbrugg » permettant un grossissement de 6,5X à 40X a été utilisée. Pour l'observation et l'identification des sphaignes, des épidermes de plantes herbacées et autres pièces de petites tailles, un microscope de marque « Leitz-Dioplan » a été utilisé (facteur de grossissement de 40X à 100X). Les feuilles de sphaignes et de mousses, les fragments de plantes herbacées, certaines graines et autres pièces d'intérêt ont été prélevées de la suspension pour l'identification immédiate ou la conservation à long terme sur lame ou en bouteille pour référence ultérieure. Lorsque présentes, les feuilles caulinaires de sphaignes ont servi à l'identification de la section ou de l'espèce, alors que les feuilles raméales ont été utilisées pour la quantification. En l'absence de feuilles caulinaires, l'identification à l'aide des feuilles raméales a été généralement limitée au genre ou à la section, sauf dans de rares exceptions où la feuille raméale présentait une ou plusieurs caractéristiques diagnostiques de l'espèce (ex : *Sphagnum warnstorffii*, pores annelés). L'identification des restes herbacés a été basée sur les travaux de Grosse-Brauckmann (1972). Les rhizopodes ainsi que les types microfossiles ou « palynomorphes » ont été inclus dans les diagrammes macrofossiles et leur identification basée sur les travaux de Charman *et al.* (2000), van Geel (1978) et Garneau (1998). Les restes d'insectes et la faune invertébrée ont été dénombrés ou estimés, mais non soumis à une identification systématique. Les fragments de charbons de bois ont été dénombrés et classés selon leur taille micrométrique ou millimétrique (noté  $\mu\text{m}$  ou mm sur les diagrammes). Les spécimens de végétation de surface recueillie lors de la campagne de terrain ainsi que le matériel de trois collections de référence de trois laboratoires ont été consultés pour l'ensemble du

travail d'identification : le laboratoire de biogéographie de Michelle Garneau à l'Université du Québec à Montréal, le laboratoire Jacques-Rousseau à l'Université de Montréal et le laboratoire de palynologie et de paléo/actuo-écologie du « Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics » au département de biologie de l'Université d'Amsterdam aux Pays-Bas.

Afin de quantifier de façon générale les fossiles végétaux présents, un pourcentage d'abondance a été estimé pour chaque type de matériel : ligneux, herbacées, ptéridophytes, sphaignes, autres mousses, varia et matériel non-identifiable et minéral. À l'intérieur de ces regroupements, les pièces ont été dénombrées ou estimées en pourcentage selon leur nature ou leur abondance. Par exemple, les graines de *Carex* ont été dénombrées alors que les restes de sphaignes ont été estimés en pourcentages. D'autres pièces dénombrables mais très nombreuses ou difficilement dénombrables ont été estimées à l'aide d'une cote d'abondance (ex : fragments d'insectes et fragments de tiges des plantes herbacées). Un système à cinq cotes a été utilisé : cote 5 = de 100 à 200 pièces, cote 4 = de 75 à 100, cote 3 = 50 à 75, cote 2 = 10 à 50 et cote 1 = 1 à 10. La valeur médiane du nombre de pièces a ensuite été utilisée pour l'expression graphique de ce dénombrement. Le volume d'échantillonnage qui variait entre 5 et 15 cm<sup>3</sup> a été ramené à un volume final de 5 cm<sup>3</sup> pour tous les niveaux analysés et les valeurs de dénombrement de tous les éléments comptés ont été ajustées pour ce volume final. Afin de faciliter la visualisation et la lecture des informations dans les diagrammes, les symboles + et ++ ont été utilisés pour les valeurs correspondant à 1% et 2% respectivement. En ce qui concerne la quantification des espèces de mousses et de sphaignes, celle-ci a été établie par l'estimation visuelle lorsque les différences macroscopiques le permettaient ou par l'observation au microscope d'un sous-échantillon aléatoire de feuilles raméales. Le nombre de feuilles raméales observées a été ajusté selon la diversité rencontrée et comptait généralement entre 25 et 50 feuilles.

### 3.7.3 Nomenclature et représentation graphique des données

La nomenclature suit celle de Marie-Victorin (1995) pour les plantes vasculaires, Gauthier (2003) ainsi que Crum et Andersen (1981) pour les sphaignes et les autres mousses. La quantification des différentes pièces de mousses et de sphaignes (tiges feuillées, tiges nues, feuilles raméales, etc.) est représentée au début de chaque groupement dans les diagrammes macrofossiles et correspond à l'ensemble des pièces pour toutes les espèces de mousses ou de sphaignes retrouvées (figures 4.7, 4.11 et 4.15 en pochette). Dans tous les cas, l'identification la plus précise possible a été visée tout en tenant compte des limites apportées par la fragmentation des pièces et l'état de préservation de celles-ci. L'expression « type » a été employée dans les cas où la pièce fossile aurait pu être attribuée à plus d'une espèce et le nom de l'espèce la plus probable suit le mot « type ». L'expression « cf. » a été utilisée pour exprimer un certain degré d'incertitude dans l'identification précise de la pièce, soit en raison de son état de conservation ou d'une ambiguïté morphologique. Les résultats d'estimation ont été exprimés graphiquement sous forme de courbe de pourcentage où chaque niveau échantillonné a été représenté par un trait, alors que les résultats de dénombrement ont été exprimés sous forme d'histogrammes. La zonation des diagrammes macrofossiles a été effectuée par observation visuelle et guidée par les variations et regroupements dans les successions des assemblages de pièces macrofossiles et dans la stratigraphie. Les diagrammes des trois carottes analysées se trouvent en pochette à la fin du document.

### 3.8 Analyses sporopolliniques

Les analyses sporopolliniques ont été effectuées au Laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal. Le traitement chimique standard d'extraction du pollen a été pratiqué sur des échantillons de tourbe de 1 cm<sup>3</sup> (Faegri *et al.*, 1989). La résolution d'analyse a été fixée à 8 cm pour la carotte de LG1 et à 16 cm pour les carottes de LG2 et LG3, avec un espacement régulier entre les échantillons. Le dénombrement et l'identification des spores et pollens ont été réalisés à l'aide d'un

microscope photonique à un grossissement de 40X ou 100X. Une somme pollinique minimale de 300 pollens terricoles était dénombrée, à l'exception des niveaux inorganiques à la base des carottes où la concentration pollinique était très faible. La somme pollinique comprend les taxons d'arbres, d'arbustes et d'herbes terricoles et tourbicoles ainsi que les grains de pollen indéterminés. Les rhizopodes, les plantes aquatiques, les algues phytoplanctoniques du genre *Pediastrum*, les ptéridophytes et les spores de mousses ont également été identifiés et compilés sous la rubrique hors-total. L'identification des grains de pollen et de spores a été effectuée au niveau taxonomique le plus précis possible à l'aide de la collection de référence du laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal et des clés d'identification de Richard (1970), McAndrews *et al.* (1973), Faegri *et al.*, (1989), Parent et Richard (1991) et Moore *et al.* (1991). La mention « type » dans la dénomination des taxons réfère à un groupe de taxons présentant une morphologie similaire. La mention « cf. » indique que le grain de pollen fossile ressemblait à un spécimen moderne, mais que l'identification a été faite sous toute réserve. Les résultats de l'analyse sporopollinique ont été exprimés sous forme de diagrammes de pourcentages. Dans le cas des taxons présentant de faibles pourcentages polliniques, une courbe avec une exagération de facteur dix a été superposée à la courbe pleine représentant les données originale. Les données ont été compilées à l'aide du logiciel Tilia 2.0, alors que les diagrammes ont été tracés à l'aide du logiciel TGView 2.0.2 (Grimm, 2004). La zonation des diagrammes a été faite selon les variations et regroupements dans les successions de la végétation, la stratigraphie et les assemblages macrofossiles. L'interprétation des résultats d'analyses sporopollinique a été faite principalement dans le but d'extraire des informations sur la végétation locale dans son contexte régional et sur les taux d'accumulation de la tourbe. Les diagrammes sporopolliniques des trois carottes analysées se trouvent en pochette à la fin du document (figures 4.8, 4.12 et 4.16).

## **Chapitre 4 : Résultats et interprétations**

Le quatrième chapitre présente les résultats des analyses réalisées dans le cadre du mémoire. Après la caractérisation de la végétation de surface, les successions de la végétation passée ainsi que l'accumulation de la tourbe et du carbone associé seront décrites et expliquées.

### **4.1 Caractéristiques de surface des tourbières à l'étude**

La région des basses-terres de la baie de James est la seconde en importance au Québec en ce qui a trait à la densité des milieux tourbeux (Couillard et Grondin, 1986). L'étude de la végétation des tourbières de la région de la baie de James repose principalement sur les travaux de Zarnovican et Bélair (1979) et de Grondin et Ouzilleau (1980). Dans le cadre du premier objectif de la présente étude, nous cherchions à caractériser la végétation actuelle de chacune des trois tourbières étudiées. Pour ce faire, nous avons utilisé les données et observations issues de la campagne de terrain effectuée à l'été 2003. Dans cette section de chapitre, nous avons dressé le portrait de chacune des trois tourbières du point de vue de la dynamique de surface. Plus précisément, nous nous sommes intéressés aux UMS, aux biotopes composant chaque UMS et à la végétation caractéristique de chaque biotope. Puis, à la section 4.1.4 nous avons effectué une caractérisation des assemblages de végétation en lien avec le gradient butte dépression.

Différents critères ont été utilisés pour reconnaître le type d'habitat (fen versus bog), les UMS, les biotopes et les assemblages de végétation. La distinction retenue entre les fens et les bogs est basée principalement sur quatre critères : 1) les éléments du paysage indicateurs de l'approvisionnement en eau (ex : relief environnant, pente, sens de l'écoulement des eaux, etc.), 2) la composition et la diversité floristique, 3) la présence d'espèces indicatrices de minérotrophie (« fen-indicator species » *sensu* Sjörs, 1963 *in* Glaser, 2004a) et 4) la chimie de l'eau.

La définition des UMS a été celle de Collins (2005), adaptée des travaux de Buteau *et al.* (1994) et de Grondin et Ouzilleau (1980). Pour ce qui est des biotopes, nous avons retenu les définitions élaborées par Couillard et Grondin (1986) que nous avons résumé ainsi :

- **Mare** : Étendue d'eau plus ou moins grande et plus ou moins profonde. La végétation est flottante, émergente, submergée ou même absente. On peut observer des algues, des plantes herbacées, quelques arbustes ou bryophytes.
- **Tapis** : Biotop mal consolidé formé de tourbe flottante qui borde souvent les mares. La nappe phréatique est affleurante. Souvent constituée d'un lacs de rhizomes et de racines, la végétation des tapis flottants est composée de mousses, de plantes herbacées et de quelques arbustes de taille réduite.
- **Dépression** : Micro-relief concave couvrant de faible superficie et de forme allongée ou circulaire. La nappe phréatique est près de la surface et la végétation est surtout composée de sphaignes, de carex et de quelques arbustes.
- **Lanière** : Bande de végétation étroite et allongée séparant les mares des fens et des bogs structurés. Surface consolidée, plane et bombée. La végétation est principalement herbacée et arbustive.
- **Platière** : Étendue relativement grande plus ou moins uniforme ou avec buttes. Nappe phréatique généralement située à une dizaine de centimètres sous la surface. La végétation est herbacée, arbustive ou arborescente et les bryophytes ont un recouvrement important.
- **Butte** : Petit monticule de forme allongée ou circulaire d'une hauteur moyenne entre 10 et 50 cm. Le diamètre maximal est de quelques mètres et la nappe phréatique se situe entre 20 et 60 cm sous la surface. Le cortège

floristique est représenté par des espèces de sphaignes, de lichens, d'éricacées et autres arbustes.

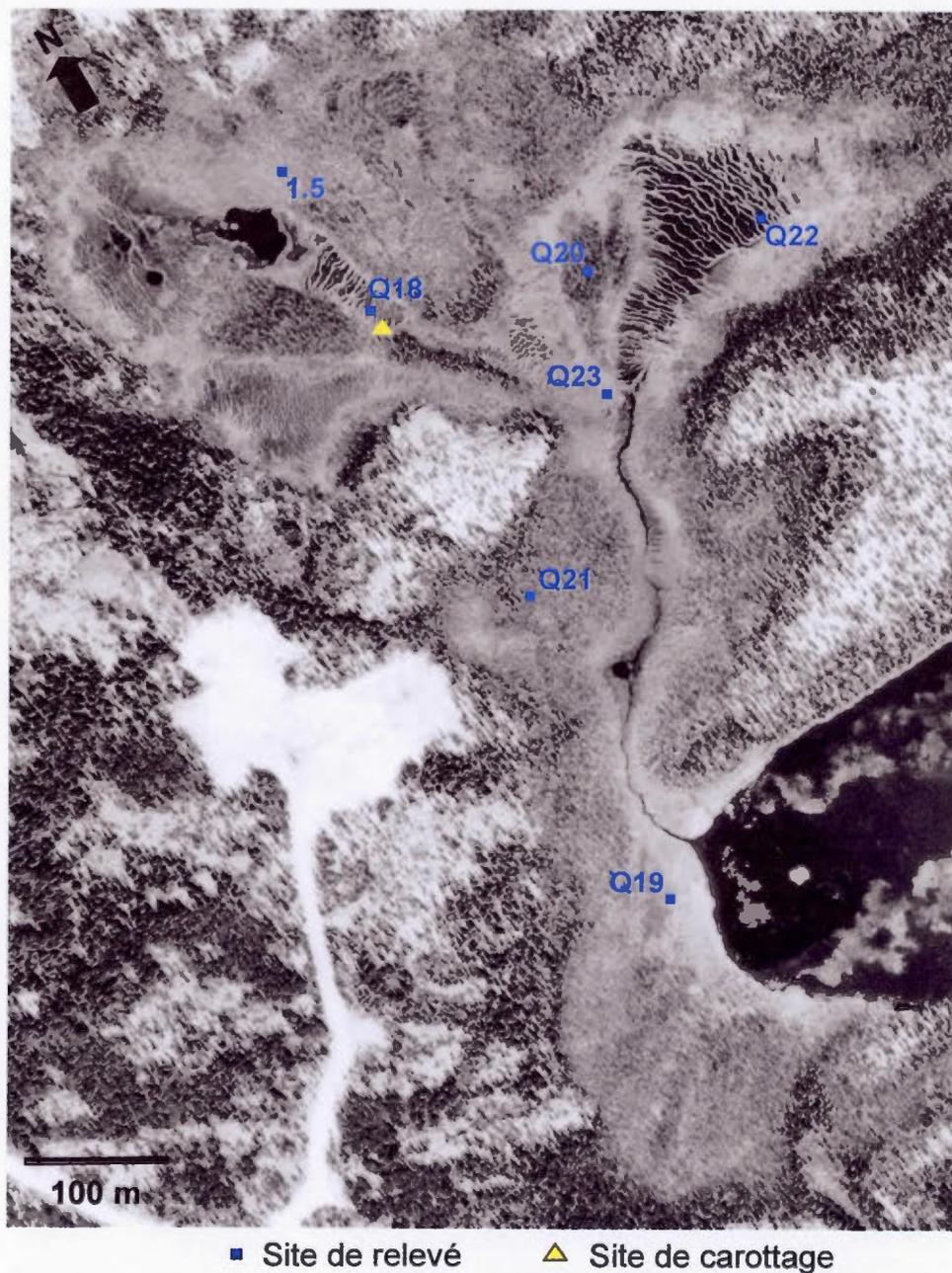
- Plateau : Biotope ombrotrophe couvrant de grandes étendues et présentant un relief plat ou convexe (dôme). Surélevé par rapport au reste de la tourbière, le plateau peut montrer un microrelief bosselé. La nappe phréatique se situe en deçà de 25 cm et la végétation est de type muscinaie, lichénaie, arbustaie ou arborale.
- Lagg : Biotope minérotrophe de bordure associé aux bogs uniformes bombés. Il s'agit d'une longue dépression humide dont les eaux proviennent de la tourbière et des terrains minéraux avoisinants. La végétation est arbustive, généralement haute et dense ou arborée.

À partir de ces définitions, les assemblages de végétation typiques des différents biotopes et associés aux gradients écologiques ont été caractérisés. Les critères retenus étaient principalement la composition floristique ainsi que le recouvrement des strates de végétation et des espèces dominantes. Notre interprétation du régime trophique et de l'autécologie des espèces s'est basée sur les travaux de plusieurs auteurs : Payette et Rochefort, 2001; Bastien et Gameau, 1997; Gauthier, 2003; Glaser *et al.*, 2004a; Sjörs, 1950; NWWG, 1997. Les tableaux complets associés aux relevés de végétation peuvent être consultés au laboratoire de biogéographie de Michelle Gameau à l'Université du Québec à Montréal.

#### **4.1.1 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG1**

La tourbière de LG1 est un fen relativement bien circonscrit par le relief environnant (figure 4.1, p. 54). En effet, la tourbière est située dans une dépression du socle rocheux recouverte de silt argileux (Brosseau, 2005). De par la position physiographique de la tourbière, l'eau de ruissellement peut facilement approvisionner le milieu et la pente générale du terrain favorise un écoulement du nord vers le sud. Cette tourbière présente une mosaïque de plusieurs UMS

différentes relativement bien délimitées. À l'aide de sept relevés de végétation, nous avons caractérisé quatre unités différentes (tableau 4.1, p. 55). Le cortège floristique de la tourbière était composé d'un minimum de 66 espèces dont 44 plantes vasculaires et 22 bryophytes et lichens. Les plantes herbacées représentaient 40% de la flore de la tourbière. Le pH oscillait entre 4,5 et 6,6 avec des valeurs généralement supérieures à 5,0 (tableau 4.2, p. 55). La conductivité corrigée (voir p. 38) moyenne était de  $54 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  avec des valeurs comprises entre 24 et  $86 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .



**Figure 4.1** Photographie de la tourbière de LG1 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage (référence de la photographie aérienne originale : SEBJ 90-1003, L28, #144, échelle 1 : 10000, SEBJ, 1990).

**Tableau 4.1** Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG1

UMS	# de relevé (9 m <sup>2</sup> )	Biotopes	# de relevé (1 m <sup>2</sup> )	Strates dominantes (ordre décroissant)
Structurée	Q22	Lanière Mare	SQ22B, SQ22C SQ22A	S, H, a H
	Q18	Lanière Mare	SQ18A, SQ18C SQ18B	H, S, a H
Uniforme herbacée	Q19	Platière Butte basse	SQ19B, SQ19C SQ19A	S, H S, a, H
	Q23	Platière Butte basse	SQ23A SQ23B, SQ23C	H, S, a S, a
Uniforme boisée	Q21	Platière Butte	SQ21A, SQ21B SQ21C	S, H, a S, a
	Q20	Platière Butte	SQ20C SQ20A, SQ20B	A, a, M S, a
Tachetée (bog)	1.5*	Platière Butte	-	H,S S,a

\*Note : relevé par Collins (2005)

Légende pour les strates de végétation :  
 A = arbres  
 a = arbustes  
 H = herbacées  
 L = lichens  
 S = sphaignes  
 M = mousses

**Tableau 4.2** Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG1

Relevés	Nappe phréatique (cm)	Profondeur du dépôt (cm)	pH	Conductivité corrigée (µS.cm <sup>-1</sup> )
Q18	-11	170	5,65	85,6
Q19	-22	144	4,47	34,8
Q20	-42	189	6,02	28,5
Q21	-30	178	5,00	43,6
Q22	-8	97	5,36	67,0
Q23	-13	137	4,70	61,4
1.5	-22	200	-	-
<b>Moyenne</b>	-	-	<b>5,20</b>	<b>53,5</b>

Dans les parties nord-ouest et nord-est, l'arrangement spatial des mares perpendiculaire à la pente constitue une unité « structurée » (relevés Q18 et Q22). Cette unité est caractérisée par une alternance de longues mares étroites et de minces lanières de végétation. La végétation des lanières était principalement composée d'herbacées et d'arbustes sur un tapis de sphaignes plus ou moins dense, alors que le cortège des mares est dominé par les herbacées. Dans les mares plus profondes du secteur du relevé Q22, des espèces aquatiques ou hygrophiles telles que *Menyanthes trifoliata*, *Equisetum fluviatile*, *Myriophyllum sp.*, *Hippuris sp.* et *Nuphar variegatum* ont été observées. Les mares les moins profondes et celles plus asséchées sont davantage colonisées par la végétation, comme dans le secteur du relevé Q18. Plusieurs espèces herbacées ont été identifiées telles que *Scheuchzeria palustris*, *Carex type limosa*, *Equisetum fluviatile*, *Rhynchospora alba* et *Scirpus hudsonianus*. Quelques arbustes tels que *Myrica gale*, *Betula pumila* et *Andromeda glaucophylla* sont présents dans ces mares peu profondes. Deux mousses brunes de la famille des Amblystegiaceae ont été identifiées, soient *Scorpidium scorpioides* et *Drepanocladus sp.* Sur les lanières, la strate arbustive est principalement composée de *Myrica gale*, *Potentilla palustris*, *Potentilla fruticosa* et *Larix laricina*. La strate herbacée est importante sur ce type de lanière et *Carex exilis* et *Scirpus hudsonianus* sont celles qui dominent. La strate muscinale couvre souvent de grandes surfaces avec des espèces comme *Sphagnum pulchrum* et *Sphagnum subfulvum*. Sur les lanières plus élevées (relevé Q22), on retrouvait même de petits buttes de *Sphagnum fuscum* et *Sphagnum capillifolium*, deux espèces ombrotrophes accompagnées d'arbustes de petite taille (*Chamaedaphne calyculata* et *Myrica gale*).

La deuxième UMS est « uniforme herbacée » et couvre une grande superficie répartie sur toute la tourbière de LG1 (relevés Q19 et Q23). Cette unité est composée de deux principaux biotopes : la platière et les buttes basses. Sous un important couvert herbacé de *Carex exilis* et *Scirpus cespitosus* dans la platière, des sphaignes sont présentes comme *Sphagnum fallax* et *Sphagnum angustifolium* qui étaient aussi présentes dans le relevé Q19. À certains endroits comme aux

alentours du relevé Q23, de petites buttes atteignant un maximum de 20 cm de hauteur sont colonisées par *Sphagnum magellanicum*, *Sphagnum pulchrum* et *Sphagnum subfulvum*. Quelques arbustes peuvent également être observés (ex : *Myrica gale*, *Betula pumila* et *Picea mariana*). Les deux relevés de l'unité « uniforme herbacée » présentent les valeurs de pH les plus acides de la tourbière de LG1 (pH = 4,5 et 4,7). La platière du relevé Q19 était plus sèche que celle du relevé Q23 au moment de la campagne de terrain. D'ailleurs, nous avons observé que la nappe phréatique fluctuait beaucoup au point Q23 entre les différents jours de visite sur le site. Bien que ce secteur semble être un endroit généralement humide, la hauteur de la nappe phréatique semblait répondre aux conditions météorologiques des jours précédents.

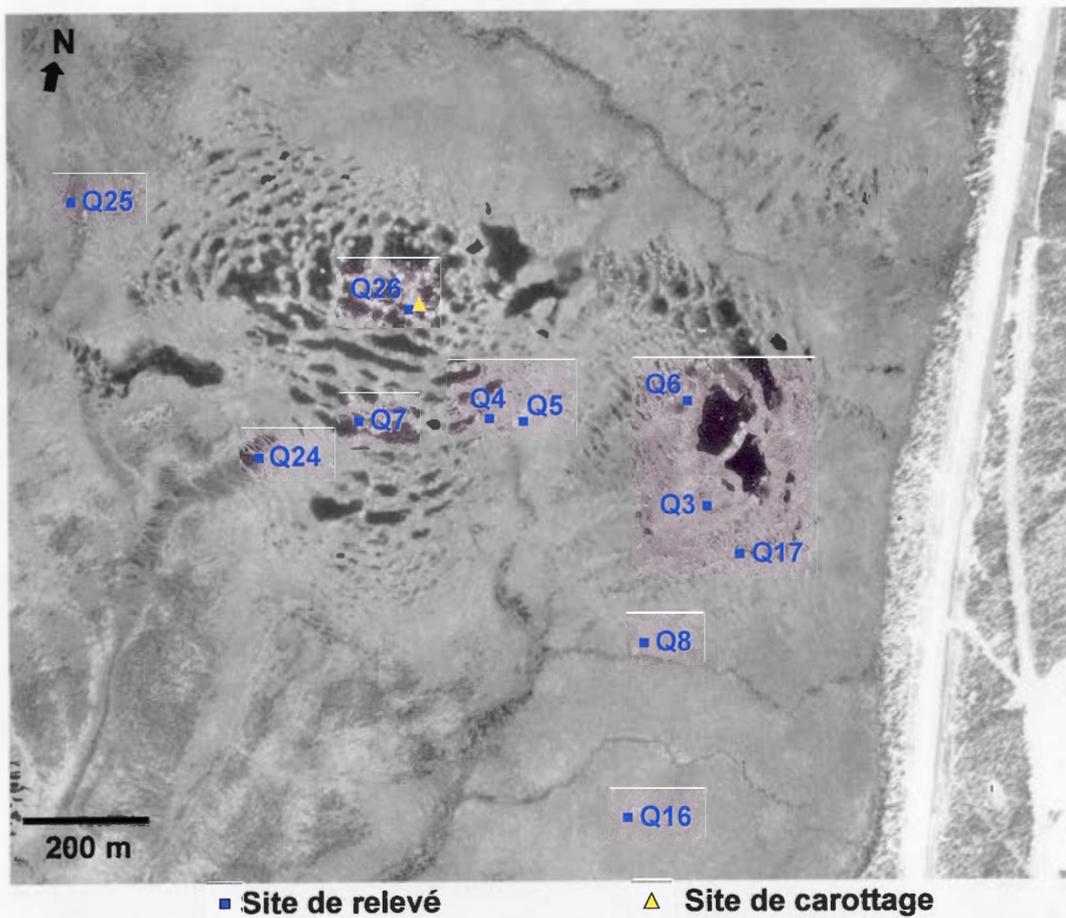
Les relevés Q20 et Q21 sont représentatifs d'une unité « uniforme boisée » et les biotopes sont les mêmes que dans l'unité « uniforme », soient la platière et la butte. La platière de l'unité « uniforme boisée » présente une topographie plus irrégulière et est composée d'une plus grande diversité végétale. Les buttes sont généralement plus hautes (20 à 40 cm) avec une forme et une distribution irrégulière au sein de l'unité. Au point de relevé Q21, les buttes sont colonisées par des arbres de grande taille (*Picea mariana*) et de petite taille (*Larix laricina*). Les sphaignes telles que *Sphagnum fuscum* et *Sphagnum warnstorffii* ont été identifiées respectivement sur les buttes et dans les dépressions. Plusieurs herbacées ont été dénombrées sans qu'aucune n'atteigne toutefois une couverture importante sauf dans le cas de *Scirpus hudsonianus* et des *Carex* spp. Parmi ces herbacées, *Aster nemoralis*, *Solidago uliginosa*, *Equisetum sylvaticum*, *Rubus acaulis* et *Carex pauciflora* furent identifiées. Par ailleurs, quelques îlots « uniformes boisés » de forme légèrement convexes étaient visibles sur la photo aérienne de la tourbière de LG1. Parmi ceux-ci, le point de relevé Q20 représente une unité constituée d'une combinaison de platière arborée à *Picea mariana* et de buttes à mousses et arbustes (*Pleurozium schreberi*, *Sphagnum fuscum*, *Chamaedaphne calyculata* et *Ledum groenlandicum*). Contrairement à l'unité « uniforme boisée » relevée au point Q21, la végétation de

ces îlots est plutôt de type ombrotrophe. La nappe phréatique est profonde (-42 cm), le pH près de 6 et la conductivité corrigée à  $46 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .

Une unité « tachetée » située au nord-nord-ouest de la tourbière a été observée au point de relevé 1.5 (Collins, 2005) et est caractérisée par une végétation de type ombrotrophe. Sur une platière herbacée à cyperacées, plusieurs buttes hautes à sphaignes et *Chamaedaphne calyculata* et *Cladina sp.* ont été observées, alors que la nappe phréatique était à 22 cm de profondeur.

#### **4.1.2 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG2**

La tourbière de LG2 représente un vaste complexe tourbeux dont le faciès principal est le bog structuré (figure 4.2, p. 59). La tourbière s'est développée dans une dépression rocheuse tapissée de silt argileux et de placages sableux (sable fin à grossier selon les endroits; Brosseau, 2005). Le centre du complexe tourbeux est surélevé en forme de plateau voire même de dôme et la pente y est faiblement convexe. À cet endroit, l'arrangement concentrique des mares confirme ce type de courbure dans la pente. Outre cette unité « à mares structurées », trois autres unités morphologiques de surface caractérisent la tourbière soient : « ridée », « uniforme ouvert » et « tachetée ». À au moins deux endroits en bordure du plateau central en direction sud-ouest (près du relevé Q24), des fens structurés sont présents. Un total de 11 relevés de végétation ont été effectués pour l'ensemble de la tourbière de LG2. Le tableau 4.3 (p. 60) résume les résultats des relevés effectués dans chacune des UMS. La flore de la tourbière compte un minimum de 46 espèces dont 24 vasculaires et 22 bryophytes et lichens. Le pH se situe autour de 4 avec des valeurs comprises entre 3,8 et 4,4, mais atteignant 5,3 dans la partie du fen structuré du relevé Q24 (tableau 4.4, p. 60). La conductivité corrigée était généralement basse avec une moyenne de près de  $40 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .



**Figure 4.2** Photographie de la tourbière de LG2 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage (référence de la photographie aérienne originale : HQ 84 iL-1503, L65, #132, échelle 1 : 20000, H-Q, 1984).

**Tableau 4.3** Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG2

UMS	# de relevé (9 m <sup>2</sup> )	Biotopes	# de relevé (1 m <sup>2</sup> )	Strates dominantes (ordre décroissant)
Mares structurées	Q4	Butte	SQ4B	S, a
	Q5	Dépression	SQ5A, SQ5B, SQ5C	S, H
	Q6	Dépression	SQ6A, SQ6B, SQ6C	S, H, a
	Q7	Bord de mare Mare	SQ7A, SQ7B -	S, H, a -
	Q26	Butte Bord de mare	SQ26A, SQ26B SQ26C	S, L, a S, a
Ridée	Q3	Dépression Micro-butte	SQ3A, SQ3B SQ3C	S, H S, H, a
	Q8	Butte Dépression	SQ8B SQ8A	L, S, a H, S
	Q17	Dépression Butte	SQ17A SQ17B, SQ17C	S, H S, L, a
Uniforme ouvert	Q16	Platière	SQ16A, SQ16B, SQ16C	S, a, L
Tachetée	Q25	Platière Butte	SQ25A SQ25B, SQ25C	S, H S, a, H
Fen structuré	Q24	Platière Mare Lanière	SQ24A, SQ24B SQ24C -	S, H, a H -

Légende pour les strates de végétation :

A = arbres  
a = arbustes  
H = herbacées  
L = lichens  
S = sphaignes  
M = mousses

**Tableau 4.4** Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG2

Relevés	Nappe phréatique (cm)	Profondeur du dépôt (cm)	pH	Conductivité corrigée ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )
Q3	-7	300	4,43	-
Q4	-39	354	3,87	10,2
Q5	-6	306	3,97	30,4
Q6	-5	353	4,40	102,3
Q7	-8	353	4,07	15,0
Q16	-60	145	3,76	33,4
SQ17A	-10	280	4,11	65,8
SQ17C	-36	280	3,76	36,7
Q25	-10	288	3,87	21,7
Q26	-20	402	4,20	40,5
Q24 (fen)	-8	230	5,25	23,7
<b>Moyenne (excluant Q24)</b>	-	-	<b>4,04</b>	<b>39,6</b>

Entre les mares de l'unité « à mares structurées » de la tourbière de LG2, on observe un agencement de buttes et de dépressions. Les buttes sont souvent hautes (plus de 30 cm), relativement sèches et de forme plus ou moins arrondies. Elles sont couvertes d'une mosaïque de sphaignes et de lichens, presque exclusivement représentés par *Sphagnum fuscum*, *Sphagnum capillifolium* et *Cladina stellaris*. La strate arbustive compte des espèces telles que *Chamaedaphne calyculata* et *Ledum groenlandicum*. Parfois, *Picea mariana* est présent dans sa forme arbustive ou arborescente et sa hauteur maximale peut atteindre jusqu'à 3,5 m. Les dépressions sont humides et généralement colonisées par les sphaignes et les herbacées telles que *Sphagnum lindbergii*, *Sphagnum pulchrum*, *Sphagnum majus*, *Scirpus cespitosus*, *Carex type limosa* et *Rhynchospora alba*. Des spécimens de *Nuphar variegatum* sont observés dans les mares alors qu'en bordure de celles-ci, différentes herbacées et quelques arbustes adaptés aux conditions humides comme *Andromeda glaucophylla* sont présents. Les bords de mare dans l'unité « à mares structurées » sont souvent abrupts et montrent des signes d'enrichissement (ex : *Sphagnum fallax*, *Menyanthes trifoliata* et *Carex type limosa*). Dans cette partie de la tourbière, le dépôt de tourbe est plus important en raison du bombement de la surface et atteint une épaisseur de plus de quatre mètres au point de relevé Q26.

Plusieurs secteurs dans la tourbière de LG2 sont caractérisés par l'unité « ridée ». Les relevés Q3, Q8 et Q17 sont représentatifs du secteur ridé qui borde le secteur à mares du côté sud-est de la tourbière. Dans cette unité, les buttes et les dépressions qui alternent ont une forme sub-allongée. Les buttes sont généralement basses (moins de 30cm) et colonisées par les sphaignes et quelques éricacées. *Larix laricina* est parfois présent, alors que les conditions de drainage des dépressions varient d'humides à plus ou moins sèches. Des sphaignes comme *Sphagnum tenellum* et des herbacées comme *Scirpus cespitosus*, *Eriophorum spissum* et *Rhynchospora alba* occupent ce type de dépressions. À travers les sphaignes des dépressions plus humides et formant parfois des tapis, on retrouvait deux hépatiques en association : *Gymnocolea inflata* et *Cladopodiella fluitans*.

Un secteur « uniforme ouvert » occupe la surface au sud de l'unité « ridée » précédemment décrite. Le biotope typique de cette unité est la platière haute (relevé Q16). La végétation ressemble à celle des buttes de l'unité structurée. Sur un tapis de *Sphagnum fuscum* entrecoupé de taches d'îlots de lichens du genre *Cladina*, les éricacées sont relativement abondantes. Dans la strate herbacée, *Rubus chameamorus* peut atteindre une couverture relativement importante. La nappe phréatique est très profonde (-60 cm) et le pH acide (3,76). À l'emplacement du relevé Q16, l'épaisseur du dépôt de tourbe ne dépasse pas 1,5 m.

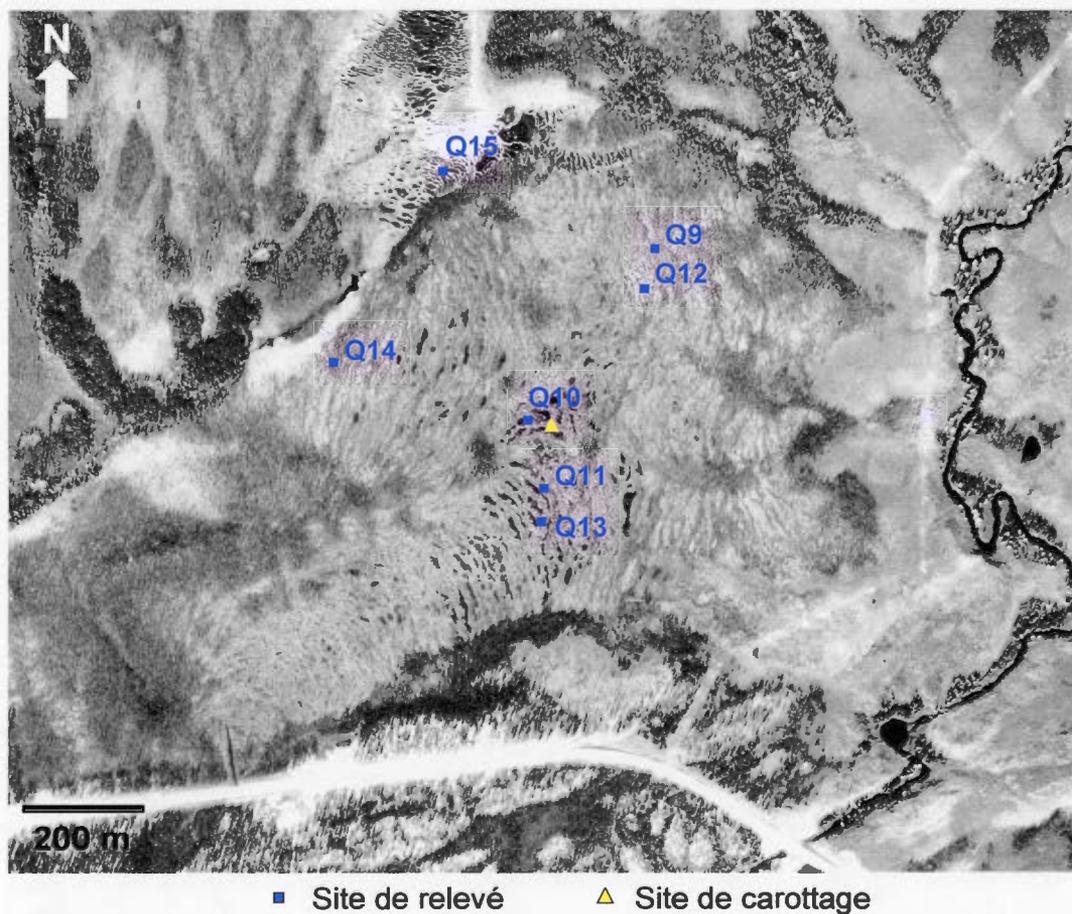
À l'extrême nord-ouest de la tourbière de LG2 se trouve une unité « tachetée » où le relevé Q25 a été effectué. Sur une platière herbacée basse s'élèvent des buttes de sphaignes arbustives de forme ronde et de hauteur moyenne (ca. 30 cm). Le cortège floristique ressemble à celui de l'unité « ridée ». À cette végétation peuvent s'ajouter *Sphagnum papillosum*, *Sphagnum pulchrum* et *Carex oligosperma*. La nappe phréatique se situait à 10 cm sous la surface avec un pH acide (3,9).

Puis, du côté ouest de la tourbière, on peut observer deux unités étroites de « fen structuré ». Le relevé Q24 effectué dans un de ces deux fens montre un couvert herbacé important et riche en espèces. Plusieurs espèces indicatrices de minérotrophie sont présentes au sein de cette unité (ex : *Carex exilis*, *Carex type livida/chordorrhiza*, *Myrica gale* et *Sphagnum pulchrum*). Le pH atteint 5,3 et la conductivité corrigée est basse (23,7  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ).

#### **4.1.3 Caractéristiques de surface de la tourbière de la région de LG3**

La tourbière de LG3 présente un faciès de bog (figure 4.3, p. 63). La tourbe s'est accumulée dans une dépression rocheuse recouverte de silt argileux et de placage sableux (sables fins à grossiers; Brosseau, 2005). Sept relevés de végétation ont été effectués pour l'ensemble de la tourbière de LG3 (tableau 4.5, p. 64). Le cortège floristique de la tourbière est composé d'un minimum de 40 espèces dont 21 vasculaires et 19 bryophytes et lichens. Comme pour la tourbière de LG2, le pH

moyen de la tourbière de LG3 est acide (tableau 4.6, p. 64). La conductivité corrigée est faible (moyenne de  $9 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ). Trois UMS ont été identifiées dans cette tourbières soient : « ridée », « à mares structurées » et « uniforme boisé ». Au nord-ouest de la tourbière s'est développé un « fen structuré » dont l'écoulement vers le sud-ouest ne semble pas directement relié au système de la tourbière étudiée. Un relevé de végétation y a été effectué pour fins de comparaison avec les autres relevés dans des milieux minérotrophes.



**Figure 4.3** Photographie de la tourbière de LG3 montrant les sites de relevés de végétation et la position du site de carottage (référence de la photographie aérienne originale : HQ 88 DLT 037, L17, #10, échelle 1 : 20000, H-Q, 1988).

**Tableau 4.5** Résumé des relevés de végétation effectués dans chaque UMS de la tourbière de LG3

UMS	# de relevé (9 m <sup>2</sup> )	Biotopes	# de relevé (1 m <sup>2</sup> )	Strates dominantes (ordre décroissant)
Ridée	Q9	Butte	SQ9A, SQ9B, SQ9C	S, a, A
	Q12	Dépression	SQ12A, SQ12B, SQ12C	S, H
Mares structurées	Q10	Butte Tapis flottant	SQ10C SQ10B	S, H, a M, H
	Q11	Butte	SQ11A, SQ11B, SQ11C	A, S, L, a
	Q13	Butte Bord de mare Mare	SQ13B, SQ13C SQ13A -	S, a, H S, H, a -
Uniforme boisé (semi-ouvert)	Q14	Butte Platière	SQ14A, SQ14B, SQ14C -	S, A, a -
Fen structuré	Q15	Lanière	SQ15A	H, S
		Butte Mare	SQ15C -	S, a, H -

Légende pour les types de végétation :  
 A = arbres                      L = lichens  
 a = arbustes                    S = sphaignes  
 H = herbacées                M = mousses

**Tableau 4.6** Résumé des principales variables écologiques mesurées aux sites de relevés dans la tourbière de LG3

Relevés	Nappe phréatique (cm)	Profondeur du dépôt (cm)	pH	Conductivité corrigée ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )
Q9	-29	290	3,92	12,9
Q10	-8	358	3,83	5,9
SQ11A	-25	318	4,05	7,6
SQ11C	-41	-	3,95	6,9
Q12	-17	347	3,83	11,9
Q13	-36	328	4,00	4,4
Q14	-36	259	3,85	12,7
Q15 (fen)	-5	238	5,22	79,8
Moyenne (excluant Q15)	-	-	3,92	8,9

L'unité « ridée » qui ceinture l'unité « à mares structurées » occupe une superficie plus grande que toutes les autres unités (voir figure 4.3). Deux biotopes caractérisent cette unité : les buttes et les dépressions. Ces deux biotopes de forme allongée alternent à la surface de la tourbière. Le relevé Q9 dominé principalement par les sphaignes et les arbustes caractérise le biotope de butte. *Sphagnum fuscum* accompagnée par *Sphagnum angustifolium* et *Pleurozium schreberi* occupent la surface sous les arbustes tels que *Chamaedaphne calyculata* et *Kalmia polifolia*. Plusieurs individus de *Picea mariana* atteignent jusqu'à 4 m de hauteur. Le relevé Q12 a été réalisé dans une dépression de l'unité « ridée ». Sur un tapis de *Sphagnum pulchrum*, différentes herbacées combinées à quelques arbustes colonisent ce biotope (*Carex oligosperma*, *Eriophorum virginicum*, *Scirpus cespitosus*, *Andromeda glaucophylla* et *Kalmia polifolia*). De rares micro-buttes de *Sphagnum compactum* ont été observées dans ces dépressions.

L'unité « à mares structurées » est composée de buttes longues alternant avec des mares allongées ou plus rarement des dépressions humides. Les relevés Q10, Q11 et Q13 ont été réalisés dans cette unité. Au relevé Q10, les buttes de petite taille sont constituées de *Sphagnum pulchrum*, *Sphagnum tenellum*, *Scirpus cespitosus*, *Carex type limosa* et *Chamaedaphne calyculata*. En bordure d'une mare, un tapis flottant constitué par un lacis très dense d'hépatiques est dominé par *Gymnocolea inflata* et parsemé de touffes de *Scirpus cespitosus* et *Sphagnum pulchrum*. Les relevés Q11 et Q13 caractérisent l'assemblage d'une butte typique placée en bordure de mare. Ces buttes ressemblent à celles de l'unité « ridée », mais la végétation est plus ombrotrophe. La strate muscinale est dominante et partagée entre *Sphagnum fuscum* et les lichens du genre *Cladina*. La strate arbustive est composée de *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum groenlandicum*, *Kalmia polifolia* et d'individus de *Picea mariana* (hauteur maximale de 2,5 m).

Une unité « uniforme boisée » ceinture la tourbière de LG3. Constituée de buttes arborées sans orientation et de platières herbacées, la végétation de cette unité est similaire en termes d'espèces à l'unité « ridée », mise à part la couverture arborée

de *Picea mariana* qui est plus dense au détriment de l'assemblage d'éricacées, d'herbacées et de bryophytes.

Dans la partie nord-ouest de la tourbière, un fen structuré est caractérisé par des espèces minérotrophes (*Sphagnum warnstorffii*, *Myrica gale*, *Carex type livida/chordorrhiza*, *Solidago uliginosa*, *Betula pumila*, etc.), le pH est de 5,2 et la conductivité corrigée atteint 79,8  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .

#### 4.1.4 Synthèse des assemblages de végétation sur les biotopes et le gradient butte-dépression

Les résultats des relevés de végétation effectués sur les biotopes de butte et de dépression des tourbières de LG2 et LG3 ont été synthétisés afin de reconnaître les limites de tolérance des espèces végétales dans la tourbière et de caractériser les variations des assemblages de végétation le long du gradient micro-topographique entre les buttes et les dépressions (tableaux 4.7, 4.8, 4.9 et 4.10).

La compilation des pourcentages de recouvrement par strate de végétation (tableau 4.7) a permis de constater que les sphaignes dominent la strate muscinale des deux biotopes avec un recouvrement plus important dans les dépressions. Les strates arbustives occupent une superficie plus importante sur les buttes, alors que seules les strates arbustives rampante et inférieure à 30 cm sont présentes dans les dépressions.

**Tableau 4.7** Moyenne du pourcentage de recouvrement par strate de végétation pour les biotopes de butte et de dépression dans les tourbières de LG2 et de LG3

		Butte n = 26	Dépression n = 15
% de recouvrement moyen par strate de végétation	As	4	0
	Ai	7	0
	as	2	0
	ai	50	10
	ar	+	+
	Hs	0	0
	Hi	16	32
	M	7	+
	S	65	92
	L	22	0
<b>Moyenne du nombre de taxons</b>		13	13

As = arbres supérieurs à 3m  
 Ai = arbres inférieurs à 3m  
 as = arbustes supérieurs à 30cm  
 ai = arbustes inférieurs à 30cm  
 ar = arbustes rampants

Hs = herbacées supérieurs à 30cm  
 Hi = herbacées inférieures à 30cm  
 M = Mousses (excluant les sphaignes)  
 S = Sphaignes  
 L = Lichens

La strate arborescente peut atteindre en moyenne plus de 10% et est exclusive au biotope de butte. Les strates muscinale (sphaignes exclues) et lichénée sont plus denses sur les buttes. La strate herbacée est omniprésente et plus dense dans les dépressions. Le nombre de taxons ne varie pas selon le biotope.

Dans l'ensemble, les tableaux 4.8 à 4.10 présentent la compilation des relevés de végétation des tourbières de LG2 et de LG3 afin de mettre en évidence les différences dans la composition floristique et les espèces dominantes. Sur les biotopes de buttes, la couverture de sphaignes est d'environ 65% et peut atteindre des valeurs près de 100% à certains endroits. L'espèce dominante est *Sphagnum fuscum*, souvent accompagnée de *Sphagnum capillifolium* et *Sphagnum papillosum* à LG2 et de *Sphagnum angustifolium* et *Sphagnum magellanicum* à LG3. Dans la tourbière de LG3, quelques mousses dont *Pleurozium schreberi* et *Dicranum* sp. occupent le biotope de butte. Les arbustes de petite taille sont principalement représentés par *Chamaedaphne calyculata* et *Ledum groenlandicum* accompagnées de *Kalmia polifolia*, autant à LG2 qu'à LG3. Parmi les arbustes rampants, *Vaccinium oxycoccos* est présent sur le biotope de butte dans les deux tourbières. Sur les buttes de la tourbière de LG2, le lichen occupe en moyenne 30% de la superficie avec des espèces du genre *Cladina*. Les lichens sont moins importants à LG3 où *Picea mariana* gagne en importance dans la strate arborescente, mais aussi dans la strate arbustive. *Rubus chamaemorus* est l'espèce herbacée la mieux représentée sur le biotope de butte. À LG3, *Scirpus cespitosus* est aussi présent sur ce biotope.

Alors que la nappe phréatique est relativement profonde sous les buttes, elle affleure dans les dépressions. Dans ce biotope, les sphaignes avec un recouvrement important montrent une plus grande diversité par rapport aux buttes. Les espèces principales sont *Sphagnum lindbergii*, *Sphagnum majus* et *Sphagnum papillosum*. À celles-ci peuvent parfois s'ajouter *Sphagnum capillifolium*, *Sphagnum tenellum* et *Sphagnum compactum*. Il n'est pas rare à LG3 d'observer des sphaignes telles que *Sphagnum pulchrum* généralement retrouvées dans les milieux plus riches. Deuxième en importance, la strate herbacée atteint un recouvrement moyen de plus de 30%. *Carex oligosperma*, *Carex* type *limosa*, *Scirpus cespitosus*, et *Rhynchospora*

*alba* sont les espèces les plus fréquentes. D'autres espèces plus sporadiques ont été identifiées comme *Scheuchzeria palustris*, *Drosera rotundifolia* et *Menyanthes trifoliata*. Beaucoup moins importante, la strate arbustive inférieure est présente dans toutes les dépressions. Trois principales espèces la caractérisent : *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* et *Kalmia polifolia*. Deux hépatiques ont aussi été observées, soient *Cladopodiella fluitans* et *Gymnocolea inflata*.



**Tableau 4.9** Classes de recouvrement par strate de végétation et par espèce pour le biotope de butte dans la tourbière de LG3

UMS	Numéro du relevé	Structurée										Uniforme boisée (semi-ouvert)				Ridée					
		SQ10C	Q11	SQ11A	SQ11B	SQ11C	SQ13B	SQ13C	SQ14A	SQ14B	SQ14C	Q9	SQ9A	SQ9B	SQ9C						
<b>As : Arborescente supérieure</b>																					
<i>Picea mariana</i>	-																				
<b>AI : Arborescente inférieure</b>																					
<i>Picea mariana</i>	2	2	2	2	3	2	2	+	+	+	3										
<i>Larix laricina</i>	-																				
<b>al : Arbustive inférieure</b>																					
<i>Andromeda glaucophylla</i>	2	4	3	3	4	3	3	2	5	2	3	4	3								
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	2	1	1	-	2	2	+	-	-	-	1	2	+								
<i>Kalmia polifolia</i>	2	3	3	2	3	2	2	2	3	2	4	2	4	2							
<i>Ledum groenlandicum</i>	2	2	1	2	-	2	2	2	3	1	2	2	2	2							
<b>ar : Arbustive rampante</b>																					
<i>Gaultheria hispida</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+							
<i>Vaccinium oxycoccos</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+							
<b>HI : Herbacée inférieure</b>																					
<i>Carex type limosa</i>	3	2	2	2	+	2	2	3	3	2	1	2	1	2							
<i>Carex type oligosperma</i>	2																				
<i>Carex oligosperma</i>	-	r	r	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<i>Carex peuciflora</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	r	r	-	-	-							
<i>Drosera rotundifolia</i>	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+							
<i>Eriophorum spissum</i>	-	r	r	-	-	-	-	-	1	+	+	1	-	-							
<i>Rhynchospora alba</i>	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<i>Rubus chamaemorus</i>	+	2	2	2	+	2	2	2	3	2	+	1	-	-							
<i>Sarracenia purpurea</i>	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<i>Scirpus cespitosus</i>	2	1	2	-	-	+	+	+	-	-	1	1	-	-							
<b>M : Mousses (strate muscinale)</b>																					
<i>Cladopodiella fluitans</i>	1	2	1	1	3	+	+	+	1	2	2	2	3	3							
<i>Dicranum polysetum</i>	+																				
<i>Dicranum undulatum</i>	-	r	-	-	2	-	-	-	-	-	1	-	-	-							
<i>Gymnocola inflata</i>	1	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<i>Mytila anomala</i>	+	1	1	1	1	1	-	1	1	1	+	+	+	+							
<i>Pleurozium schreberi</i>	+	1	-	-	2	-	-	-	-	2	1	2	2	2							
<b>S : Sphagnum (strate muscinale)</b>																					
<i>Sphagnum angustifolium</i>	4	4	5	4	1	4	4	4	5	3	4	5	3	4							
<i>Sphagnum capillifolium</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	2	-	-	1							
<i>Sphagnum fuscum</i>	-	4	5	4	1	4	4	4	4	2	4	4	3	3							
<i>Sphagnum magellanicum</i>	-	r	-	-	-	-	-	-	2	r	-	-	-	-							
<i>Sphagnum pulchrum</i>	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<i>Sphagnum russowii</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	1							
<i>Sphagnum terneilum</i>	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
<b>L : Lichens (strate muscinale)</b>																					
<i>Cladonia rangiferina</i>	-	2	-	1	3	2	2	2	2	-	2	-	-	2							
<i>Cladonia stellaris</i>	-	+	-	-	3	2	2	1	1	-	1	-	-	2							
<i>Cladonia sp.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+							

**Tableau 4.10** Cumul des classes de recouvrement par strate de végétation et par espèce pour le biotope de dépression dans les tourbières de LG2 et de LG3

Numéro du relevé Tourbière - UMS	LG2 - Structurée										LG2 - Ridée					LG3 - Ridée				
	Q5	SQ5A	SQ5B	SQ5C	Q6	SQ6A	SQ6B	SQ6C	SQ3A	SQ3B	SQ17A	Q12	SQ12A	SQ12B	SQ12C					
<b>AI : Arbustive inférieure</b>	+	+	+	+	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2					
<i>Andromeda glaucophylla</i>	+	+	+	r	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	-					
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	r	r	1	1	1	1	2	r	2	1	1	1	1	+	2					
<i>Kalmia polifolia</i>	r	-	-	-	1	2	1	2	1	2	1	1	1	1	1					
<b>AI : Arbustive rampante</b>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<i>Vaccinium oxycoccos</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<b>HI : Herbacée inférieure</b>	3	3	2	3	2	2	2	3	3	2	2	3	3	3	1					
<i>Carex oligosperma</i>	2	2	2	r	-	-	-	-	-	1	3	3	3	3	3					
<i>Carex pauciflora</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+					
<i>Carex type limosa</i>	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	-	-	-	-	-					
<i>Drosera rotundifolia</i>	r	r	r	r	r	+	r	r	+	+	+	+	+	+	+					
<i>Eriophorum virginicum</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+					
<i>Menyanthes trifoliata</i>	2	2	2	2	-	-	2	2	1	-	-	-	-	-	-					
<i>Rhynchospora alba</i>	-	-	-	-	2	2	2	2	2	1	-	-	-	-	-					
<i>Rubus chamaemorus</i>	-	-	-	-	1	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-					
<i>Sarracenia purpurea</i>	-	-	-	-	r	r	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
<i>Scheuchzeria palustris</i>	-	-	-	-	2	1	1	1	1	1	-	-	-	-	-					
<i>Scirpus cespitosus</i>	-	-	-	-	-	-	-	3	3	-	+	+	+	+	+					
<b>MI : Mousses (strate muscinale)</b>	r	r	r	r	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<i>Cladopodiella fluitans</i>	r	r	r	r	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<i>Gymnocolea inflata</i>	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<i>Mylia anomala</i>	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					
<b>S : Sphaignes (strate muscinale)</b>	5	5	5	5	5	5	5	4	4	5	5	5	5	5	5					
<i>Sphagnum capillifolium</i>	-	-	-	-	1	1	-	1	3	2	-	-	-	-	-					
<i>Sphagnum compectum</i>	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+	+	+					
<i>Sphagnum lindbergii</i>	4	1	4	5	1	-	1	3	-	1	-	-	-	-	-					
<i>Sphagnum majus</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-					
<i>Sphagnum papillosum</i>	-	-	-	-	2	2	2	2	+	-	-	-	-	-	-					
<i>Sphagnum pulchrum</i>	3	1	2	1	4	4	3	-	-	-	5	5	5	5	5					
<i>Sphagnum tenellum</i>	-	-	-	-	-	-	-	4	3	-	-	-	-	-	-					

## **4.2 Reconstitutions paléoécologiques**

Différents indicateurs ont été utilisés pour reconstituer l'histoire du développement des trois tourbières à l'étude. Servant de repère de base pour toutes les analyses, les données chronologiques doivent être abordées avant toute chose. Puis les données paléobotaniques issues des analyses macrofossiles et sporopolliniques permettent une reconstitution des successions de végétation locale. Les valeurs d'accumulation de la matière organique et du carbone viennent compléter la reconstitution paléoécologique des trois tourbières.

### **4.2.1 Données chronologiques**

La chronologie des sédiments des trois carottes prélevées dans le cadre du projet de maîtrise a été établie à l'aide de la datation au radiocarbone de plusieurs horizons (datations conventionnelle et AMS). Vingt-trois dates ont été obtenues dont huit pour la tourbière de LG1, huit pour la tourbière de LG2 et sept pour la tourbière de LG3. Les tableaux 4.11, 4.12 et 4.13 (p. 74, 75 et 76) présentent les résultats des âges étalonnés en années sidérales pour les âges  $^{14}\text{C}$  obtenus. Les modèles âge-profondeur sont illustrés graphiquement aux figures 4.4, 4.5 et 4.6 (p. 77, 78 et 79) et incluent également la zonation et la stratigraphie des carottes ainsi qu'un graphique sommaire des résultats de perte au feu (PAF). Cette section permet de dresser le contexte chronologique nécessaire à l'interprétation des données sur le développement des tourbières. Le détail de la végétation locale et de l'accumulation de la tourbe et du carbone sera abordé dans les sections suivantes.

**Tableau 4.11** Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG1

Profondeur (cm)	Matériel daté	N° de laboratoire	Méthode de datation	Âge <sup>14</sup> C conventionnel (années BP)	Delta <sup>13</sup> C	Intervalle 2σ (années <sup>14</sup> C étal. BP)	Âge étalonné (années <sup>14</sup> C étal. BP)
45-48	Tourbe en vrac	GSC-6777	RS	390 ± 70	-27,9	306 – 526	420
70-73	Tourbe en vrac	GSC-6776	RS	1030 ± 70	-28,4	769 - 1087	930
99-100	Macrorestes tourbicoles	Beta-199808	AMS	1350 ± 40	-27,9	1189 – 1329	1260
110-113	Tourbe en vrac	GSC-6775	RS	1460 ± 100	-25,9	1174 – 1565	1370
117-119	Macrorestes tourbicoles	Beta-199809	AMS	1550 ± 40	-27,8	1359 – 1531	1410*
130-131	Sphaignes	Beta-199810	AMS	1670 ± 40	-25,4	1501 – 1699	1510*
135-138	Tourbe en vrac	GSC-6774	RS	1490 ± 90	-27,1	1259 – 1580	1570*
165-167	Macrorestes tourbicoles	Beta-180468	AMS	2460 ± 40	-27,9	2375 - 2704	2540

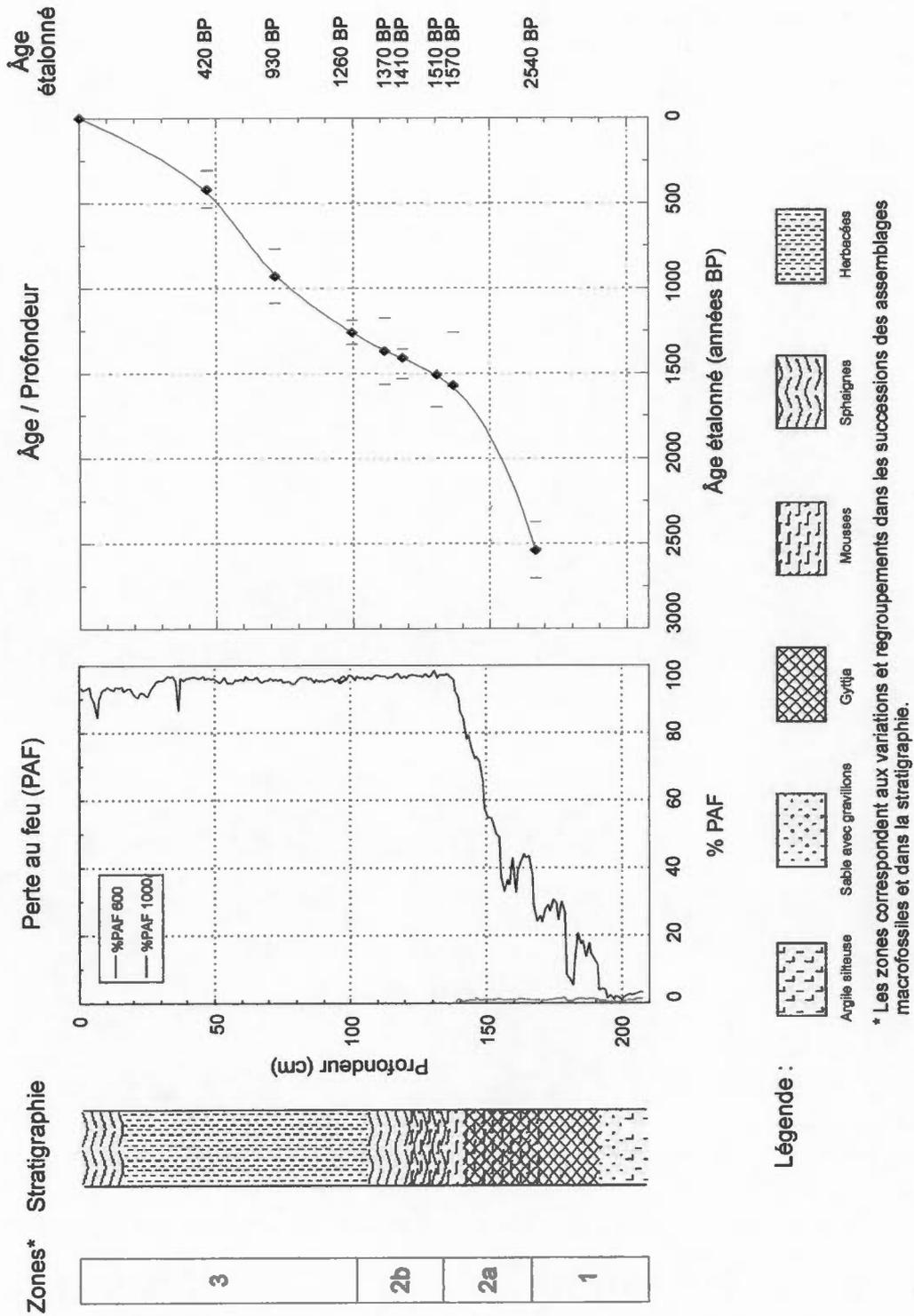
\* Âge qui ne correspond pas au point milieu de l'intervalle d'étalonnage 2σ (voir section 3.5, p. 42).

**Tableau 4.12** Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG2

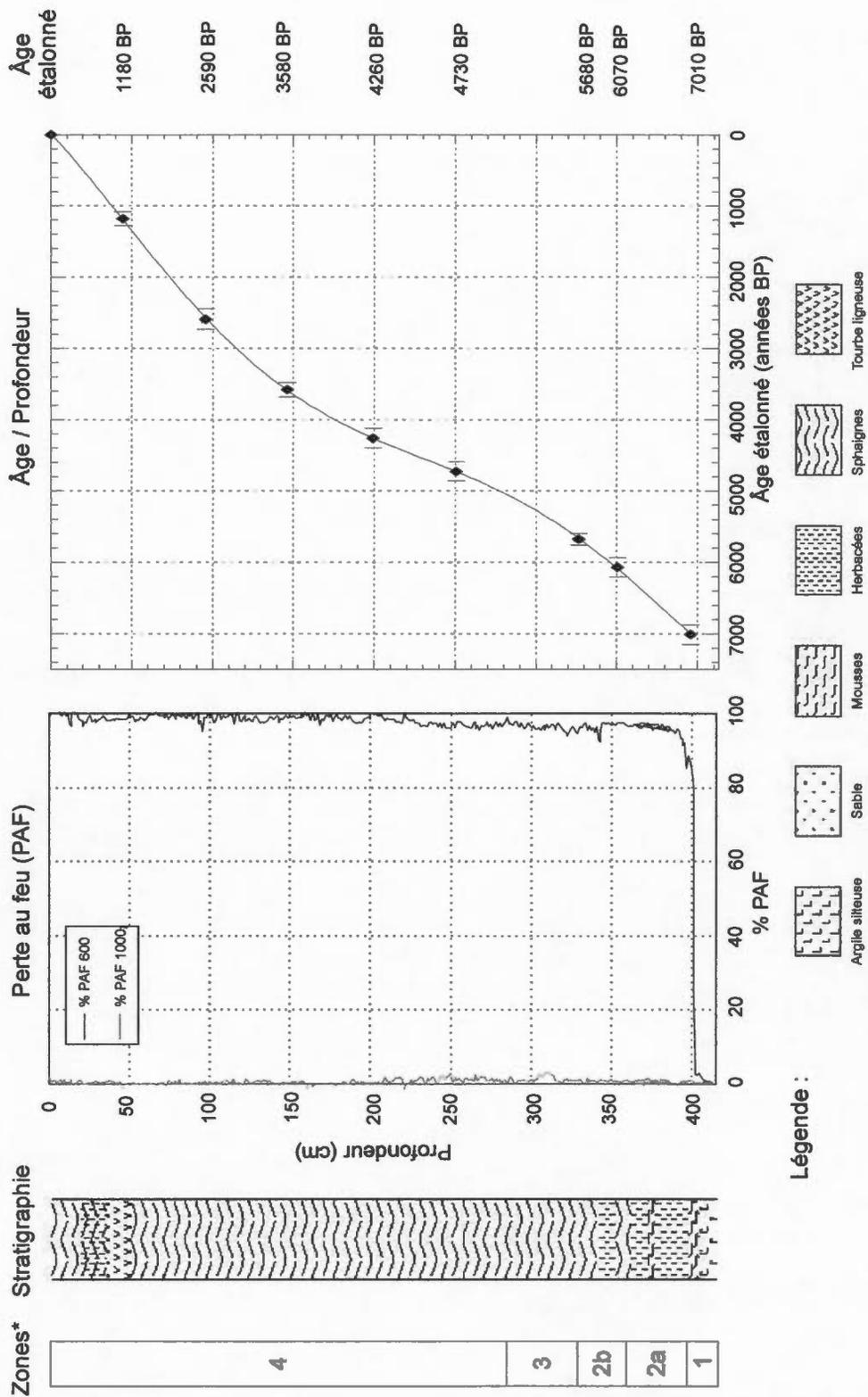
Profondeur (cm)	Matériel daté	N° de laboratoire	Méthode de datation	Âge $^{14}\text{C}$ conventionnel (années BP)	Delta $^{13}\text{C}$	Intervalle $2\sigma$ (années $^{14}\text{C}$ étal. BP)	Âge étalonné (années $^{14}\text{C}$ étal. BP)
44-45	Sphaignes	Beta-199811	AMS	1250 ± 40	-27,9	1081 – 1273	1180
95-96	Sphaignes	Beta-199812	AMS	2500 ± 40	-27,0	2443 – 2734	2590
146-147	Sphaignes	Beta-199813	AMS	3350 ± 40	-27,8	3478 – 3682	3580
199-200	Sphaignes	Beta-199814	AMS	3830 ± 40	-28,0	4123 – 4399	4260
250-251	Sphaignes	Beta-199815	AMS	4210 ± 50	-23,5	4594 – 4857	4730
326-327	Sphaignes	Beta-199816	AMS	4960 ± 50	-24,7	5597 – 5764	5680
350-351	Sphaignes	Beta-199817	AMS	5300 ± 50	-26,7	5942 – 6203	6070
395-397	Macrorestes tourbicoles	Beta-199819	AMS	6100 ± 40	-22,1	6872 – 7154	7010

**Tableau 4.13** Datations au radiocarbone et en âges étalonnés pour la carotte de la tourbière de LG3

Profondeur (cm)	Matériel daté	N° de laboratoire	Méthode de datation	Âge <sup>14</sup> C conventionnel (années BP)	Delta <sup>13</sup> C	Intervalle 2σ (années <sup>14</sup> C étal. BP)	Âge étalonné (années <sup>14</sup> C étal. BP)
35-36	Sphaignes	Beta-199818	AMS	980 ± 40	-25,5	790 – 957	875
75-76	Macrorestes tourbicoles	Beta-199819	AMS	2560 ± 40	-26,6	2676 – 2762	2720
130-131	Sphaignes	Beta-199820	AMS	3910 ± 40	-29,2	4180 – 4440	4330
190-191	Sphaignes	Beta-199821	AMS	4460 ± 40	-28,5	4951 – 5293	5120
249-250	Sphaignes	Beta-199822	AMS	4800 ± 40	-26,5	5463 – 5609	5540
329-330	Sphaignes	Beta-199823	AMS	5310 ± 50	-25,4	5944 – 6216	6080
374-375	Macrorestes tourbicoles	Beta-180474	AMS	5980 ± 60	-26,4	6676 – 6960	6820

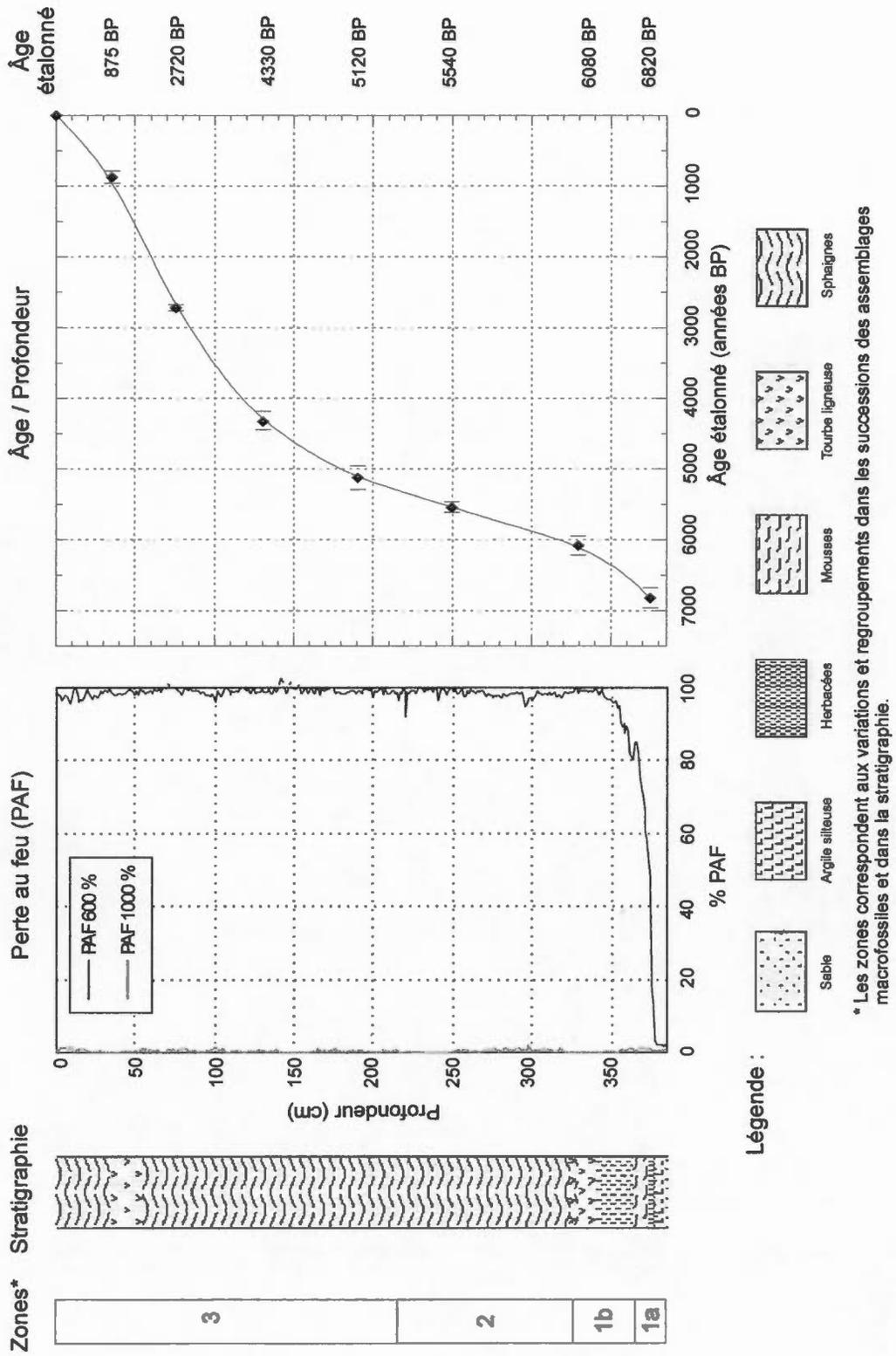


**Figure 4.4** Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG1.



\* Les zones correspondent aux variations et regroupements dans les successions des assemblages microfossiles et dans la stratigraphie.

Figure 4.5 Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG2.



**Figure 4.6** Chronologie de l'accumulation des sédiments de la carotte de la tourbière de LG3.

Au site de la tourbière de LG1, la matière organique sous forme de gyttja a commencé à s'accumuler avant 2540 ans étal. BP (âge obtenu à une profondeur de 166 cm : voir tableau 4.11, p. 74 et stratigraphie à la figure 4.4, p. 77). La chronologie de la portion inférieure n'a pu être établie en raison d'une quantité insuffisante de matériel datable. La courbe âge-profondeur de la tourbière de LG1 montre une variation de la pente relativement importante. Selon les échantillons choisis pour la datation, une accélération rapide de l'accumulation de la tourbe est observée entre 137 et 112 cm ou entre 1570 et 1370 ans étal. BP. Après 1370 ans étal. BP, le taux ou la vitesse d'accumulation de la tourbe diminue graduellement jusque vers 420 ans étal. BP pour augmenter de nouveau jusqu'à aujourd'hui.

Pour ce qui est de la tourbière de LG2, le début de l'accumulation de la matière organique sous forme de tourbe de mousses brunes vers 396 cm de profondeur date de 7010 ans étal. BP (voir tableau 4.12, p. 75 et la stratigraphie à la figure 4.5, p. 78). Les variations de la courbe âge-profondeur sont moins accentuées qu'à la tourbière de LG1. La vitesse d'accumulation de la tourbe fut rapide de la base de la carotte jusque vers 4260 BP. Par la suite, la tourbe s'est accumulée plus lentement mais avec une légère accélération dans la partie supérieure, soit après 1180 ans étal. BP.

Dans la tourbière de LG3, la matière organique sous forme de tourbe herbacées à mousses brunes a commencé à s'accumuler peu avant 6820 ans étal. BP à 375 cm de profondeur par rapport à la surface (voir tableau 4.13, p. 76 et la stratigraphie à la figure 4.6, p. 79). La carotte présente un taux d'accumulation de la tourbe rapide entre 330 et 191 cm ou entre 6080 et 5120 ans étal. BP. Par la suite, la vitesse a diminué de façon importante avant d'augmenter à nouveau dans la partie supérieure des horizons (après 875 ans étal. BP).

Ainsi, la moitié la plus récente des carottes des deux tourbières ombrotrophes (LG2 et LG3) montre une courbe âge-profondeur de forme convexe, c'est-à-dire un ralentissement du taux d'accumulation de la tourbe. Cet événement aurait débuté

entre 4260 et 3580 ans étal. BP pour la tourbière de LG2 et entre 5120 et 4330 ans étal. BP pour la tourbière de LG3. Puis, les derniers 30 à 50 cm à la surface des trois carottes montrent la même accélération de la vitesse d'accumulation de la tourbe principalement en raison de la présence de l'acrotelme qui représente un horizon faiblement décomposé et moins compact. Avec un contrôle chronologique approprié pour ces horizons récents (datation au  $^{210}\text{Pb}$  par exemple), la forme exacte des courbes localiserait sans doute l'accélération dans les quelques 15 à 20 derniers centimètres constituant l'acrotelme.

#### 4.2.2 Histoire du développement des tourbières

Les sédiments provenant des trois tourbières ont été analysés afin de retracer l'histoire du développement des tourbières du point de vue de la succession de la végétation locale et de l'accumulation du carbone. L'analyse macrofossile utilisée en combinaison avec l'analyse sporopollinique permet à la fois de reconstituer la succession végétale et les étapes de développement des tourbières (Lavoie, 2001b). L'analyse macrofossile sur des sédiments de tourbières permet une reconstitution de la végétation locale s'appliquant tout au plus à une source de 20 m autour du point d'échantillonnage (Larouche, 1979). Par ailleurs, l'absence de macrofossiles d'une espèce n'indique pas nécessairement son absence du cortège floristique de la tourbière. La pluie pollinique est généralement divisée en trois types d'apports : locaux, extra-locaux et régionaux (Janssen 1966, 1973). Le pollen d'origine locale est produit par des espèces tourbicoles ou de milieu aquatique, alors que le pollen d'origine extra-locale provient des communautés végétales qui ceinturent la tourbière ou situées à moins de 500 m de distance. Les apports régionaux viennent des formations forestières à plus de 500 m du point d'échantillonnage. À cela s'ajoutent les apports lointains, qui dans le cas de la présente étude sont constitués du pollen d'espèces plus thermophiles telles que *Acer saccharum*, *Acer rubrum*, *Fagus grandifolia*, *Juglans cinerea*, *Pinus strobus*, *Quercus* et *Tsuga canadensis*. Cette distinction sur l'origine des grains de pollen nous a donc permis de compléter la reconstitution des assemblages de végétation locale issue des analyses

macrofossiles. Bien que les variations sporopolliniques indiquent souvent des changements d'abondances, les interprétations tiennent compte du jeu des pourcentages entre les différentes espèces et de la productivité pollinique propre à chaque espèce.

La zonation est identique dans les diagrammes macrofossiles et sporopolliniques. L'interprétation sur les conditions trophiques et sur le type de milieu a été inférée à partir des assemblages de végétation et de l'autécologie des espèces. Bien que le traitement chimique pour l'extraction du pollen ne permette pas une conservation complète et représentative des espèces de rhizopodes présents (Charman, 2001; Hendon et Charman, 1997), ceux-ci ont fourni des indications complémentaires sur les conditions d'humidité de la tourbe.

Afin de compléter l'histoire du développement de chacune des trois tourbières étudiées, les taux d'accumulation de la tourbe, de la teneur en matière organique et du contenu en carbone sont présentés à la suite de l'interprétation des données paléobotaniques pour chaque carotte sédimentaire. Quelques valeurs de perte au feu ont toutefois été intégrées à la description des horizons botaniques afin d'appuyer certaines observations sur la stratigraphie et la végétation locale.

#### **4.2.2.1 Tourbière de la région de LG1 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional**

La carotte de la tourbière de LG1 a été prélevée en bordure d'une unité de lanières et mares structurées à proximité d'une unité uniforme boisée ouverte (53° 54' 02,90" N, 78° 46' 27,22" W). Trois zones principales ont été identifiées dans cette carotte (figures 4.7 et 4.8 en pochette). La zone 1 de 208 à 166 cm correspond à une phase d'étang eutrophe cédant sa place au fen à bryophytes au cours de la zone 2 de 166 à 102 cm. Cette zone a été subdivisée en deux sous-zones : la sous-zone 2a de 166 à 134 cm qui traduit un marais à mousses brunes et la sous-zone 2b de 134 à 102

cm qui représente un fen intermédiaire à sphaignes et à mousses brunes. La zone 3 de 102 cm à la surface indique l'installation du fen intermédiaire herbacé actuel.

Zone 1 : 208 à 166 cm (avant 2540 ans étal. BP)

De 208 à 200 cm, le dépôt est minéral et composé d'argile silteuse déposée par la Mer de Tyrrell. Il est surmonté de 10 cm de sable grossier avec de petits cailloux de délestage (Brosseau, 2005). À partir de 190 cm, un dépôt organique s'apparentant à de la gyttja commence à être incorporé au matériel minéral qui aurait disparu complètement vers 166 cm tel que reflété par la PAF à 600°C qui est passée de 10% à 43% (figure 4.4, p. 77 et figure 4.9, p. 91).

L'analyse macrofossile de cette zone indique la présence de taxons de milieux humides et aquatiques (submergés ou flottants) comme : *Myriophyllum* cf. *exalbescens*, *Myriophyllum* sp., *Ranunculus* type *trichophyllum*, *Potamogeton* type *pusillus*, *Hippuris* cf. *vulgaris*, *Eleocharis* sp. et des oogonies de Characeae. Quelques graines de carex et des restes d'*Equisetum* ont aussi été dénombrés. Les restes de mousses sont surtout présents vers la fin de la zone 1, mais peu abondants et leur état de décomposition n'a pas permis leur identification. D'ailleurs, la PAF à 600°C montre une augmentation de la matière organique dans les sédiments au moment où les mousses brunes devenaient plus abondantes (figure 4.4, p. 77 et figure 4.9, p. 91). Du côté de la faune invertébrée, plusieurs capsules céphaliques de larves de chironomides et quelques spécimens de *Cristatella mucedo* ont été dénombrés, appuyant ainsi un contexte de conditions aquatiques. Les graines d'éricacées et d'*Empetrum* cf. *nigrum* identifiées parmi les sédiments proviendraient possiblement de la végétation installée au pourtour du plan d'eau. *Picea mariana*, *Larix laricina* et *Myrica gale* seraient apparus à proximité du plan d'eau vers la fin de la zone 1.

L'analyse sporopollinique a permis de dénombrer des pollens de plusieurs plantes herbacées : Cyperaceae, Poacea, *Artemisia*, type *Ambrosia*, Tubulifloreae et Ranunculaceae (figure 4.8, en pochette). La présence d'algues (*Pediastrum*) et de

plantes aquatiques (*Myriophyllum exalbescens*, *Potamogeton/Triglochin*, *Menyanthes trifoliata*, *Nuphar* et *Isoetes*) confirme l'existence d'un plan d'eau relativement peu profond représenté par la zone 1. La présence de *Nuphar* est également confirmée par les sclérides de Nymphaeaceae. La forte représentation pollinique d'*Alnus* type *crispa* (entre 15 et 35%) indique sa présence régionalement et sans doute localement. D'autres arbustes tels que *Myrica gale*, *Salix* et quelques éricacées se trouvaient fort probablement en bordure du plan d'eau. Présents à la surface et à proximité de la tourbière de LG1, *Myrica gale* et *Salix* étaient plus abondants il y a plus de 2500 ans si on compare avec leur représentation pollinique actuelle. *Picea mariana* et *Larix laricina* étaient déjà présents régionalement, mais aussi localement si on se fie à leur représentation pollinique et à la présence de leurs macrofossiles dans les sédiments. *Populus tremuloides* était sans doute déjà présent en bordure du site ou dans la région. Le dénombrement de pollens de *Shepherdia canadensis* parmi la zone 1 indique la présence de cet arbuste à proximité (Richard, 1974). Les pourcentages polliniques de *Betula* inférieurs à 10% dans cette zone ne sont pas suffisamment élevés pour indiquer sa présence locale et indiqueraient plutôt une faible présence régionale combinée à des apports lointains. De même, la faible représentation pollinique de *Taxus canadensis* et de *Corylus comuta* indique une présence dans les milieux forestiers régionaux ou lointains. Le pollen de plantes arctiques ou alpines telles que *Oxyria digyna* et *Saxifraga oppositifolia* témoigne de la persistance tardive de la flore arctique périglaciaire en bordure de la mer de Tyrrell, durant son retrait.

Les assemblages macrofossiles et sporopolliniques de la végétation locale de la tourbière de LG1 révèlent donc la présence d'un étang eutrophe composé d'une végétation hygrophile et aquatique qui aurait persisté jusque vers 2500 ans étal. BP.

#### Zone 2 : 166 à 102 cm (2540 à 1260 ans étal. BP)

Entre 2540 et 1260 ans étal. BP, la communauté aquatique de la zone 1 est disparu en deux étapes : la sous-zone 2a de 166 à 134 cm qui représente un marais à mousses brunes et la sous-zone 2b de 134 à 102 cm qui indique la transition vers un

fen intermédiaire à sphaignes et à mousses brunes. L'arrivée des mousses brunes parmi les horizons de base qui s'incorporent aux sédiments de gyttja est caractérisée par les variations de la quantité de matière organique dans les sédiments (25 à 40% de PAF à 600°C, figure 4.4, p. 77 et figure 4.9, p. 91). La matière organique a ensuite augmenté régulièrement jusqu'à atteindre des valeurs supérieures à 80% vers 145 cm où la tourbe de mousses brunes a remplacé complètement la gyttja et ce, vers 1750 ans étal. BP. Le pourcentage de matière organique a ensuite augmenté pour atteindre des valeurs entre 90 et 100% lorsque les sphaignes ont succédé aux mousses brunes vers 134 cm, c'est-à-dire vers 1550 ans étal. BP.

Sous-zone 2a : 166 à 134 cm (2540 à 1550 ans étal. BP)

L'assemblage macrofossile de cette sous-zone est dominé les mousses brunes de la famille des *Amblistegiaceae*. Les restes de *Scorpidium scorpioides* et de *Drepanocladus fluitans* suggèrent un habitat minérotrophe humide saturé en eau. Les espèces aquatiques de la zone 1 ont disparu rapidement au début de la sous-zone 2a pour laisser la place à une végétation telmatique composée de *Cyperaceae* et *Equisetaceae*. Quelques arbustes étaient présents localement comme *Myrica gale*, *Andromeda glaucophylla* et *Potentilla fruticosa*. Les restes de *Picea mariana* et de *Larix laricina* indiquent leur présence au cours de la sous-zone 2a.

La diminution de la représentation pollinique des plantes aquatiques (*Potamogeton/Triglochin*, *Ranunculaceae*, *Myriophyllum exalbens* et *Menyanthes trifoliata*) indique aussi un passage de conditions aquatiques vers des conditions semi-terrestres. Le pollen de *Nuphar* ainsi que la présence de sclérides de *Nympheaceae* et des algues de type *Pediastrum* témoignent toutefois de conditions aquatiques par endroits. L'augmentation de la représentation des *Cyperaceae* vers la fin de la sous-zone indique une densification des communautés herbacées et une fermeture du milieu aquatique. D'autres herbacées sont encore présentes comme les *Poaceae*, *Artemisia* et *Tubuliflorae*. Le pollen des arbustes n'est pas plus abondant qu'à la zone précédente. Parmi ceux-ci, *Alnus type crispa* et *Myrica gale*

demeurent importants. La représentation pollinique de *Picea mariana* et de *Larix laricina* au cours de la sous-zone 2a confirme leur présence locale telle qu'observée dans les macrofossiles. On dénote aussi l'apparition des premiers rhizopodes qui demeurent peu abondants. La diminution graduelle des concentrations polliniques au cours de la zone 2 indique le changement du type de milieu captant le pollen c'est-à-dire le comblement du plan d'eau par la végétation du marais.

La végétation locale de la sous-zone 2a indique donc la transformation de l'étang eutrophe de la zone 1 en un marais puis, vers la fin, en une tourbière minérotrophe riche et saturée en eau dont la surface est ponctuée de mares. Ce comblement du plan du bassin est aussi enregistré par les taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone qui augmentent (voir section 4.2.2.2, p. 90).

#### Sous-zone 2b : 134 à 102 cm (1550 à 1280 ans étal. BP)

Dans cette sous-zone, les sphaignes ont remplacé les mousses dans l'assemblage macrofossile. La présence de *Sphagnum platyphyllum* accompagnée de *Sphagnum teres* et *Sphagnum squarrosum* indique un statut trophique minérotrophe intermédiaire. Quelques mousses se sont ajoutées au cortège muscinal : *Calliergon stramineum*, *Pohlia nutans* et *Drepanocladus uncinatus*. Les éricacées principalement représentées par des restes de *Vaccinium oxycoccos* et de *Andromeda glaucophylla* étaient présentes. Des graines de différentes espèces de carex ont aussi été dénombrées (*Carex* type *brunnescens*, *Carex* type *mackenzii/cannescens* et *Carex* section *Paniculata*), alors que les restes d'*Equisetum* ont diminué légèrement. Notons la présence du rhizopode *Arcella artocrea* et de statoblastes de *Plumatella repens* dans les macrofossiles, ce qui indique une persistance des conditions humides. Les restes de *Picea mariana* et de *Larix laricina* sont moins importants parmi les sédiments, en raison de la quasi-disparition du plan d'eau initial qui servait de vecteur aux pièces, par flottaison à partir des sources terricoles plus lointaines.

L'assemblage microfossile confirme ces conditions humides et l'abondance de plusieurs rhizopodes tels que *Amphitrema flavum*, *Centropyxis* et *Hyalosphenia papillo* est associée à la présence de sphaignes parmi les horizons. D'ailleurs, le comblement puis l'entourbement du milieu expliquent la diminution des concentrations polliniques durant cette période. Abondantes au début de la sous-zone 2b, les Cyperaceae ont vu leur représentation pollinique passer de plus de 80% à près de 30%. Les autres plantes herbacées ont aussi perdu de leur importance, alors que les plantes aquatiques et les algues ne sont plus représentées. Une légère augmentation de la représentation pollinique des éricacées vient confirmer leur présence locale identifiée dans les assemblages macrofossiles. *Larix laricina* et *Myrica gale* présents localement et extra-localement sont moins bien représentés que précédemment. La diminution du pourcentage de *Picea mariana* à la transition entre les sous-zones 2a et 2b est sans doute l'effet de l'augmentation importante du pourcentage des Cyperaceae. Par la suite, les pourcentages de *Picea mariana* augmentent à nouveau alors que les Cyperaceae demeurent relativement abondantes tel que confirmé par les analyses macrofossiles. Une densification du couvert arborescent extra-local ou régional pourrait expliquer cette importante représentation pollinique puisque les assemblages macrofossiles ne traduisent pas une abondance locale de *Picea mariana*. Cette densification expliquerait aussi la diminution de la représentation d'*Alnus* type *crispa* et de *Betula*.

La végétation locale de la sous-zone 2b correspond donc à un milieu humide saturé, mais sans eau libre, caractérisé par un statut trophique de fen intermédiaire à sphaignes et mousses qui aurait duré près de 300 ans et marqué par une augmentation des taux moyens d'accumulation (voir section 4.2.2.2, p. 90).

### Zone 3 : 102 cm à la surface (1280 ans étal. BP à aujourd'hui)

Cette phase est caractérisée par la dominance de restes de plantes herbacées principalement de la famille des Cyperaceae. En plus de différents fragments de tiges, de feuilles et de radicules, des graines de carex ont aussi été identifiées (*Carex* type *limosa*, *Carex* section *Paniculata*, *Carex* type *brunnescens* et *Carex*

*trisperma*). Quelques graines d'autres plantes herbacées telles que *Viola* sp., *Scirpus cespitosus* et *Eriophorum* sp. ont aussi été dénombrées. Bien que sporadiques, *Sphagnum* type *fimbriatum/girgensohnii* et des sphaignes de la section *Cuspidata* ont été identifiées indiquant un milieu humide de type minérotrophe pauvre. Quelques rares fragments de *Scorpidium scorpioides* et de *Drepanocladus fluitans* ont aussi été identifiés. Dans le groupe des ptéridophytes, *Equisetum* sp. est demeuré aussi peu abondant qu'à la zone précédente, alors que le grand nombre de mégaspores de *Selaginella selaginoides* dénombrées confirme la présence de cette espèce parmi les sphaignes et les mousses. Quelques aiguilles de *Picea mariana* et de *Larix laricina* ainsi que des fragments de feuilles de *Myrica gale* ont été dénombrés. Les éricacées étaient beaucoup moins abondantes qu'à la zone précédente et *Andromeda glaucophylla* est la seule espèce identifiée. Entre 5 et 20% du matériel observé était constitué de *Detritus herbosus* (*sensu* Troël-Smith, 1955) correspondant à des fragments herbacés fortement décomposés. De plus, une augmentation de la quantité de matière organique non-identifiable ou *Detritus granosus* (*sensu* Troël-Smith, 1955) au cours de cette phase confirme l'état de décomposition plus avancé de la matière organique. Par contre, la PAF à 600°C s'est maintenue entre 90 et 100% tout au long de la zone 3 avant de diminuer légèrement vers la surface avec l'assemblage des sphaignes de surface (figure 4.4, p. 77 et figure 4.9, p. 91).

Les Cyperaceae dominent l'assemblage pollinique de la zone 3 et plusieurs autres herbacées sont présentes (Poacea, *Artemisia*, type *Ambrosia*, Tubuliflorae et Chenopodiaceae). Cette forte représentation des Cyperaceae masque probablement l'importance d'autres taxons tels que *Picea mariana* et *Alnus* type *crispa* dont les pourcentages diminuent. Par ailleurs, le type *Potentilla* est mieux représenté par son pollen dans cette zone et pourrait représenter une abondance de *Potentilla fruticosa* qui a été identifié à la surface de la tourbière. L'importante représentation sporale des sphaignes et de *Selaginella selaginoides* indique leur présence locale confirmée par les analyses macrofossiles. Parmi les arbustes, les pourcentages de *Myrica gale* et les éricacées sont peu abondants et varient peu. *Lonicera* type *canadensis* et

*Prunus virginiana* apparaissent au cours de la zone 3 et représentent sans doute des apports extra-locaux ou régionaux puisqu'ils sont absents de la surface de la tourbière. Alors que *Picea mariana* et *Larix laricina* sont présents régionalement et localement dans la tourbière, les pollens de *Pinus banksiana*, *Populus tremuloides* et *Abies balsamea* indiquent des apports régionaux. D'ailleurs l'augmentation progressive des pollens de *Pinus banksiana* au cours de la zone 3 représente sans doute leur plus grande abondance dans les forêts régionales. Le taxon *Thuja occidentalis*/*Juniperus communis* légèrement plus abondant dans cette zone représente sans doute l'arbuste *Juniperus communis* identifié à la surface de la tourbière de LG1. Faiblement représentés, les taxons aquatiques (*Menyanthes trifoliata* et *Typha*) étaient présents dans les mares de la tourbières ou sur le bord des plans d'eau à proximité. Moins abondants qu'à la zone précédente, les rhizopodes demeurent tout de même diversifiés.

L'acrotelme d'une épaisseur approximative de 15 cm est principalement composé de sphaignes vivantes (*Sphagnum* type *balticum/pulcrum* et *Sphagnum* section *Acutifolia*), de fragments de ptéridophytes ainsi que de quelques restes d'herbacées et de Cypéracées non-identifiables (figure 4.7, en pochette). Par contre, les relevés de végétation de surface ont permis d'identifier à proximité du site de carottage les espèces suivantes : *Carex* type *limosa*, *Scirpus hudsonianus*, *Carex exilis*, *Rhynchospora alba*, *Scheuchzeria palustris* et *Equisetum fluviatile* (voir section 4.1.1, p. 52). Plusieurs rhizopodes vivants dans les sphaignes humides ont augmenté dans cette portion supérieure du dépôt dont *Assulina muscorum*, *Centropyxis* et *Hyalosphenia papillo* (figure 4.8, en pochette). Les sphaignes vivantes représentent un horizon relativement peu compact, ce qui est reflété par la légère diminution de la PAF à 600°C dans les sédiments de surface (figure 4.4, p. 77 et figure 4.9, p. 91).

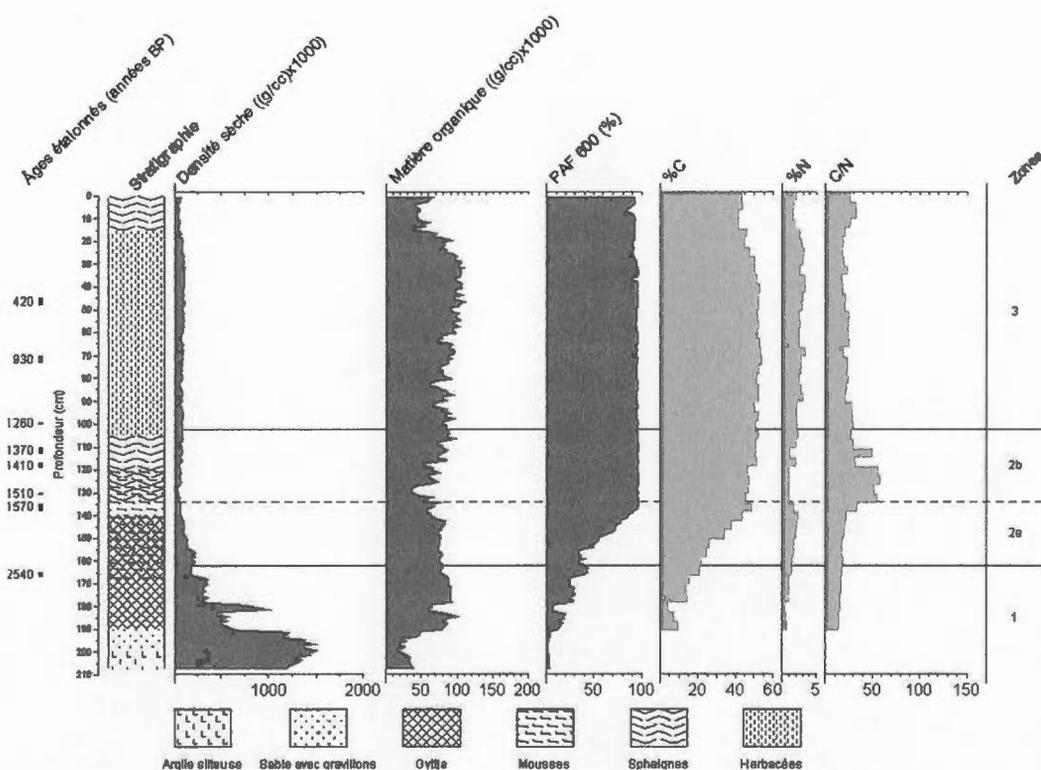
Les assemblages macrofossile et microfossile de la zone 3 révèlent donc la présence au cours des derniers 1300 ans d'un fen herbacé humide de régime trophique intermédiaire caractérisé par une diminution des taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone (section 4.2.2.2).

#### **4.2.2.2 Tourbière de la région de LG1 : accumulation de la matière organique et du carbone**

La figure 4.9 (p. 91) est une synthèse des courbes de variation des données géochimiques en fonction de la profondeur dans le dépôt de la carotte de la tourbière de LG1. Le tableau 4.14 (p. 90) présente pour chaque segment daté les valeurs moyennes des différents taux d'accumulation ainsi que le ratio C/N moyen.

Les valeurs de carbone et de ratio C/N varient peu à l'intérieur des segments datés de la carotte de LG1 si ce n'est que pour la section correspondant aux zones 1 et 2a (figure 4.9, p.91). La partie minérale de la zone 1 montre une densité sèche élevée avec une faible quantité de matière organique. Puis, lorsque la gyttja commence à s'incorporer au minéral, les valeurs de matière organique augmentent.

Vers 180 cm de profondeur (horizon non-daté), les résultats montrent une diminution soudaine du contenu en matière organique, de la PAF à 600°C, des pourcentages de carbone et d'azote, alors que la densité sèche augmente. Puisque la végétation locale ne peut expliquer cette variation, il semble qu'il s'agisse d'un horizon où le contenu en matériel minéral était plus élevé durant la phase du contact minéral organique graduel entre 190 et 166 cm (avant 2540 ans étal. BP). À partir de 175 cm jusqu'à la fin de la zone 1, la teneur en matière organique et le %C ont commencé à augmenter progressivement alors que les mousses brunes s'installaient. Par ailleurs, aucun carbonate n'était présent à la base de la carotte de la tourbière de LG1 (PAF à 1000°C inférieure à 2%, mesurée de 208 à 136 cm; voir figure 4.4, p. 77).



**Figure 4.9** Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur pour la tourbière de LG1.

**Tableau 4.14** Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG1

Âge étalonné (années BP)	Profondeur (cm)	Végétation locale	Tourbe (mm/a)	Densité sèche (g / (m <sup>2</sup> .a))	Matière organique (g / (m <sup>2</sup> .a))	Carbone (g / (m <sup>2</sup> .a))	Azote (g / (m <sup>2</sup> .a))	C/N
0 - 420	0 - 47	Sphaignes et herbacées	1,11	95,37	89,49	46,20	2,53	23
420 - 930	47 - 72	Herbacées	0,49	47,98	45,84	25,24	1,33	23
930 - 1260	72 - 100	Herbacées	0,85	71,70	68,50	37,33	1,79	24
1260 - 1370	100 - 112	Herbacées et sphaignes	1,09	95,64	92,20	49,13	1,91	29
1370 - 1410	112 - 118	Sphaignes	1,50	115,25	111,50	58,61	1,99	41
1410 - 1510	118 - 131	Sphaignes	1,30	77,43	75,03	36,62	0,76	56
1510 - 1570	131 - 137	Sphaignes et mousses	1,00	63,50	61,57	29,74	0,92	45
1570 - 2540	137 - 166	Mousses	0,30	42,81	22,32	12,03	0,76	19
0 - 2540	0 - 166	-	0,65	61,56	51,59	27,35	1,36	27

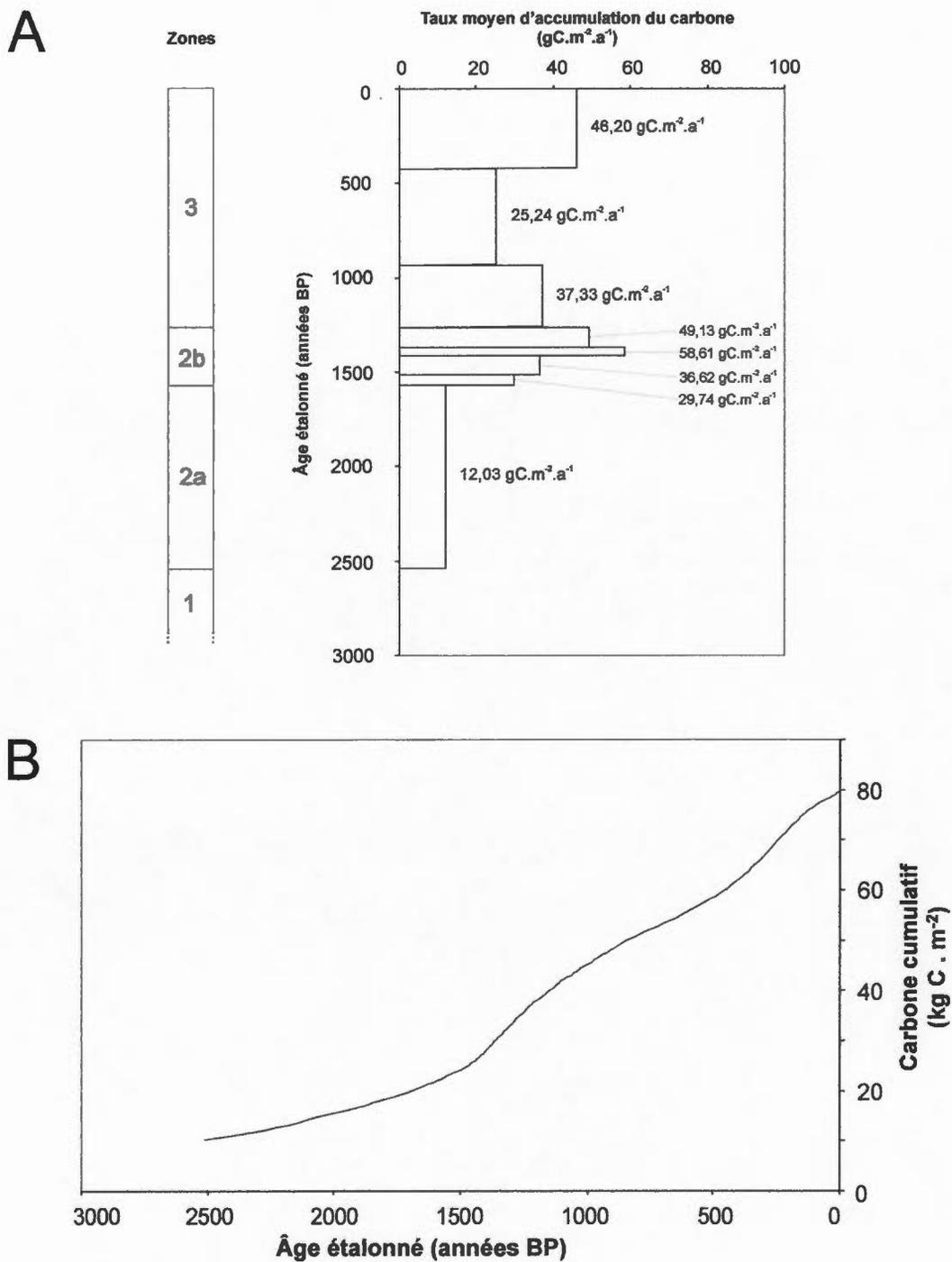
Dès le début de la sous-zone 2b, la PAF à 600°C se stabilise entre 95 et 100% et le pourcentage de carbone atteint des valeurs typiques pour les tourbières boréales et subarctiques, soient entre 45 et 56% (Turunen, 2003). Entre 1570 et 1370 ans étal. BP, on observe une légère diminution des pourcentages de carbone et d'azote. Pendant ce temps, les courbes de perte au feu et de ratios C/N montrent que la densité sèche varie peu, que la matière organique augmente légèrement, alors que le ratio C/N augmente de façon importante (figure 4.9, p. 91). Tous les taux moyens d'accumulation montrent toutefois une augmentation généralisée entre 1570 et 1370 ans étal. BP (tableau 4.14, p. 90 et figure 4.10A, p. 94). Cet événement correspond au remplacement des mousses brunes par les sphaignes dans les assemblages macrofossiles de la sous-zone 2b. En effet, la productivité élevée et la résistance accrue à la décomposition pourraient expliquer le taux élevé d'accumulation de la tourbe de bryophytes dans un contexte favorable (van Breemen, 1995; Turunen, 2003). Les données de ratio C/N corroborent cette diminution du degré de décomposition des sédiments et indiquent une diminution de la disponibilité de l'azote dans le milieu ou une plus faible capacité de fixation de l'azote par les assemblages de végétation dominés par les sphaignes par rapport aux assemblages des zones précédentes où les plantes herbacées étaient plus abondantes.

La diminution de l'importance des sphaignes dans les sédiments marque la transition entre la zone 2 et 3 et est caractérisée par une diminution du ratio C/N et des taux moyens d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique et du carbone (tableau 4.14, p. 90). Les courbes des données géochimiques ne montrent toutefois pas de fluctuations importantes à court terme mis à part dans la partie supérieure de la carotte où on observe une diminution de la teneur en matière organique accompagnée d'une augmentation du ratio C/N correspondant à l'acrotelme où la présence des sphaignes et le faible état de décomposition expliquent ces fluctuations (figure 4.9, p. 91).

Le taux d'accumulation du carbone à long terme pour l'ensemble de la carotte (LORCA) est de  $27,35 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ . Le taux moyen d'accumulation du carbone pour

chaque segment daté a varié de façon importante, avec des valeurs comprises entre 12,0 et 58,6  $\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  (figure 4.10A, p. 94). Ce taux a diminué graduellement entre 1370 et 420 ans étal. BP, ce qui correspond à la moitié inférieure de la zone 3 dominée par les herbacées. La courbe du cumul de carbone dans la tourbe ( $\text{Kg.m}^{-2}$ ) en fonction de l'âge étalonné (figure 4.10B, p.94) montre une forme pratiquement sigmoïde similaire à la courbe âge-profondeur (figure 4.4, p. 77).

L'accélération de la vitesse d'accumulation de la tourbe entre 1570 et 1260 ans étal. BP correspond au fen à bryophytes de la zone 2. L'interprétation est par contre atténuée avec le calcul des valeurs de carbone compilées dans le temps. La courbe du cumul de carbone semble bien représenter la faible densité de la matière organique et la diminution du pourcentage de carbone dans la partie supérieure de la carotte et de manière plus prononcée dans l'acrotelme par un ralentissement de l'accumulation du carbone au cours des 250 dernières années.



**Figure 4.10** Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG1:

- A) Taux moyen d'accumulation du carbone pour les segments datés,  
B) Accumulation du carbone au fil des années (carbone cumulatif).

#### 4.2.2.3 Tourbière de la région de LG2 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional

La carotte de la tourbière de LG2 a été prélevée dans l'unité à mares structurées du plateau central sur une butte basse à *Sphagnum fuscum*, *Sphagnum capillifolium*, *Chamaedaphne calyculata* et *Ledum groenlandicum* (53° 39' 03,60" N, 77° 44' 03,04" W). Quatre zones ont été identifiées à partir de l'analyse de cette carotte (figures 4.11 et 4.12, en pochette). La zone 1 de 413 à 392 cm indique un stade aquatique initial de marais eutrophe. La zone 2 de 392 à 326 cm est divisée en deux sous-zones : la sous-zone 2a de 392 à 358 cm qui correspond à l'envahissement du marais par une végétation de fen riche à mousses brunes et plantes herbacées, puis la sous-zone 2b de 358 à 326 cm qui termine la phase minérotrophe par un fen pauvre. La zone 3 de 326 à 281 cm indique un appauvrissement du régime trophique et une diminution de l'humidité de surface soit l'ombrotrophication du milieu. La zone 4 de 281 cm à la surface correspond à la dynamique actuelle de la tourbière de LG2 incluant une certaine densification du couvert arbustif et arborescent.

##### Zone 1 : 413 à 392 cm (avant 7010 à 6920 ans étal. BP)

Les sédiments de la base de la carotte de la tourbière de LG2 ayant été déposés avant 7010 jusqu'à 6920 ans étal. BP représentent la colonisation initiale du bassin par la végétation. Entre 413 et 406 cm, la base minérale est composée de silt argileux déposé par la Mer de Tyrrell et de sables liés à l'épandage et au remaniement de la moraine de Sakami (Brosseau, 2005). À partir de 406 cm, la matière organique commence à être incorporée au dépôt minéral et la PAF à 600°C dépasse 80% vers 400 cm (figure 4.5, p. 78 et figure 4.13, p. 104). Une tourbe herbacée parsemée de mousses brunes entrelacées s'est accumulée au-dessus de la surface minérale peu avant 7010 ans étal. BP. Les taxons herbacés indiquent la présence d'un milieu aquatique d'eau douce aux conditions trophiques riches : *Ranunculus* sp., *Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton* sp., *Phragmites communis*,

*Carex* type *crinita* et *Eleocharis* sp. (figure 4.11, en pochette). Des ptéridophytes dont *Equisetum* sp. étaient aussi présents. Cette zone de courte durée représente donc le stade initial d'accumulation et il correspond à un marais eutrophe.

L'analyse sporopollinique confirme l'abondance locale d'herbacées telles que celles de la famille des Cyperaceae et des Poaceae (figure 4.12, en pochette). D'origine extra-locale ou régionale, d'autres herbacées sont représentées dans le diagramme dont : *Artemisia*, type *Ambrosia*, Tubuliflorae et Chenopodiaceae. La représentation pollinique des plantes aquatiques dont principalement *Potamogeton/Triglochin* confirme leur abondance locale sur le site. La saturation en eau du milieu est également confirmée par la présence des algues de type *Pediastrum*. Malgré l'identification de quelques restes d'*Equisetum* sp. au cours de l'analyse macrofossile, aucune spore n'a été dénombrée. Les valeurs élevées de concentration pollinique traduisent sans doute un faible taux d'accumulation de la matière organique et des apports externes de pollens dans le bassin de sédimentation par l'eau de ruissellement.

#### Zone 2 : 392 à 326 cm (6920 à 5680 ans étal. BP)

Débutant vers 6920 ans étal. BP et ayant duré près de 1300 ans, la zone 2 correspond aux conditions de l'entourbement du milieu. Cet entourbement a été réalisé en deux phases comme l'indiquent les sous-zones 2a et 2b. La sous-zone 2a de 392 à 358 cm traduit la présence d'un fen riche à mousses brunes et plantes herbacées et la sous-zone 2b de 358 à 326 cm marque l'évolution du milieu vers des conditions trophiques soutenant une végétation de fen pauvre transitionnel. L'entourbement au cours de la zone 2 est caractérisé par une stabilisation graduelle de la PAF à 600°C entre 90 et 100% (figure 4.5, p. 78 et figure 4.13, p. 104).

#### Sous-zone 2a : 392 à 358 cm (6920 à 6230 ans étal. BP)

Après un stade aquatique initial de courte durée, un tapis de mousses eutrophes dominé par *Scorpidium scorpioides* et *Calliergon stramineum* s'est installé sur le site vers 6920 ans étal. BP. *Scorpidium scorpioides* est une espèce calcicole de milieu

minérotrophe riche et humide alors que *Calliergon stramineum* indique des conditions minérotrophes de pauvres à riches dans des habitats en bordure des mares parmi les carex (Gauthier, 2003). Quelques carex accompagnent d'ailleurs l'assemblage de mousses brunes dont *Carex* cf. *limosa*, *Carex* type *Mackenziei/canescens* et *Carex rostrata*. Parmi les restes ligneux, des fragments de feuilles et des graines d'*Andromeda glaucophylla* ont été reconnus. Cette sous-zone représente donc le remplacement du marais eutrophe par un fen riche dominé par les mousses brunes et les herbacées.

La représentation pollinique des herbes a diminué au cours de la sous-zone 2a. Le pourcentage de Cyperaceae est passé de près de 70% à environ 40%, alors que celui des Poaceae qui atteignait près de 20% est descendu sous les 5%. La transformation du marais eutrophe de la zone 1 en un milieu plus terrestre est confirmé par la disparition des algues phytoplanctoniques de types *Pediastrum* et par la diminution de la représentation pollinique des taxons aquatiques. Quelques *Potamogeton/Triglochin*, *Menyanthes trifoliata* et *Typha/Sparganium* auraient tout de même persisté dans les plans d'eau à proximité. Les pollens de *Picea mariana* qui augmentent légèrement n'atteignent pas des pourcentages suffisamment élevés pour confirmer leur présence locale. Parmi les arbustes, le taxon *Thuja occidentalis/Juniperus communis* identifié parmi les sédiments au cours de la zone 2a indique sans doute la présence de *Juniperus communis* dans le fen à mousses brunes tel qu'observé de nos jours dans ce type de tourbières dans la région de la rivière La Grande. D'autres arbustes étaient présents régionalement dont *Alnus* type *crispa* et *Myrica gale*. Une part des pollens de *Betula* représente sans doute l'arbuste *Betula glandulosa* présent extra-localement ou régionalement, mais il n'a pas été identifié parmi les restes macrofossiles. Régionalement, l'ouverture de la forêt est traduite par la faible représentation pollinique des arbres dont *Picea mariana* et *Pinus banksiana*.

Sous-zone 2b : 358 à 326 cm (6230 à 5680 ans étal. BP)

D'une durée approximative 400 ans, cette sous-zone indique un appauvrissement du statut trophique accompagné d'une diminution de l'humidité de surface. Cette interprétation est appuyée en partie par la disparition des mousses brunes remplacées par les sphaignes parmi les sédiments (*Sphagnum* type *teres/squarrosus*, *Sphagnum squarrosus* et *Sphagnum* section *Acutifolia*). Quelques restes de mousses dont *Paludella squarrosa* ont aussi été dénombrés. La dominance des sphaignes dans les horizons contribue à la stabilité et aux valeurs élevées du pourcentage de matière organique mesurée par la PAF à 600°C (figure 4.5, p. 78 et figure 4.13, p. 104). Quelques Cyperaceae caractérisent le couvert herbacé encore important : *Carex* type *chordorrhiza/parallela*, *Carex* cf. *limosa*, *Carex* section *Paniculata*, *Carex* type *brunnescens* et *Eriophorum* sp., alors qu'un horizon herbacé plus dense a été identifié entre 350 à 340 cm. Les taxons ligneux dont les éricacées ont commencé à coloniser le milieu tels que l'indique la présence de tiges, racines et écorces ligneuses à ce niveau. Quelques fragments de feuilles ont permis de confirmer la présence d'*Andromeda glaucophylla* et de *Larix laricina*. Par ailleurs, une diminution des capsules céphaliques de chironomides dans la zone 2 pourrait indiquer des conditions plus sèches.

L'analyse sporopollinique appuie les résultats d'analyses macrofossiles et indique la persistance du couvert herbacé dominé par les Cyperaceae. Leur représentation pollinique chute drastiquement vers la fin de la sous-zone 2b ce qui indique des conditions plus sèches. De plus, quelques rares rhizopodes confirment l'arrivée des sphaignes. Malgré qu'aucun reste de *Picea mariana* n'ait été identifié, sa représentation pollinique atteint 30% et indique sa présence environnante locale ou extra-locale quoiqu'il demeure peu abondant. *Larix laricina*, espèce sous-représentée par son pollen, était sûrement présent localement dans la tourbière minérotrophe ou en périphérie. La faible représentation pollinique des éricacées témoigne de leur rareté dans la tourbière à cette période.

La végétation locale de la sous-zone 2b indique donc le développement d'un milieu de transition comme un fen pauvre où sphaignes et mousses brunes se côtoient et pour lequel les taux moyens d'accumulation de la matière organique et du carbone sont similaires à ceux du fen riche de la sous-zone 2a (voir section 4.2.2.4, p. 102).

### Zone 3 : 326 à 281 cm (5680 à 5040 ans étal. BP)

Cette zone marque la transition de fen à bog vers 5680 ans étal. BP. Ce passage réalisé en approximativement 600 ans est confirmé par la dominance de *Sphagnum fuscum* parmi les horizons. *Polytrichum strictum* est aussi présent dans la strate muscinale et indique des conditions plus sèches. Les herbacées, dont les Cyperaceae, sont devenues moins abondantes. Parmi les pièces identifiables, seuls quelques fragments d'épiderme s'apparentant à *Menyanthes trifoliata*, des radicelles de *Carex limosa* et des restes d'*Equisetum* ont été dénombrés. Ces plantes indiquent sans doute la présence d'une mare à proximité du site de carottage. Les restes ligneux ont augmenté et plusieurs aiguilles de *Larix laricina* et *Picea mariana* ont été dénombrées en plus des quelques restes d'éricacées. L'assemblage macrofossile indique à cette période le développement d'un milieu moins humide et nettement plus pauvre en éléments nutritifs.

La dominance des sphaignes dans le milieu est traduite par l'augmentation de la représentation des spores de sphaignes et de celle de quelques rhizopodes dont : *Amphitrema flavum*, *Assulina muscorum*, *Nebela*, *Arcella artocrea* et *Habrotrocha angusticolis*. Le pollen des Cyperaceae est nettement moins abondant au cours de la zone 3 et est conforme aux résultats d'analyses macrofossiles. Cette diminution importante des pourcentages de pollen de Cyperaceae permet indirectement une meilleure représentation des arbres et des arbustes sans que ceux-ci soient nécessairement plus abondants. Par contre, le pollen de *Picea mariana* dépasse 60% de représentation et vient confirmer sa présence locale sur la tourbière. La représentation pollinique de *Larix laricina* indique qu'il est effectivement présent tel qu'observé au cours des analyses macrofossiles. La représentation de *Menyanthes trifoliata* et d'*Equisetum*, quoique faible, traduit leur persistance probable dans les

mares. La diminution des concentrations polliniques est conforme au processus d'entourbement du milieu et à la dominance des sphaignes qui entraînent un taux d'accumulation plus important et une dilution du pollen (Lavoie, 2001b).

Les assemblages macrofossiles et microfossiles de la tourbière de LG2 témoignent donc de la transformation du milieu minérotrophe vers des conditions ombrotrophes vers 5680 ans étal. BP aussi caractérisé par une augmentation des taux d'accumulation de la matière organique et du carbone (voir section 4.2.2.4, p. 102).

#### Zone 4 : 281 cm à la surface (5040 ans étal. BP à aujourd'hui)

Cette zone qui s'étend sur un peu moins de trois mètres couvre la période de 5040 ans étal. BP à aujourd'hui. Le développement des conditions ombrotrophes est confirmé par la présence de *Sphagnum capillifolium* qui vient s'ajouter à *Sphagnum fuscum* dans l'assemblage macrofossile. Des restes de *Chameadaphne calyculata* et *Vaccinium oxycoccos* ont été dénombrés pour la première fois depuis le début de l'accumulation de la tourbe. Parmi les taxons ligneux, aucun reste de *Larix laricina* n'a été dénombré dans les sédiments couvrant les derniers 5000 ans laissant toute la place à *Picea mariana* dont les aiguilles entières ou fragmentées sont abondantes tout au long de la zone 4. Des fragments de bois de taille centimétrique ont été observés sporadiquement au cours de cette zone alors qu'un horizon à dominance ligneuse a été identifié entre 50 et 35 cm. Ceci est reflété entre-autres par une augmentation de la teneur en matière organique (figure 4.13, p. 104). On note par ailleurs une certaine abondance de *Cenococcum graniforme*, de fructifications de champignons et de fragments de charbons qui semblent associés à la forte présence de *Picea mariana* parmi les horizons. Aucun horizon de feu n'a toutefois été identifié. Quelques restes de Cyperaceae dont *Carex limosa* persistent par rapport à la zone 3 mais demeurent rares. Un horizon herbacé a été identifié entre 35 et 19 cm sans qu'aucun reste n'ait pu être identifié. Ce milieu serait possiblement lié à une platière ou une prairie à Cyperaceae confirmée par l'augmentation de la représentation pollinique.

Les analyses sporopolliniques traduisent la dominance des sphaignes par l'abondance des spores de sphaignes et des rhizopodes. Cette zone est aussi marquée par la présence locale de *Rubus chameamorus* colonisant probablement les buttes à *Sphagnum fuscum*. La densification du couvert arbustif devient évidente vers 3580 ans étal. BP si on se fie à l'augmentation de la représentation des éricacées. Cette augmentation est sans doute responsable de la diminution de la représentation d'autres taxons dont *Alnus* type *crispa*. Les pourcentages polliniques de *Picea mariana* demeurent élevés et se maintiennent généralement entre 40 et 60%, ce qui en confirme la présence abondante dans la tourbière et dans la région depuis 5000 ans étal. BP. Des individus ou groupements de *Pinus banksiana* étaient aussi présents. Par contre, une légère diminution de la représentation de *Picea mariana* combinée à une augmentation de celle de *Pinus banksiana* au cours des derniers 2500 ans traduit sans doute l'ouverture de la pessière sous l'action d'un climat plus froid et plus sec favorisant une augmentation de la fréquence des feux et une diminution du potentiel de régénération après feu des épinettes, mais favorisant la prolifération du pin gris tel que décrit par Richard (1979). Sans qu'il n'y ait eu d'horizons de feu identifiés parmi la séquence, les microcharbons abondants tout au long de la zone 4 traduisent l'importance de la dynamique des feux au cours des derniers 5000 ans dans la région de la rivière La Grande. L'horizon herbacé entre 35 et 19 cm est caractérisé par une augmentation significative de pollen de Cyperaceae et du rhizopode *Hyalosphenia papillo* vivant généralement dans les buttes humides. Cette phase représente sans doute une légère augmentation de l'humidité de surface.

La végétation locale de la zone 4 est associée au développement du milieu jusqu'à la surface actuelle. La végétation au cours des 5000 dernières années est devenue plus diversifiée et témoigne du développement de biotopes supportant des conditions plus sèches ayant entraîné une décomposition de la tourbe plus importante reflétée entre-autres par une diminution graduelle des taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone (voir section 4.2.2.4).

Les 19 derniers centimètres de la zone 4 sont associés à l'acrotelme. Deux sphaignes vivant dans des conditions plus humides généralement associées au biotope de dépression viennent compléter l'assemblage dominé par *Sphagnum fuscum* et *Sphagnum capillifolium*, soient *Sphagnum type balticum/pulchrum* et *Sphagnum lindbergii*. Des radicelles d'éricacées ainsi que des graines et des fragments de feuilles de *Chameadaphne calyculata* ont aussi été identifiés. Cet assemblage récent correspond aux résultats d'analyses de la végétation de surface de l'unité à mares structurées où la carotte a été prélevée et comprenant entre autres les biotopes de butte et de dépression (voir section 4.1.2, p. 58).

#### **4.2.2.4 Tourbière de la région de LG2 : accumulation de la matière organique et du carbone**

La figure 4.13 (p. 104) présente une synthèse des courbes de variation des données géochimiques en fonction de la profondeur dans la carotte de la tourbière de LG2. Le tableau 4.15 (p. 104) présente pour chaque segment daté les valeurs moyennes des différents taux d'accumulation ainsi que le ratio C/N moyen.

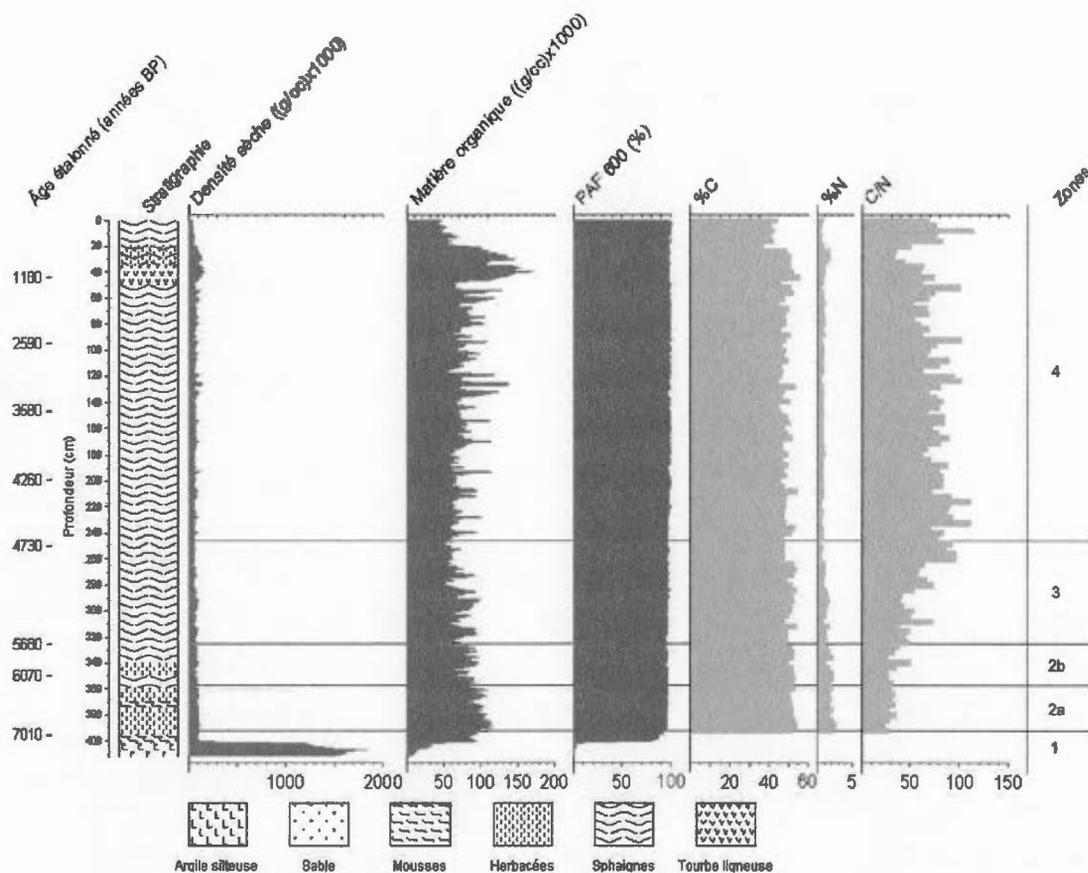
La phase minérale entre 413 et 406 cm est caractérisée par une forte densité sèche combinée à une faible quantité de matière organique (figure 4.13, p. 104). À partir de 406 cm, la gyttja commence à être incorporée au dépôt minéral ce qui est reflété par une diminution de la densité sèche, une augmentation de la teneur en matière organique et une augmentation de la PAF à 600°C. Par ailleurs, aucun carbonate n'était présent autant dans la base minérale que dans le reste des sédiments de la carotte (PAF à 1000°C inférieure à 2%, voir figure 4.5, p. 78). L'analyse macrofossile du dépôt de gyttja a indiqué la présence d'un marais eutrophe au cours de la zone 1 (avant 7010 jusqu'à 6920 ans étal. BP).

Avec le temps, la teneur en matière organique et la PAF à 600°C ont augmenté et sont demeurées plutôt élevées jusqu'à la fin de la zone 2a (392 à 358 cm) qui correspond à l'entourbement du marais eutrophe en un fen riche. Le pourcentage de

carbone atteint des valeurs typiques pour les tourbières boréales et subarctiques, soient entre 45 et 56% (Turunen, 2003). Lorsque les sphaignes sont apparues parmi les assemblages de végétation de la zone 2b correspondant à un fen pauvre de transition ayant persisté entre 6230 et 5680 BP (358 à 326 cm), la PAF à 600°C s'est stabilisée entre 96 et 100%. La teneur en matière organique semble diminuer légèrement, mais le taux moyen d'accumulation de celle-ci demeure similaire à celui de la zone précédente (tableau 4.15, p. 104). Les autres taux moyens d'accumulation varient peu ou augmentent légèrement entre les deux segments datés à la base de la carotte (de 7010 à 6070 ans étal. BP et de 6070 à 5680 ans étal. BP). Le passage de fen riche à fen de transition ne semble donc pas accompagné de variations majeures des taux d'accumulation de la matière organique et du carbone.

L'assemblage de la végétation locale de la zone 3 indique l'ombrotrophication du milieu entre 5680 et 5040 ans étal. BP (326 à 281 cm). Ce changement est caractérisé par une augmentation des taux moyens d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique et du carbone en raison de la productivité élevée et la résistance à la décomposition des sphaignes (van Breemen, 1995, Turunen, 2003). Le passage de fen à bog est aussi marqué par l'accumulation moyenne d'azote qui diminue et le ratio C/N moyen qui augmente tel que déjà observé par plusieurs auteurs (Belyea et Warner, 1996; Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996; Vardy *et al.*, 2000). L'ensemble des données géochimiques de la zone 3 exprime la transformation d'un fen herbacé en un bog à *Sphagnum fuscum*.

Par ailleurs, les courbes des données géochimiques montrent un lien entre les variations du ratio C/N, de la teneur en matière organique et de la densité sèche. Les niveaux 320, 300 et 270 cm de profondeur présentent une diminution sensible du ratio C/N synchrone à une légère augmentation de la teneur en matière organique et de la densité sèche. Les données de l'analyse macrofossile et de la description stratigraphique détaillée indiquent que la végétation composant le dépôt ne varie pas suffisamment pour expliquer cette variation des données géochimiques.



**Figure 4.13** Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur pour la tourbière de LG2.

**Tableau 4.15** Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG2

Âge étalonné (années BP)	Profondeur (cm)	Végétation locale	Tourbe (mm/a)	Densité sèche (g / (m <sup>2</sup> .a))	Matière organique (g / (m <sup>2</sup> .a))	Carbone (g / (m <sup>2</sup> .a))	Azote (g / (m <sup>2</sup> .a))	C/N
0 - 1180	0 - 45	Ligneux, sphaignes et herbacées	0,38	35,77	35,24	17,60	0,39	65
1180 - 2590	45 - 96	Sphaignes	0,36	30,27	29,97	14,16	0,25	70
2590 - 3580	96 - 147	Sphaignes	0,52	41,45	40,86	18,74	0,28	80
3580 - 4260	147 - 200	Sphaignes	0,78	57,61	58,87	28,33	0,40	78
4260 - 4730	200 - 251	Sphaignes	1,09	73,68	72,14	39,85	0,54	89
4730 - 5680	251 - 327	Sphaignes	0,80	58,85	56,84	30,95	0,68	60
5680 - 6070	327 - 351	Herbacées et sphaignes	0,62	52,30	50,12	29,09	1,00	35
6070 - 7010	351 - 397	Mousses et herbacées	0,48	49,46	47,48	26,63	1,04	30
0 - 7010	0 - 397	-	0,56	45,93	44,86	23,07	0,52	66

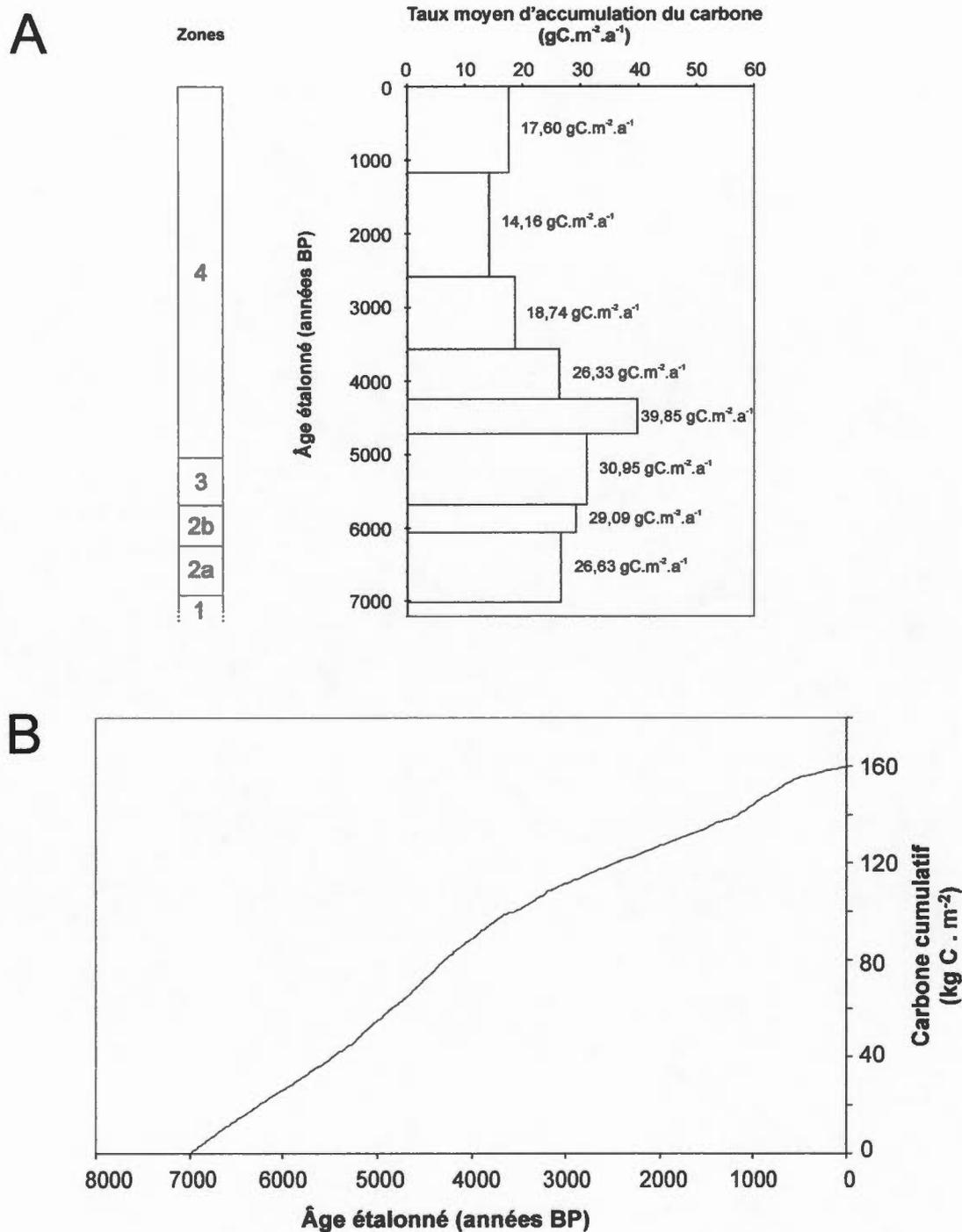
Une diminution du ratio C/N peut être expliquée par une augmentation de l'état de décomposition de la tourbe (Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004), ce qui est conforme à l'augmentation de la densité sèche et de la teneur en matière organique dans le cas d'horizons plus fortement décomposés et donc généralement plus denses.

La période représentée par la zone 4 qui se situe de 5040 ans *étal.* BP à aujourd'hui (281 cm à la surface) présente des taux moyens d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique et du carbone qui continuent leur augmentation entamée à la zone précédente avant de diminuer entre 4260 et 1180 ans *étal.* BP (tableau 4.15, p. 104). Le ratio C/N a augmenté pour atteindre un maximum de près de 90 entre 4730 et 4260 ans *étal.* BP. La diminution subséquente du ratio C/N jusqu'à la surface est synchronisée à la diminution des taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone. Ce comportement des données géochimiques traduit vraisemblablement une augmentation du taux de décomposition de la tourbe (Malmer et Holm, 1984; Kuhry *et al.*, 1992; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004). De son côté, l'accumulation moyenne d'azote diminue tout au cours de la zone 4 jusque vers 1180 ans *étal.* BP en raison d'une plus faible disponibilité de cet élément dans le milieu et d'une plus faible capacité de fixation par les sphaignes comparativement aux herbacées qui étaient plus abondantes dans les horizons inférieurs.

Entre 50 et 20 cm de profondeur soit peu après 1180 ans *étal.* BP, les courbes de données géochimiques montrent une augmentation de la densité sèche, de la matière organique combinée à une diminution du ratio C/N (figure 4.13, p. 104). Cette phase correspond à un volume plus important en restes ligneux entre 50 et 35 cm succédé par une dominance d'herbacées entre 35 et 20 cm. Ces changements sont directement liés aux changements de la végétation locale. En effet, la tourbe ligneuse et herbacée est généralement plus dense avec une plus grande quantité de matière organique par unité de volume. La diminution du ratio C/N est attribuable en partie à une plus faible valeur intrinsèque du ratio C/N pour des fragments ligneux et

herbacées par rapport aux restes de sphaignes (Kuhry et Vitt, 1996). Un plus grand degré de décomposition de la tourbe a aussi été observé au cours de l'analyse macrofossile, ce qui favorise également une diminution du ratio. Par la suite, les sphaignes vivantes, peu compactées et peu décomposées qui dominent l'acrotelme expliquent la diminution de la densité sèche et de la teneur en matière organique ainsi que l'augmentation du ratio C/N dans les derniers 20 cm de la carotte.

Le taux moyen d'accumulation du carbone pour l'ensemble de la carotte (LORCA) est de  $23,07 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ . L'histogramme de la variation du taux moyen d'accumulation du carbone par segment daté montre des changements importants dont un déclin entre 4730 et 1180 BP, passant de  $39,9$  à  $14,2 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  (figure 4.14A, p. 107). De forme similaire à la courbe âge-profondeur (figure 4.5, p. 78) et présentant la même tendance que l'histogramme du taux moyen d'accumulation du carbone (figure 4.14A, p. 107), la courbe du cumul de carbone dans la tourbe ( $\text{Kg.m}^{-2}$ ) en fonction de l'âge étalonné montre une forme légèrement convexe et permet de préciser le début de la période de ralentissement de l'accumulation du carbone vers 4000 ans étal. BP (figure 4.14B, p. 107). Alors que la courbe âge-profondeur suggère une accélération de la vitesse d'accumulation de la tourbe après 1180 ans étal. BP, la courbe du cumul de carbone montre d'abord une accumulation du carbone plus rapide vers 1500 ans étal. BP attribuable aux horizons ligneux et herbacés suivi d'un ralentissement au cours des derniers 500 ans en raison de la présence de l'acrotelme moins dense en matière organique.



**Figure 4.14** Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG2 :

- A) Taux moyen d'accumulation du carbone pour les segments datés,  
 B) Accumulation du carbone au fil des années (carbone cumulatif).

#### 4.2.2.5 Tourbière de la région de LG3 : histoire de la végétation locale dans son contexte régional

La carotte de la tourbière de LG3 a été prélevée sur une butte basse à *Sphagnum fuscum*, *Chamaedaphne calyculata*, *Picea mariana* et *Kalmia polifolia* (53° 34' 30,38" N, 76° 08' 04,71" W). Trois zones principales ont été identifiées dans cette carotte à partir des résultats d'analyses micro- et macrofossiles (figures 4.15 et 4.16, en pochette). La zone 1 de 385 à 327 cm témoigne d'un stade initial de fen riche (sous-zone 1a de 385 à 363 cm) qui s'est rapidement transformé en fen intermédiaire à pauvre (sous-zone 1b de 363 à 327 cm). La zone 2 de 327 à 217 cm est caractérisée par l'envahissement des sphaignes ombrotrophes qui marquent l'appauvrissement des conditions trophiques. La zone 3 de 217 cm à la surface correspond au développement du bog actuel avec une densification du couvert arbustif (éricacées) et arborescent (*Picea mariana*).

##### Zone 1 : 385 à 327 cm (avant 6820 à 6080 ans étal. BP)

Débutant avant 6820 ans étal. BP, la zone 1 représente la colonisation initiale du bassin par la végétation en deux phases : la sous-zone 1a de 385 à 363 cm qui traduit la présence d'un marais et la sous-zone 1b de 363 à 327 cm qui indique l'évolution vers des conditions trophiques supportant une végétation de fen intermédiaire.

##### Sous-zone 1a : 385 à 363 cm (avant 6820 à 6580 ans étal. BP)

Entre 385 à 377 cm, la base minérale de la séquence est composée d'argile silto-sableuse de couleur gris clair déposée par la mer de Tyrrell (Brosseau, 2005). Un dépôt organique de restes d'herbacées et de mousses brunes fortement décomposées a été identifié entre 377 et 363 cm et s'exprime par l'augmentation de la PAF à 600°C (figure 4.6, p. 79 et figure 4.17, p. 118). L'analyse macrofossile de cette sous-zone indique un assemblage de végétation dominé par diverses Cyperaceae : *Carex* type *brunnescens*, *Carex* cf. *canescens*, *Carex* type *mackenziei/canescens*, *Carex* type *crinita* et *Carex* type *paleacea* (figure 4.15, en pochette). *Scorpidium scorpioides* accompagne ces espèces et révèle un statut

trophique riche et humide. Pour ce qui est des taxons aquatiques à semi-aquatiques, seules des graines de *Juncus sp.* ont été identifiées. Parmi les taxons ligneux, quelques restes de *Betula glandulosa* ont été dénombrés. Les conditions du milieu correspondaient donc à un marais saturé en eau. Le contact minéral/organique net à 377 cm de profondeur indique que les herbacées et les mousses ont rapidement colonisé le milieu vers 6820 ans écal. BP sans accumulation significative de gyttja sur la surface minérale d'argile silto-sableuse. De plus, la faible diversité et densité des taxons témoins d'une végétation aquatique indique que la phase aquatique initiale aurait été de courte durée avant l'entourbement du milieu.

A ce niveau, l'analyse sporopollinique confirme l'abondance d'herbacées durant la phase initiale d'accumulation avec des pourcentages élevés du pollen de Cyperaceae et de Poaceae (figure 4.16, en pochette). La présence de plantes aquatiques à proximité au cours de la sous-zone 1a est appuyée par le pollen de *Potamogeton/Triglochin* et de *Nuphar* ainsi que par les algues de type *Pediastrum*. C'est dans cette sous-zone que les ptéridophytes (*Lycopodium annotinum* et *Lycopodium clavatum*) sont les mieux représentées. Elles étaient sans doute présentes dans les stations mésiques aux alentours du marais. Quelques rhizopodes témoignant de conditions humides étaient présents sans toutefois être abondants (*Hyalosphenia*, *Centropixis* et *Euglypha*; Charman *et al.*, 2000). D'autres herbacées d'origine extra-locale ou régionale sont aussi représentées dans le diagramme (*Plantago*, *Artemisia*, type *Ambrosia*, Tubuliflorae, Chenopodiaceae et Ranunculaceae). La représentation pollinique des principaux arbustes (*Alnus* type *crispa*, *Alnus* type *incana*, *Myrica gale* et *Salix*) indique leur présence dans les milieux environnants ou dans la région. La présence du taxon *Thuja occidentalis/Juniperus communis* tout au long de la zone 1 indique que l'arbuste *Juniperus communis* aurait déjà été présent comme il l'est actuellement aux alentours de la tourbière et dans la région. Une part du pollen de *Betula* identifié proviendrait de *Betula glandulosa* aussi présent localement selon les analyses macrofossiles. L'ouverture de la forêt est traduite par des concentrations polliniques plutôt basses et la faible représentation pollinique des arbres tels que *Picea*

*mariana*, *Larix laricina* et *Pinus cf. banksiana* et *Pinus strobus*. *Picea mariana* et *Larix laricina* devaient être présents régionalement, mais très peu abondants, alors que le pollen de *Pinus strobus* et *Pinus cf. banksiana* seraient associés à des apports lointains.

Sous-zone 1b : 363 à 327 cm (6580 à 6080 ans étal. BP)

L'assemblage macrofossile de la sous-zone 1b indique la présence locale de *Drepanocladus uncinatus*, *Drepanocladus revolvens* et de plantes herbacées adaptées à des conditions humides telles que : *Scheuchzeria palustris* et *Menyanthes trifoliata*. Quelques carex dont *Carex type rostrata*, *Carex limosa*, *Carex type paleacea* et *Carex type brunnescens* étaient aussi présents. Des graines de plantes de milieu minérotrophe ont été identifiées dans les premiers centimètres à la base de la sous-zone (*Scirpus hudsonianus* et Asteraceae). Alors que les herbacées diminuaient vers la portion supérieure de la sous-zone, plusieurs taxons ligneux sont apparus indiquant une transition vers des conditions moins humides. Les arbustes *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* et *Vaccinium oxycoccos* abondaient, accompagnés de *Larix laricina* et de *Picea mariana* dont quelques aiguilles ont été dénombrées. *Sphagnum type balticum/pulchrum* était présente et domine l'assemblage dans la portion supérieure de la sous-zone 1b. Entre 6500 et 6080 ans étal. BP, le milieu a donc évolué vers des conditions moins humides et plus pauvres en éléments nutritifs.

La représentation pollinique de la plupart des herbes a diminué de façon importante au cours de la période représentée par la sous-zone 1b. Le pourcentage pollinique des Cyperaceae est passé de 70% à près de 20% alors que celui des Poaceae qui excédait 20% a diminué à moins de 5%. La représentation pollinique de *Picea mariana* entre 30 et 40% confirme sa présence locale à partir de 6580 ans étal. BP sur la tourbière de LG3. Cette interprétation est d'ailleurs renforcée par les résultats d'analyse macrofossile. L'augmentation des pourcentages de l'épinette noire masque toutefois une partie de la représentation des herbes et des arbustes. La représentation de *Alnus type crispa* a néanmoins augmenté tout au long de la sous-

zone 1b, alors que celle des éricacées est demeurée faible avec une légère augmentation vers la fin de la sous-zone. Ceci vient confirmer l'effet de masquage par le pollen de *Picea mariana* puisque les résultats d'analyses macrofossiles indiquent une abondance d'éricacées dans la sous-zone 1b. *Larix laricina* et *Populus tremuloides* devaient aussi être présents extra-localement et possiblement localement dans le cas de *Larix laricina* dont la représentation est légèrement plus importante qu'à la sous-zone 1a. La hausse du pourcentage de *Betula* est sans doute attribuable à une augmentation de la présence de *Betula glandulosa* extra-localement et régionalement.

L'augmentation de la représentation sporale des sphaignes et celle des rhizopodes témoigne de l'envahissement du milieu par les sphaignes dans la portion supérieure de la sous-zone. L'identification des premiers grains de pollen de *Rubus chameamorus* révèle sa présence dans la tourbière parmi les sphaignes. Par ailleurs, la disparition des *Pediastrum* corrobore la baisse d'humidité confirmée par les macrofossiles caractérisant les horizons supérieurs de la sous-zone 1b. Le pollen de *Typha latifolia*, *Typha/Sparganium* et *Menyanthes trifoliata* plus importants que dans les horizons de la sous-zone 1a devaient coloniser les mares présentent localement et les bordures des cours d'eau à proximité.

Les assemblages de la végétation locale au site de carottage de la tourbière de LG3 témoignent donc du développement initial de marais riche et humide peu avant 6820 ans étal. BP. Entre 6575 et 6080 ans étal. BP, la tourbière s'est transformée en un fen intermédiaire parsemé de mares où les taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone sont plus importants (voir section 4.2.2.6, p. 114).

#### Zone 2 : 327 à 217 cm (6080 à 5310 ans étal. BP)

Cette zone entre 6080 et 5310 ans étal. BP est caractérisée par la dominance de *Sphagnum fuscum* parmi les horizons. Les restes de Cyperaceae ont grandement diminué et seuls des restes de *Scheuchzeria palustris* ont été identifiés. Les taxons ligneux sont demeurés abondants, dont les éricacées telles *Chameadaphne*

*calyculata* et *Vaccinium oxycoccos*. Les restes de *Picea mariana* sont plus abondants que dans la zone 1 alors qu'aucun reste de *Larix laricina* n'a été dénombré. La reconstitution de la végétation locale indique donc le passage de la tourbière d'un statut trophique relativement riche à pauvre et acidophile.

Parmi les horizons, les assemblages sporopolliniques indiquent une augmentation sensible des pourcentages d'éricacées et de *Picea mariana* qui atteignent respectivement près de 40% et 60%. Ces valeurs permettent de confirmer une plus grande abondance de *Picea mariana* sur la tourbière et possiblement une densification de la pessière à l'échelle régionale à cette période. *Alnus type crispa*, *Alnus type incana* et *Salix* sont présents extra-localement et régionalement. Le pollen de *Larix laricina* et de *Myrica gale* indique la présence de ces espèces dans les environs, possiblement dans les secteurs minérotrophes humides. Les herbes dont les Cyperaceae et les Poaceae sont peu représentées dans le diagramme sporopollinique. Les pourcentages de *Typha latifolia* et *Typha/Sparganium* à la base de la zone 2 témoignent de leur présence aux abords des plans d'eau à proximité de la tourbière de LG3. La représentation des sphaignes et des rhizopodes dont *Amphitrema flavum* et *Assulina muscorum* a augmenté significativement parmi les horizons de la zone 2 et confirme l'ombrotrophication du milieu tel qu'interprétée à partir des résultats d'analyses macrofossiles. La diminution des concentrations polliniques est conforme à l'entourbement du milieu qui fait augmenter le taux d'accumulation de la tourbe (tableau 4.16, p. 118) et dilue le pollen dans la tourbe (Lavoie, 2001b).

Les assemblages macrofossile et microfossile de la zone 2 de la carotte de la tourbière de LG3 révèlent donc la transformation d'un milieu initialement minérotrophe vers des conditions ombrotrophes à partir de 6080 ans étal. BP, aussi caractérisé par une augmentation des taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone (section 4.2.2.6, p. 114).

Zone 3 : 217 cm à la surface (5310 ans étal. BP à aujourd'hui)

Débutant vers 5310 ans étal. BP, cette zone présente peu de variations dans le temps et est surtout définie par une plus grande abondance des restes de *Picea mariana* dans les sédiments comparativement aux horizons inférieurs. C'est probablement à partir de cette époque que s'est constitué le couvert arborescent des buttes à sphaignes caractéristiques de la surface actuelle de la tourbière de LG3. *Sphagnum fuscum* domine toujours l'ensemble des assemblages. À certains niveaux à partir de 100 cm de profondeur vers la surface, une autre sphaigne non identifiée de la section *Acutifolia* a été identifiée parmi les sédiments. Les éricacées caractérisent aussi les assemblages de végétation et *Chamaedaphe calyculata* ainsi que *Vaccinium oxycoccos* sont les seules espèces identifiées. Un horizon de tourbe ligneuse a été observé entre 55 et 35 cm. Quelques charbons ont été trouvés à presque tous les niveaux analysés et indiquent fort probablement l'incidence de feux dans la région à plusieurs reprises au cours des derniers 5000 ans.

Les résultats d'analyses sporopolliniques confirment aussi l'importance des sphaignes parmi les horizons de cette zone, à la fois par l'abondance de leurs spores que par celle des rhizopodes ainsi que par les faibles valeurs de concentrations polliniques. Le pollen de *Rubus chamaemorus* indique qu'il aurait été présent sur les buttes à *Sphagnum fuscum*. La densification du couvert arbustif par les éricacées est traduite par une légère augmentation de leur représentation pollinique vers 4300 ans étal. BP. Le dénombrement d'une grande quantité de stomates de conifères est un indicateur de la présence locale et extra-locale de conifères tels que *Picea mariana* et *Larix laricina*, ce que corrobore l'augmentation des restes macrofossiles de *Picea mariana*. L'augmentation graduelle de la représentation pollinique de *Pinus banksiana* à partir d'environ 4000 ans BP indique un accroissement de l'abondance régionale de l'espèce qui se serait installée dans la région entre 5000-4500 ans (Richard, 1979; Arsenault et Sirois, 2004). La forêt régionale était aussi composée de *Picea mariana*, *Populus tremuloides* et *Abies balsamea*. Au cours des derniers 2700 ans, la diminution de la représentation de *Picea mariana* combinée à l'augmentation plus rapide de celle de *Pinus banksiana*

traduit sans doute l'ouverture des forêts sous l'action probable de feux (Richard, 1979; Desponts et Payette, 1992).

Les assemblages macrofossiles et microfossiles de la zone 3 traduisent l'évolution de la tourbière de LG3 au cours des derniers 5000 ans. Cette période est surtout caractérisée par la densification du couvert arbustif et arborescent à la surface de la tourbière, indiquant une diminution des conditions humides dans la tourbière. De la même façon que dans la tourbière de LG2, cette période est caractérisée par une diminution graduelle des taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone attribuable à une augmentation du degré de décomposition de la tourbe (section 4.2.2.6). La composition de l'acrotelme dont la limite a été fixée à 17 cm reflète celle de la végétation de surface dominée par *Sphagnum fuscum*, *Chamaedaphne calyculata*, *Picea mariana* et *Kalmia polifolia*.

#### **4.2.2.6 Tourbière de la région de LG3 : accumulation de la matière organique et du carbone**

La figure 4.17 (p. 118) synthétise les résultats des données géochimiques en fonction de la profondeur dans le dépôt de la carotte de la tourbière de LG3. Le tableau 4.16 (p. 118) présente pour chaque segment daté les valeurs moyennes de taux d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique, du carbone et de l'azote ainsi que le ratio C/N moyen.

Comme dans le cas des tourbières de LG1 et LG2, la partie minérale de la carotte est caractérisée par une forte densité sèche combinée à de faibles valeurs de densité de matière organique (figure 4.17, p. 118). Aucun carbonate n'a été détecté autant dans le dépôt d'argile silto-sableuse que dans le reste des sédiments de la carotte (PAF à 1000°C inférieure à 2%, voir figure 4.6, p. 79). Le début d'accumulation de la tourbe avant 6820 ans éval. BP à une profondeur d'approximativement 377 cm au cours de la sous-zone 1a est corroboré par une

diminution de la densité sèche alors que la teneur en matière organique, la PAF à 600°C et le pourcentage de carbone augmentent.

Lorsque les conditions du milieu deviennent moins humides, que des mousses et des sphaignes colonisent le milieu représenté par la sous-zone 1b (6580 à 6080 ans étal. BP), la teneur en matière organique, la PAF à 600°C et le pourcentage de carbone continuent d'augmenter (figure 4.17, p. 118). Ce dernier atteint alors des valeurs typiques pour les tourbières boréales et subarctiques, soient entre 45 et 56% (Turunen, 2003).

De la même façon que dans la tourbière de LG2, l'ombrotrophication de la tourbière de LG3 vers 6080 ans étal. BP (zone 2) s'exprime dans les données géochimiques. Alors que les courbes de variation de la densité sèche et de la teneur en matière organique diminuent à la zone 2 (figure 4.17, p. 118), le taux moyen d'accumulation par année pour ces deux variables augmente en raison de l'accumulation plus rapide et moins dense de la tourbe de *Sphagnum fuscum* par rapport à la tourbe de mousses brunes et d'herbacées à la zone 1 (tableau 4.16, p. 118). Les taux moyens d'accumulation de la tourbe et du carbone augmentent également. D'autre part, l'augmentation du ratio C/N et la diminution du taux moyen d'accumulation de l'azote traduisent un plus faible taux de décomposition de la tourbe de sphaignes combiné à une diminution de la disponibilité et de la capacité de fixation de l'azote (Malmer et Holm, 1984; Kuhry *et al.*, 1992; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004).

À partir de la période de 5310 ans étal. BP à aujourd'hui (217 cm à la surface) qui correspond à la zone 3, les taux moyens d'accumulation de la tourbe, de la densité sèche, de la matière organique et du carbone diminuent jusque vers 875 ans étal. BP. De la même façon que dans la carotte de la tourbière de LG2, cette diminution des taux moyens d'accumulation est accompagnée d'une diminution du ratio C/N moyen et serait vraisemblablement attribuable à une augmentation du taux de décomposition de la tourbe au cours de cette période (Malmer et Holm, 1984; Kuhry *et al.*, 1992; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004). Par ailleurs,

l'accumulation moyenne d'azote continue aussi de diminuer jusque vers 875 ans étal. BP en raison d'une plus faible disponibilité de cet élément dans le milieu et d'une plus faible capacité de fixation par les sphaignes relativement aux plantes herbacées qui étaient plus abondantes dans les horizons inférieurs.

Les courbes de données géochimiques montrent des variations importantes du ratio C/N, de la teneur en matière organique et de la densité sèche (figure 4.17, p. 118). Bien qu'il ne soit pas possible d'identifier la cause de toutes ces variations, on peut toutefois interpréter la diminution du ratio C/N lié à une augmentation de la teneur en matière organique entre 55 et 35 cm de profondeur qui est attribuable à la présence d'un horizon ligneux tel que nous le montrent la stratigraphie et les analyses macrofossiles. Ainsi, la diminution du ratio C/N est attribuable en partie à une plus faible valeur intrinsèque du ratio C/N pour des fragments ligneux par rapport aux restes de sphaignes (Kuhry et Vitt, 1996) et possiblement à un plus grand degré de décomposition de la tourbe (Malmer et Holm, 1984; Malmer et Wallén, 2004). L'augmentation de la teneur en matière organique et de la densité sèche s'explique par le fait que la tourbe ligneuse est généralement plus dense avec une plus grande quantité de matière organique par unité de volume. La même observation a d'ailleurs été réalisée pour un horizon ligneux dans la carotte de LG2 (section 4.2.2.4, p. 105) et associée au même processus approximativement à la même période. Par la suite, les sphaignes vivantes, peu compactées et peu décomposées qui dominent l'acrotelme expliquent la diminution de la densité sèche et de la teneur en matière organique ainsi que l'augmentation du ratio C/N dans les 20 cm supérieurs de la carotte.

Le taux d'accumulation du carbone pour l'ensemble de la carotte (LORCA) est de  $21,69 \text{ gC m}^{-2}\text{a}^{-1}$ . L'histogramme de la variation du taux moyen d'accumulation du carbone par segment daté montre des changements importants dont un déclin graduel entre 5540 et 875 ans étal. BP, passant de  $43,0$  à  $11,2 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  (figure 4.18A, p. 119). Les valeurs minimales et maximales de ce taux ont parfois montré

des écarts importants causés principalement par la grandeur de l'intervalle d'étalonnage  $2\sigma$ .

La courbe du cumul de carbone dans la tourbe ( $\text{Kg.m}^{-2}$ ) en fonction de l'âge étalonné présente sensiblement la même allure que la courbe âge-profondeur (figure 4.6, p. 79) ou que l'histogramme des taux moyens d'accumulation du carbone (figure 4.18A, p. 119). Cependant, cette courbe permet de préciser la chronologie des changements graduels dans l'accumulation du carbone. Ainsi, le début de la période de ralentissement de l'accumulation du carbone s'est produit vers 4500 ans étal. BP et s'exprime par la forme convexe de la courbe (figure 4.18B, p. 119). Vers 1700 ans étal. BP, un changement de pente indique une augmentation de la vitesse d'accumulation du carbone attribuable entre autre à la présence de l'horizon ligneux entre 55 et 35 cm de profondeur. Puis un léger ralentissement au cours des derniers 500 ans est attribuable à la faible densité l'acrotelme.

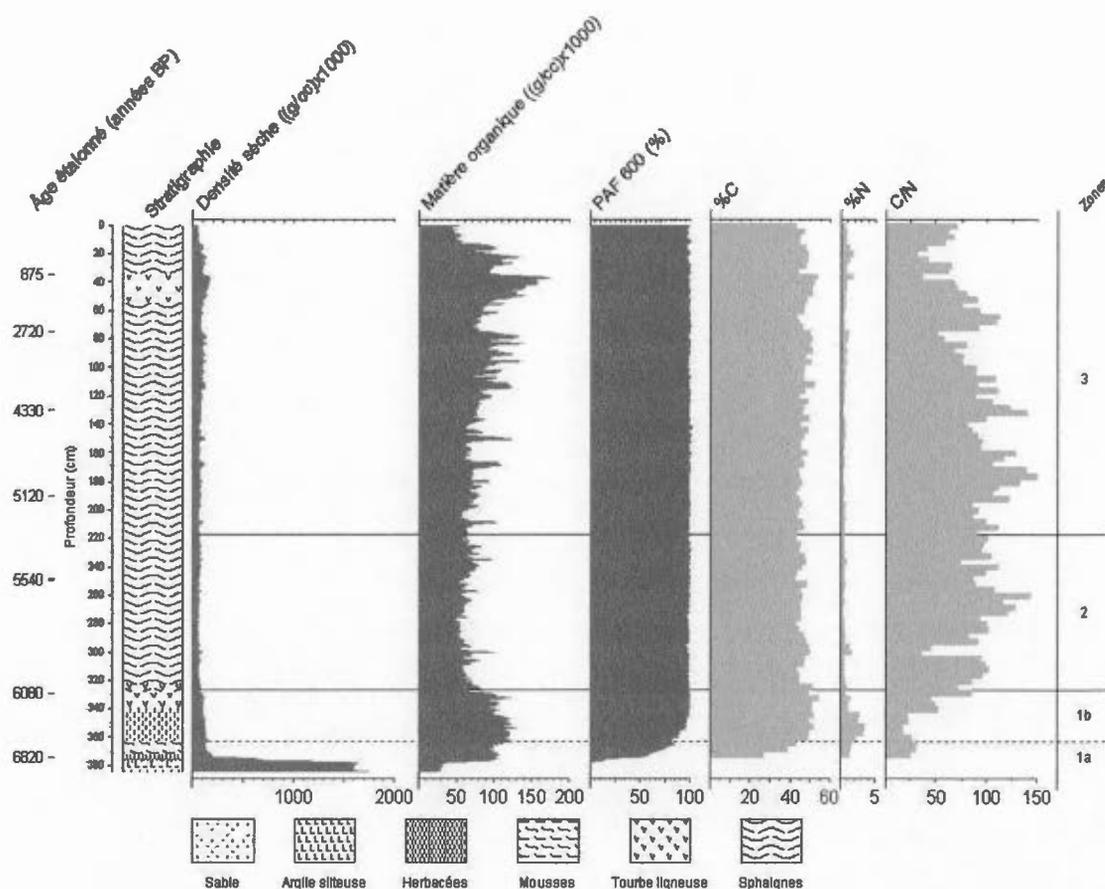
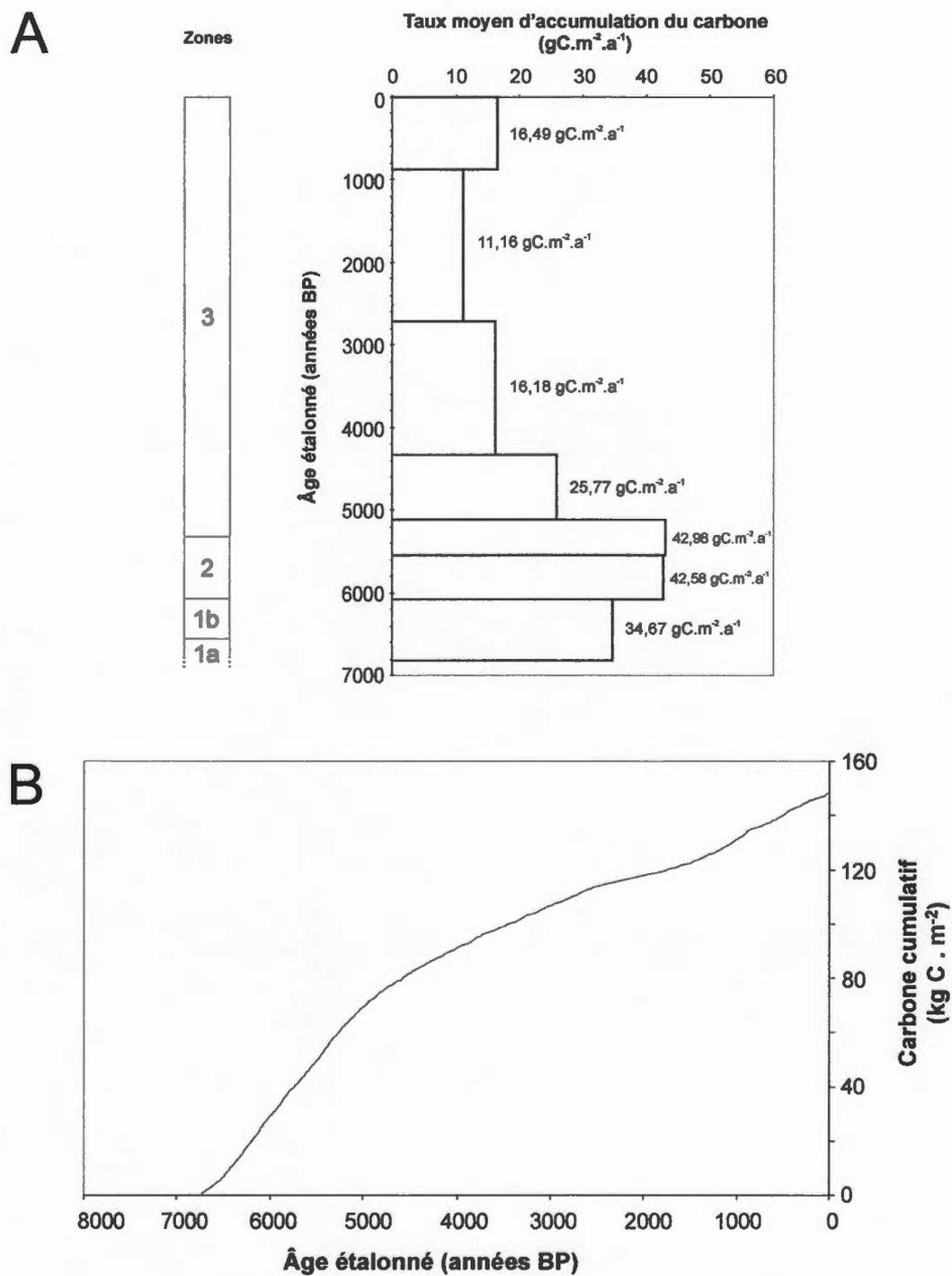


Figure 4.17 Courbes des données géochimiques en fonction de la profondeur pour la tourbière de LG3.

Tableau 4.16 Synthèse des valeurs moyennes de taux d'accumulation et des ratios C/N pour la tourbière de LG3

Âge étalonné (années BP)	Profondeur (cm)	Végétation locale	Tourbe (mm/a)	Densité sèche (g / (m <sup>2</sup> .a))	Matière organique (g / (m <sup>2</sup> .a))	Carbone (g / (m <sup>2</sup> .a))	Azote (g / (m <sup>2</sup> .a))	C/N
0 - 875	0 - 37	Sphaignes	0,42	35,05	34,34	16,49	0,38	55
875 - 2720	37 - 76	Sphaignes et ligneux	0,21	17,54	17,46	11,16	0,20	82
2720 - 4330	76 - 131	Sphaignes	0,34	33,28	32,90	16,18	0,23	86
4330 - 5120	131 - 191	Sphaignes	0,76	56,24	55,89	25,77	0,28	113
5120 - 5540	191 - 250	Sphaignes	1,40	95,64	94,64	42,98	0,51	97
5540 - 6080	250 - 330	Sphaignes	1,48	91,69	90,08	42,58	0,65	94
6080 - 6820	330 - 375	Herbacées et mousses	0,61	76,17	65,64	34,67	1,49	31
0 - 6820	0 - 375	-	0,55	65,30	44,36	21,69	0,43	84



**Figure 4.18** Graphiques de l'accumulation du carbone pour la tourbière de LG3 :

- A) Taux moyen d'accumulation du carbone pour les segments datés,  
B) Accumulation du carbone au fil des années (carbone cumulatif).

## **Chapitre 5 : Discussion**

Ce chapitre a été divisé en deux parties, les données sur la dynamique de surface des tourbières et la reconstitution paléoécologique des trois tourbières étudiées.

### **5.1 Végétation actuelle et caractérisation des tourbières**

Afin de caractériser la dynamique de surface des tourbières étudiées, nous nous sommes intéressés à la composition floristique et à la morphologie des tourbières en faisant appel à la classification pas UMS et par biotope. Nous avons aussi utilisé la chimie de l'eau afin de mieux définir le type de milieu que représente chacune des tourbières à l'étude (section 5.1.1). Puis, la répartition de la végétation selon la microtopographie ou les biotopes a permis d'étudier les assemblages de végétation en lien avec le gradient butte-dépression (section 5.1.2).

#### **5.1.1 Types de tourbières**

##### **5.1.1.1 Tourbière de la région de LG1**

L'analyse de la végétation de la tourbière et de la morphologie de surface de la tourbière de LG1 a permis de classer le milieu en un fen intermédiaire. En effet, une importante diversité floristique (n=66) ainsi qu'une grande présence des taxons herbacés minérotrophes ont été observées. Les mousses brunes sont présentes, mais ne dominent pas la strate muscinale qui compte aussi quelques espèces de sphaignes. Plusieurs espèces indicatrices de minérotrophie ont été identifiées (*Scorpidium scorpioides*, *Equisetum fluviatile*, *Scirpus hudsonianus*, *Myrica gale*, etc.). La morphologie de la tourbière présente des UMS typiques de celles des fens (Grondin et Ouzilleau, 1980), telles que les unités « structurée » et « uniforme herbacée ».

Alors que les valeurs de conductivité corrigée (voir p.38) correspondent à celles d'un fen intermédiaire (Sjörs, 1950), le pH moyen de la tourbière est de 5,2 et se situe près de la limite inférieure des fens, bien que cette limite varie selon les différents auteurs. Par exemple, Buteau *et al.* (1994) ont fixé la limite inférieure au pH 4,0, alors que Wheeler et Proctor (2000) ont plutôt utilisé le pH 6,0 comme valeur minimale. D'autres auteurs ont mentionné qu'il existe très peu de tourbières de type fen dont le pH se situe entre 5,0 et 6,0 (Gorham et Janssens, 1992). Selon ces derniers, ce stade transitoire serait de courte durée avant que la tourbière ne devienne un bog. Or, selon le contexte physiographique de la tourbière, il serait surprenant que celle-ci s'isole prochainement de l'influence des eaux de ruissellement. Différents facteurs pourraient toutefois accélérer le processus comme par exemple, la croissance des sphaignes qui contribuerait à acidifier le milieu et à surélever la surface de la tourbière. De plus, si le climat devenait plus sec, l'influence du ruissellement diminuerait.

À l'intérieur des limites de la tourbière, nous avons aussi observé quelques îlots uniformes boisés de forme légèrement convexe avec une végétation de bog. Ces îlots rappellent les descriptions de Grondin et Ouzilleau (1980) dans les fens de la Jamésie. La valeur de conductivité corrigée est basse telle qu'on s'y attend lorsque la végétation est pauvre et ombrotrophe (Sjörs, 1950). Par contre, la valeur de pH mesurée à cet endroit est relativement élevée et ne correspond pas aux valeurs des bogs.

#### **5.1.1.2 Tourbière de la région de LG2**

La tourbière de LG2 constitue un complexe tourbeux dont le faciès principal est un bog. La diversité restreinte du cortège floristique (n=46) ainsi que l'écologie des espèces confirment des conditions ombrotrophes et acides. Ces valeurs sont confortées par le pH et la conductivité corrigée. Par contre, quelques endroits nous permettent de formuler l'hypothèse d'une influence par des eaux enrichies en minéraux et en éléments nutritifs, comme par exemple, les bordures de certaines

mares, quelques dépressions et les deux petits fens structurés en bordure du plateau central. Les mares et les dépressions enrichies étaient situées entre le plateau central et la moraine de Sakami, ce qui pourrait indiquer une résurgence locale des eaux provenant de la moraine. Pour ce qui est des deux unités de fens structurés, nous pensons qu'ils sont approvisionnés par un écoulement d'eau provenant de l'extérieur du complexe tourbeux en raison du relief environnant, du sens de la pente à la surface et de la topographie du bassin. Cet enrichissement des eaux de surface demeure toutefois local et bien délimité.

La morphologie de bog à mares structurées demeure la caractéristique principale de cette tourbière. Trois autres UMS observables dans les bogs ont aussi été identifiées : « ridée », « uniforme ouvert » et « tachetée ». Par ailleurs, en raison du contexte géomorphologique de la région, c'est-à-dire une topographie d'ensemble légèrement ondulée et une importante couverture de dépôts meubles, les limites du bassin tourbeux ne sont pas clairement visibles ni sur les photographies aériennes, ni sur le terrain. Pour toutes ces raisons, nous utilisons le terme de complexe tourbeux (Charman, 2002; Wheeler et Proctor, 2000).

Bien qu'il s'agisse d'un complexe au sein duquel les deux types de tourbières existent, la tourbière de LG2 présente principalement un caractère ombrotrophe. Tant que la source d'approvisionnement en eau n'a pas été déterminée de façon indépendante, il nous semble plus prudent d'utiliser le terme bog en faisant référence à la chimie de l'eau et à la végétation (Wheeler et Proctor, 2000). Le terme ombrotrophe sous-entend une alimentation exclusive par les précipitations qui ne fut qu'indirectement observé. Sans compter que quelques endroits de la tourbière seraient influencés par des eaux telluriques. Il demeure néanmoins que la tourbière présente les caractéristiques d'un bog en ce qui a trait à la végétation, à la chimie de l'eau et à la morphologie de surface.

### 5.1.1.3 Tourbière de la région de LG3

La tourbière de LG3 présente plusieurs caractéristiques d'un bog, sans toutefois qu'elles soient exclusives. D'un côté, les valeurs de pH mesurées sont acides et la conductivité corrigée est basse, indiquant qu'il s'agit d'un bog. À première vue, la végétation est ombrotrophe. Par contre, plusieurs espèces minérotrophes pauvres ou intermédiaires telles que *Sphagnum pulchrum*, *Sphagnum compactum*, *Sphagnum lindbergii*, *Carex oligosperma* et *Eriophorum gracile* ont aussi été identifiées. Au contraire de la tourbière de LG2, les espaces où la végétation montrait des signes d'enrichissement n'étaient pas circonscrits ni associés à un contexte topographique particulier. Les espèces minérotrophes sont concentrées dans les dépressions et les mares de l'ensemble de la tourbière et de façon un peu plus importante vers les bordures sud et est de celle-ci.

Trois UMS ont été observées : « ridée », « à mares structurées » et « uniforme boisée ». L'unité de fen « à mares structurées » semble être située à l'extérieur des limites du bassin tourbeux. Aucun plateau central bombé n'a été observé et la pente variait très peu. De plus, le relief plat aux environs de la tourbière ne met pas en évidence un enrichissement général de la tourbière par les eaux de ruissellement. Par contre, la présence de nombreux tapis flottants pourrait laisser croire à la possibilité d'une circulation horizontale de l'eau sous la surface de la tourbière. Ainsi, la tourbe en décomposition sous la surface pourrait être utilisée comme source d'éléments nutritifs. Ces tapis flottants seraient peut-être le résultat d'un comblement récent des mares, mais nous n'avons aucune donnée pour appuyer cette hypothèse. Nous ne pouvons pas non plus traduire ces observations dans une dynamique temporelle puisque les données paléocéologiques indiquent qu'une végétation ombrotrophe s'est installée déjà depuis plusieurs milliers d'années (voir sections 4.4 et 5.2).

La plupart des tourbières de l'ensemble de la région de LG3 montrent l'ambiguïté de l'utilisation de la végétation et des espèces indicatrices pour l'interprétation du statut trophique d'un milieu (Garneau *et al.*, 2004). Idéalement, le statut trophique qui traduit la richesse en éléments nutritifs devrait être mesuré plutôt que dérivé des

observations sur la végétation (Wheeler et Proctor, 2000). Par ailleurs, tant que la source d'approvisionnement en eau n'a pas été déterminée indépendamment de la végétation, on ne peut confirmer hors de tout doute s'il s'agit d'un milieu ombrotrophe ou minérotrophe. Il n'en demeure pas moins que plusieurs systèmes de classification des milieux humides utilisent comme premier critère le type de système d'approvisionnement en eau. C'est le cas du « Système canadien de classification des terres humides » (NWWG, 1997) et de la clé de classification de Buteau *et al.* (1994). Une étude plus poussée sur le statut trophique et sur la dynamique hydrologique de cette tourbière permettrait sans doute une meilleure définition de ce type de milieu. L'ensemble de nos données indique toutefois que la tourbière de LG3 est de type bog avec un léger enrichissement des mares et des dépressions. De plus, ce type de tourbière n'est pas exclusif mais plutôt représentatif de l'ensemble de la région (Garneau *et al.*, 2004).

### **5.1.2 Assemblages de végétation et gradient butte-dépression**

Tel que mentionné au chapitre 2, le gradient butte-dépression est essentiellement soutenu par la relation qui existe entre la profondeur de la nappe phréatique et la répartition des espèces de sphaignes et de plantes vasculaires (Payette et Rochefort, 2001). Le gradient minérotrophe-ombrotrophe a été décrit par différents auteurs sur le terrain (ex : Sjors, 1950; Gorham et Janssens, 1992; Wheeler et Proctor, 2000) et par l'analyse de carottes de tourbe (ex : Kuhry *et al.*, 1993; Bauer, 2002; Hughes et Barber, 2004). Ainsi, l'analyse des assemblages de végétation sur les différents biotopes et dans différents types de tourbières permet non seulement de se familiariser davantage avec l'autécologie des espèces, mais constitue également une base solide pour l'interprétation des assemblages tirée des reconstitutions paléoécologiques.

Dans les tourbières de LG2 et LG3, les buttes étaient typiquement recouvertes de sphaignes, d'arbustes et parfois de lichens, alors que les dépressions étaient tapissées de sphaignes accompagnées d'herbacées. Différentes espèces de

sphaignes colonisaient les buttes et les dépressions. Les buttes étaient généralement dominées par *Sphagnum fuscum* souvent accompagnée de *Sphagnum capillifolium* et, à l'occasion, de *Sphagnum angustifolium* dans les endroits plus secs et plus boisés. Les sphaignes des dépressions montraient une plus grande variété et un léger enrichissement des conditions trophiques, et ce surtout à LG3. Les espèces suivantes ont été identifiées : *Sphagnum majus*, *Sphagnum lindbergii*, *Sphagnum papillosum*, *Sphagnum tenellum*, *Sphagnum pulchrum* et *Sphagnum compactum*. En général, la transition entre les buttes et les dépressions est marquée surtout pour les bryophytes, mais on a pu observer que plusieurs espèces vasculaires transgressaient les limites du relief. Par exemple, quelques spécimens de *Scirpus cespitosus* et de *Carex oligosperma* généralement trouvés dans les dépressions pouvaient atteindre les buttes avoisinantes. De la même façon, quelques arbustes pouvaient tolérer les conditions plus humides des dépressions, comme c'était le cas de *Chamaedaphne calyculata* et *Kalmia polifolia*. Par contre, d'autres espèces telles que les épinettes noires atteignant quelques mètres de hauteur et des lichens du genre *Cladina* se trouvaient exclusivement sur les buttes les plus sèches.

Le traitement des données de végétation sur les biotopes n'a pas permis d'établir des ratios vasculaires/bryophytes différents entre les buttes et les dépressions tel que démontré par Glaser (2004a). Ceci pourrait s'expliquer par la faible taille de notre échantillon ou par la méthode de sélection des sites de relevés. Une analyse plus poussée intégrant notamment le concept de fidélité et de constance (« consistency » en anglais) permettrait sans doute une meilleure définition de la végétation des biotopes.

La nappe phréatique est évidemment plus profonde sous les buttes que dans les dépressions où souvent elle affleure. Cependant, aucune différence significative de pH n'a été observée entre les deux biotopes et ceci peut être attribué à différents facteurs dont la méthode d'échantillonnage et la sensibilité de la nappe phréatique. Les mesures de nappe phréatique et de pH ont en effet été ponctuelles. De plus, les

mesures de pH peuvent avoir été perturbées par les particules en suspension générées au moment où les puits étaient creusés.

En résumé, les résultats des relevés de végétation en lien avec la morphologie de surface et la chimie de l'eau nous ont permis de caractériser la dynamique de la végétation de surface et d'identifier les types de tourbières. Nos résultats sur les assemblages de végétation le long du gradient micro-topographique montrent que les biotopes de buttes et de dépressions représentent deux habitats différents, principalement en ce qui a trait aux strates de végétation dominantes, à la composition floristique et à la profondeur de la nappe phréatique. Nous avons donc pu caractériser les sites étudiés et les assemblages de végétation et utiliser cette information pour l'interprétation des données paléobotaniques et la reconstitution des environnements qui se sont succédés dans le passé.

## **5.2 Reconstitution paléoécologique des trois tourbières**

### **5.2.1 Histoire du développement des tourbières des régions de LG1, LG2 et LG3**

Le front du glacier du Nouveau-Québec se situait à la longitude de LG2 vers 7900 ans BP et la Mer de Tyrrell a remplacé l'étendue lacustre du lac Ojibway vers 7800 ans BP (Vincent et Hardy, 1977; Dyke et Prest, 1987). En contact avec le front du glacier qui se retirait vers le nord-est et l'est, la mer de Tyrrell inondait le territoire libéré des glaces. Le glacier du Nouveau-Québec et la mer de Tyrrell ont commencé à se séparer vers 7500 ans BP (Vincent, 1977). La limite d'extension orientale maximale de la mer de Tyrrell serait située à l'est de LG3 (Vincent, 1977; Richard, 1979; Brosseau, 2005).

Sous l'effet du relèvement isostatique, la mer de Tyrrell s'est retirée vers l'ouest permettant ainsi la colonisation végétale du territoire exondé. La chronologie obtenue pour nos sites suggère un délai relativement court entre le retrait des eaux marines et la colonisation par la végétation tel que déjà observé dans la région du lac Delorme (Richard, 1982). Dans une dépression recouverte d'argile et de sable située en bordure de l'épandage du delta dans la région de LG3 (Brosseau, 2005), les plantes aquatiques sont apparues au site de la tourbière avant 6820 étal. BP ( $5980 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP). Au site de la tourbière de LG2 en bordure de la moraine de Sakami, un marais eutrophe était déjà installé vers 7010 étal. BP ( $6100 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP) dans une dépression recouverte de silt argileux déposé par la Mer de Tyrrell et de sables liés à l'épandage et au remaniement de la moraine de Sakami. Il semble donc que le retrait de la mer de Tyrrell entre LG3 et LG2 aurait été relativement rapide, probablement en raison du soulèvement isostatique, permettant ainsi une colonisation initiale par la végétation de façon quasi-synchrone entre les deux sites. De plus, les analyses macrofossiles à la base des carottes des tourbières de LG2 et LG3 n'ont pas permis l'identification d'assemblages de végétation propre à des

conditions d'eaux salées ou saumâtres, ce qui renforce l'hypothèse d'un retrait rapide des eaux de la mer de Tyrrell sous l'action du soulèvement isostatique.

Les dates basales de LG2 et LG3 représentent les âges les plus anciens pour les stades initiaux de formation des tourbières dans la région de la rivière La Grande ( $5980 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  BP pour LG2 et  $6100 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  BP pour LG3). Lavoie et Arsenault (2001) ont obtenu un âge basal de 5090 ans  $^{14}\text{C}$  BP dans une tourbière située près de Radisson, alors que l'âge le plus ancien obtenu par Arsenault et Sirois (2004) est de 4560 ans  $^{14}\text{C}$  BP (5210 ans étal. BP) pour un fragment de bois à la base d'un dépôt tourbeux dans le secteur de LG2. Sirois (1997) a fixé l'âge du début de l'entourbement d'un site sur une île du lac Duncan entre 4400 et 3800 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Pour des dépôts de gyttjas à la base de plusieurs lacs distribués le long du  $76^\circ$  de longitude Ouest (près de LG3), Richard (1979) a obtenu des âges avoisinant les 6500 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Ce dernier a par ailleurs mentionné que la colonisation des arbres en Jamésie avait été retardée puisque les régions plus au sud avaient été occupées antérieurement par le lac glaciaire Ojibway (Richard, 1989).

De la même façon que dans la région de la rivière La Grande, les tourbières situées plus à l'intérieur des terres dans le sud de la Jamésie se développent depuis plus longtemps que celles sur la côte et la végétation y est ombrotrophe (Grondin et Ouzilleau, 1980). Dionne (1979) a obtenu un âge de 5020  $^{14}\text{C}$  BP à la base d'un dépôt de tourbe le long de la rivière Rupert ( $51^\circ 22'$  N,  $77^\circ 45' 15''$  W), ce qui représente un délai de 2000 ans après l'envahissement par la mer de Tyrrell dans cette région (Hardy, 1976). L'âge le plus ancien obtenu par Dionne dans le sud-est des basses-terres de la baie de James est de 6890 ans  $^{14}\text{C}$  BP à la base d'un dépôt de tourbe près du Lac Soscumica à 62 km au nord de Matagami ( $50^\circ 17'30''$  N,  $77^\circ 24'$  W). Ce site a été envahi par le lac glaciaire Ojibway vers 7900 ans BP (Hardy, 1977), mais se situe en-dehors des limites de l'envahissement subséquent par la mer de Tyrrell, ce qui explique l'âge plus ancien du dépôt de tourbe à cet endroit. Vers le nord, dans la région de la Grande rivière de la Baleine, Gajewski *et al.* (1993) ont obtenu un âge basal de 6240 ans  $^{14}\text{C}$  BP à partir de sédiments d'un lac situé à

l'extérieur de la limite d'extension maximale de la mer de Tyrrell. Payette (1988) et Lavoie et Payette (1995) ont daté à 5050 ans  $^{14}\text{C}$  BP l'âge basal d'un dépôt de tourbe situé à 100 km au nord de la limite septentrionale de la forêt boréale. Kettles *et al.* (2000) ont obtenu des âges plus anciens allant jusqu'à 7280 ans  $^{14}\text{C}$  BP pour une tourbière des basses-terres occidentales de la baie de James.

L'histoire du développement de la tourbière de LG3 aurait débuté par un marais à *Scorpidium scorpiodes* et Cyperaceae peu avant 6820 ans étal. BP. Une phase aquatique initiale de courte durée a sans doute précédé le marais, bien que très peu d'indices soient disponibles parmi les données paléobotaniques et stratigraphiques. Malgré un contact minéral organique net sans accumulation significative de gyttja, des graines de *Juncus* sp., du phytoplancton de type *Pediastrum* et des pollens de quelques plantes aquatiques (*Nuphar* et *Potamogeton/Triglochin*) ont été identifiés à la base de la carotte. Se dispersant plus facilement que les restes de plantes et le phytoplancton, le pollen de plantes aquatiques pourrait correspondre à la végétation environnante des mares ou des plans d'eau plus importants n'ayant pas encore été comblés par la tourbe. Il y a toutefois peu de doute sur le fait que la base de la carotte récoltée représente le dépôt de matière organique le plus ancien dans la tourbière puisque le site de carottage correspond au point le plus profond du bassin selon les données de sondage à tous les 100 mètres (Laterreur, 2005). On ne peut cependant pas exclure la possibilité que d'autres parties de la tourbière aient débuté par une phase aquatique plus longue. La forme du bassin, le type de végétation et la saturation en eau du milieu sont autant d'indices excluant la possibilité d'un entourbement par paludification ou sans phase aquatique initiale.

Plus importante qu'à LG3, la phase aquatique initiale de la tourbière de LG2 a toutefois été de courte durée. Un marais eutrophe à *Ranunculus* sp., *Potamogeton* sp., *Phragmites communis*, *Carex* type *crinita*, *Eleocharis* sp. et *Equisetum* sp. s'est développé au point le plus profond du bassin avant 6920 ans étal. BP permettant l'accumulation de gyttja telle qu'observée à la base de la carotte.

Après le stade initial semi-terrestre à LG3, les assemblages de végétation rendent compte d'une évolution vers des conditions moins humides et plus pauvres en éléments nutritifs entre 6580 et 6080 ans étal. BP. Durant cette phase de fen intermédiaire, les mousses du genre *Drepanocladus* ont d'abord remplacées *Scorpidium scorpioides* faisant augmenter graduellement la teneur en matière organique ainsi que le pourcentage de carbone dans la tourbe. Puis, les herbacées sont devenues moins abondantes, alors que quelques sphaignes, arbres et arbustes se sont installés sur le site (*Sphagnum* type *balticum/pulchrum*, *Larix laricina*, *Picea mariana*, *Andromeda glaucophylla*, *Chamaedaphne calyculata* et *Vaccinium oxycoccos*). Malgré cette diminution relative de l'humidité de surface, quelques mares à *Menyanthes trifoliata* punctuaient la surface du fen intermédiaire si on se fie aux fossiles identifiés parmi les sédiments.

Pendant ce temps dans le bassin de la tourbière de LG2, l'arrivée des mousses brunes (*Scorpidium scorpioides* et *Calliergon stramineum*) et l'augmentation de la quantité de matière organique et de carbone dans les sédiments caractérisent l'entourbement du milieu amorcé vers 6920 ans étal. BP. Cette phase de fen s'est termine par un milieu en transition, soit un fen pauvre où mousses brunes et sphaignes de statut trophique intermédiaire se sont côtoyées sur le terrain (*Paludella squarrosa*, *Sphagnum* type *teres/squarrosum* et *Sphagnum squarrosum*). Alors que quelques Cyperaceae persistaient, les éricacées ont commencé à coloniser la tourbière confirmant l'appauvrissement et la baisse des conditions d'humidité du milieu entre 6230 et 5650 ans étal. BP.

L'accumulation de la tourbe dans les tourbières de LG3 et LG2 a éloigné la surface de la tourbière de la nappe phréatique tout en diminuant les apports externes en éléments nutritifs pour les plantes. C'est ainsi que les mousses brunes et les Cyperaceae ont cédé leur place aux sphaignes et aux éricacées marquant le passage de fen à bog vers 6080 ans étal. BP pour la tourbière de LG3 et vers 5680 ans étal. BP pour la tourbière de LG2. Ce changement dans la végétation de surface est aussi caractérisé par une augmentation des différents taux moyens

d'accumulation (tourbe, matière organique et carbone), une augmentation du ratio C/N et une diminution du taux moyen d'accumulation de l'azote. La dominance des sphaignes dans les tourbières ombrotrophes implique en effet une productivité accrue et de faibles taux de décomposition puisqu'elles sont relativement résistantes à la décomposition (van Breemen, 1995; Aerts *et al.*, 1999; Turunen, 2003). Cette diminution du taux de décomposition de la tourbe ombrotrophe explique l'augmentation des taux moyens d'accumulation de la tourbe, de la matière organique et du carbone, ainsi que l'augmentation du ratio C/N, phénomène déjà décrit par Belyea et Warner (1996). La diminution de l'accumulation moyenne d'azote est liée en partie à l'acidification du milieu par les sphaignes diminuant ainsi la disponibilité de cet élément pour les plantes (Lucas et Davis, 1961). D'autre part, la capacité de fixation de l'azote est généralement plus grande chez les types de plantes vivant dans les fens et les marais que dans les bogs (Waughman et Bellamy, 1980).

La dynamique de la végétation de surface des tourbières de LG2 et de LG3 au cours des derniers 5000 ans est surtout marquée par une densification du couvert arbustif et arborescent (éricacées et épinettes noires). Plus prononcée dans le cas de la tourbière de LG3, cette densification des taxons ligneux a mené au paysage actuel où les épinettes noires atteignent une concentration et une hauteur appréciable sur les buttes. Comme il a été observé dans la végétation de surface des tourbières de LG2 et LG3 (section 4.1, p. 50), la présence et l'abondance de taxons ligneux tels que l'épinette noire et les éricacées est effectivement liée à la présence de biotopes ombrotrophes plus secs tels que les buttes, les plateaux et les platières. Par ailleurs, la présence récurrente de charbons de bois parmi les sédiments des derniers 5000 ans indique l'avènement de feux dans les forêts environnantes. Il n'est pas exclu que certains feux de forêts plus importants aient atteint la canopée des arbres présents dans les tourbières sans nécessairement brûler la végétation des strates inférieures puisque aucun horizon de feu n'a été observé dans les sédiments. Un feu récent ayant atteint certaines parties de la tourbière de LG2 et dont la régénération de la bordure récemment étudiée daterait de 1941 (Tremblay, 2006). De plus, cette

incursion de feux de forêts dans la tourbière de LG2 explique sans doute la présence du pin gris ponctuellement à la surface.

Les taux d'accumulation de la tourbe et du carbone durant la phase bog des tourbières de LG2 et de LG3 ont d'abord augmenté marquant ainsi la transition entre fen et bog. Puis, vers 4500-4000 ans écal. BP, l'accumulation du carbone a diminué autant à LG2 qu'à LG3. Les résultats des analyses de C/N et de macrofossiles présentent aussi une augmentation progressive du degré de décomposition de la tourbe pour la même période. Ce ralentissement d'accumulation de la tourbe et du carbone est démontré par la forme convexe de la courbe âge-profondeur et de celle du cumul de carbone en fonction de l'âge. L'élaboration des modèles classiques sur l'accumulation réelle du carbone a été basée sur les analyses de carottes provenant de plusieurs tourbières pour lesquelles des courbes d'accumulation du carbone de forme concave ont été obtenues (Clymo, 1984; Tolonen et Turunen, 1996 et Clymo *et al.*, 1998). Cette forme concave peut être expliquée théoriquement par un apport constant de carbone dans le catotélme combiné à la décomposition directement proportionnelle à la masse totale de matière organique accumulée dans la colonne de tourbe (Turunen *et al.*, 2002). Les résultats de plusieurs autres sites canadiens et finlandais présentent aussi une forme convexe de courbe d'accumulation du carbone dans le temps (Korhola *et al.*, 1996; Kuhry et Vitt 1996; Kilian *et al.*, 2000; Yu *et al.*, 2003b) et viennent contredire les modèles classiques sur l'accumulation du carbone dans les tourbières. La section suivante portant sur l'influence des facteurs autogènes et allogènes permettra de faire le point sur l'explication de la dynamique d'accumulation de la tourbe et du carbone des derniers 4500-4000 ans écal. BP dans les tourbières de LG2 et de LG3.

Plus près de la côte de la baie de James, le début de l'accumulation de la matière organique dans la tourbière de LG1 suite au retrait des eaux de la mer de Tyrrell a été retardé par rapport aux tourbières de LG2 et LG3. Tel que l'ont mentionné différents auteurs, les types de plan d'eau propices à se combler rapidement seraient ceux relativement peu profonds et de faible superficie (Payette et Rochefort, 2001; Charman, 2002). Un plan d'eau plus profond à LG1 ou un maintien des

conditions humides en raison de la topographie du bassin aurait favorisé un stade aquatique initial de plus longue durée par rapport aux tourbières de LG2 et de LG3. La stratigraphie et les données paléobotaniques indiquent la présence d'un étang eutrophe avec quelques plantes submergées à émergentes telles que *Myriophyllum* cf. *exalbescens*, *Ranunculus* type *trichophyllus*, *Potamogeton* type *pusillus* et *Hippuris* cf. *vulgaris* avant 2540 ans étal. BP (de 190 à 166 cm de profondeur). Le milieu était riche et calcicole si on se fie à la présence des algues de la famille des Characeae et de *Scorpidium scorpioides*. Le comblement du plan d'eau vers 2540 ans étal. BP a mené au développement d'un marais puis d'un fen riche à mousses brunes et a été caractérisé par une augmentation des taux d'accumulation de la tourbe incluant la matière organique et le carbone. De plus, l'entourbement subséquent s'est différencié de la phase aquatique ou semi-terrestre par une diminution du taux de décomposition de la matière organique tel que l'indique l'augmentation du ratio C/N.

La présence d'une végétation de fen intermédiaire à sphaignes et mousses brunes entre 1550 à 1280 ans étal. BP traduit un appauvrissement du milieu, une baisse de la nappe phréatique et une accélération de la vitesse d'accumulation de la tourbe, de la matière organique et du carbone. L'occurrence des sphaignes parmi les horizons explique aussi l'augmentation du ratio C/N par un plus faible état de décomposition de la tourbe et une plus faible taux d'accumulation de l'azote (disponibilité et capacité de fixation moins grandes). Cette augmentation de l'abondance des sphaignes correspond sans doute aussi à la formation de l'ilôt ombrotrophe vers 1550 ans étal. BP situé à proximité du site de carottage. Vers 1280 ans étal. BP, la croissance des sphaignes de l'ilôt ombrotrophe a ralenti et les conditions locales sont devenues plus humides. C'est alors que le fen herbacé humide de régime trophique intermédiaire tel qu'on le connaît aujourd'hui à la surface de la tourbière de LG1 s'est développé. Ce changement dans les conditions du milieu implique d'ailleurs une augmentation du taux de décomposition de la tourbe tel qu'indiqué par les résultats des analyses macrofossiles et par la diminution du ratio C/N et des taux moyens d'accumulation de la tourbe incluant la matière organique et le carbone.

Plus près de la surface, l'acrotelme des trois carottes a montré une augmentation des taux d'accumulation de la tourbe accompagnée d'une diminution de la densité sèche et de la teneur en matière organique. À l'instar de Vardy *et al.* (2000), des valeurs élevées de ratios C/N caractérisent la partie supérieure des trois carottes. Toutes ces observations traduisent la nature même de l'acrotelme ou de la tourbe en surface qui est généralement peu compacte et dans un état de décomposition peu avancé (Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996). De plus, les résultats des analyses macrofossiles des horizons supérieurs des carottes sont étroitement liés aux assemblages des relevés de végétation de surface effectués à proximité des sites de carottage. La résolution d'analyse de ces horizons n'est cependant pas suffisante pour permettre l'observation de changements récents dans la dynamique de la végétation, ce qui va au-delà des objectifs de la présente étude.

Alors que la succession hydrosérale a été relativement rapide dans le cas des tourbières de LG2 et LG3, la tourbière de LG1 est demeurée minérotrophe même après 2500 ans d'évolution environ. La topographie inclinée du bassin, la variation de la pente de la surface de la tourbière et la position physiographique enclavée dans une dépression du socle rocheux facilitent sans doute le maintien des conditions minérotrophes dans la tourbière de LG1. Garneau *et al.* (2004) et Collins (2005) ont aussi validé la dominance de tourbières minérotrophes dans le secteur de LG1. De plus, près des côtes de la baie de Rupert, le territoire exondé aussi depuis près de 2400 ans présente une végétation des tourbières également minérotrophe (Grondin et Ouzilleau, 1980). Ainsi, une exondation tardive et un climat maritime contribuent également au développement et au maintien des tourbières minérotrophes situées près des côtes en Jamésie.

### **5.2.2 Taux apparents d'accumulation à long terme du carbone ou LORCA**

Nos valeurs de LORCA se situent près des valeurs calculées par d'autres auteurs pour des tourbières en milieu boréal au Canada et en Finlande soient entre 22 et 30  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  (Gorham, 1991; Kuhry *et al.*, 1992; Kuhry et Vitt, 1996; Tolonen et

Turunen, 1996; Vitt *et al.*, 2000). Elles sont toutefois supérieures aux valeurs récemment compilées par Turunen *et al.* (2002) pour les tourbières boréales en Finlande (LORCA moyen de  $18,5 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ) puisque contrairement à nos données et à celles des auteurs précédemment cités, leur base de données inclut des sites paludifiés et de faible profondeur ayant une dynamique d'accumulation du carbone différente.

Le taux d'accumulation de la tourbe et du carbone à long terme est plus élevé pour la carotte prélevée dans le fen de LG1 que dans le cas des carottes de LG2 et de LG3 qui enregistrent la succession fen-bog. Pour la carotte de LG1, nous avons obtenu un LORCA de  $27 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ . À LG2 et LG3 respectivement, le LORCA était de 23 et  $22 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ . Il a été observé qu'en général les bogs accumulent plus rapidement la tourbe ou le carbone que les fens (Turunen *et al.*, 2002). Les bogs auraient un LORCA pouvant atteindre entre 30 et  $35 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , alors que les fens auraient de faibles taux, entre 10 et  $15 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  (Turunen, 2003). En effet, les processus de décomposition seraient plus importants dans les fens que dans les bogs (Damman, 1979). Il semble que les sphaignes résistent mieux à la décomposition par rapport aux carex et que la productivité primaire nette diminue le long du gradient fen-bog (Turunen, 2003).

Comme dans la présente étude, Borren *et al.* (2004) ont observé des valeurs de LORCA plus élevées dans les fens que dans les bogs dans l'ouest de la Sibérie. Des différences locales dans les conditions de drainage et l'effet d'un contenu en carbone plus élevé dans la tourbe minérotrophe expliqueraient leurs observations. Nos résultats ne montrent toutefois pas un contenu en carbone systématiquement plus élevé pour les sédiments de fens. Un LORCA plus élevé dans la tourbière minérotrophe de LG1 serait principalement expliqué par le jeune âge de la tourbière par rapport aux tourbières de LG2 et LG3. En ce sens, la tourbe du catotélme de tourbières perd du carbone sous l'effet de la décomposition graduelle dans le temps, ce qui explique l'importance de l'âge basal des dépôts de sédiments tourbeux dans le calcul du LORCA (Turunen, 2003). À cela s'ajoute l'influence de la phase de

prolifération des sphaignes d'une durée de 300 ans à LG1 (entre 1550 et 1280 ans étal. BP) ayant permis d'augmenter substantiellement les valeurs moyennes pour l'ensemble de la carotte. Le taux d'accumulation du carbone a atteint jusqu'à 59 gC m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> au cours de cette phase, valeur la plus élevée pour l'ensemble des trois carottes. Par ailleurs, le ralentissement de l'accumulation du carbone des 4500-4000 dernières années à LG2 et LG3 a nécessairement entraîné une diminution du LORCA de ces deux tourbières. La combinaison de tous ces facteurs expliquerait donc la différence entre nos résultats et les valeurs moyennes de LORCA dans les fens et les bogs rapportées par Turunen (2003).

### **5.2.3 Influence des facteurs autogènes et allogènes**

L'accumulation de la tourbe est sous l'influence de plusieurs facteurs et semble plus complexe que ce que proposent les modèles conceptuels sur la croissance des tourbières (Yu *et al.*, 2003b). Il demeure que l'accumulation nette dépend du bilan entre la productivité des plantes et les phénomènes de décomposition prenant place dans l'acrotelme et la catotelme (Ingram, 1978; Clymo, 1991). Ce bilan représente un équilibre dynamique sous l'influence de plusieurs facteurs biologiques et physiques (Charman, 2002). Nous avons vu à la section 2.3 que le développement des tourbières est inévitablement imprégné par la succession autogène, alors que les facteurs allogènes procureraient une modulation plus ou moins importante. L'influence des différents facteurs autogènes et allogènes sur le développement des trois tourbières à l'étude et les variations d'accumulation de la tourbe et du carbone sera donc abordé.

#### **5.2.3.1 Développement initial des tourbières**

Il a été vu à la section 1.2 (p. 13) que l'initiation de l'entourbement peut être de nature autogène ou allogène et ce, peu importe le type de processus. Malgré quelques petites différences, la fermeture et le comblement des bassins lacustres aux sites des tourbières de LG1, LG2 et LG3 ont suivi le modèle classique de

développement hydroséral autogène. En ce sens, après le retrait des eaux de la mer de Tyrrell, un plan d'eau logé dans une dépression rocheuse recouverte de dépôts imperméables s'est comblée plus ou moins rapidement pour mener à la formation d'un fen à mousses brunes. La colonisation par les mousses et le relèvement isostatique du continent ont sans doute favorisé le comblement du plan d'eau.

Un développement initial plus rapide a été observé dans le cas des tourbières de LG2 et LG3 et pourrait s'expliquer par une combinaison de facteurs autogènes mais aussi allogènes. D'une part, un plan d'eau plus profond au site de la tourbière de LG1 a sans doute permis à la phase aquatique de durer suffisamment longtemps pour que la gyttja s'accumule sur une vingtaine de centimètres avant 2500 ans BP (horizons non datés). D'autre part, un retrait rapide des eaux de la mer de Tyrrell sous l'action du soulèvement isostatique vers 6000 ans BP aurait favorisé un drainage efficace des bassins à LG2 et à LG3. Sur le plan climatique, l'optimum climatique à partir d'environ 6500 ans BP et caractérisé par des conditions relativement plus chaudes et plus sèches (Richard, 1979; Payette, 1984; Viau *et al.*, 2002) aurait permis d'accélérer la succession hydrosérale en favorisant l'assèchement et l'entourbement des bassins à LG2 et LG3. À LG1, l'entourbement du site entre 2500 et 2000 ans BP s'est produit au cours d'un épisode froid et sec au Québec nordique vers 2300 ans BP (Payette, 1984). Ce changement climatique aurait aussi favorisé l'ouverture de la pessière et l'augmentation de l'importance du pin gris vers 2700 ans BP (Richard, 1979). Cet épisode a sans doute appuyé la succession autogène par une diminution du ruissellement et de l'humidité de surface permettant à la végétation de coloniser la surface du bassin.

#### **5.2.3.2 Ombrotrophication des tourbières des régions de LG2 et LG3**

L'ombrotrophication est un processus fondamentalement autogène généralement associé à la dynamique interne des écosystèmes. Le passage de fen à bog s'est effectué relativement rapidement dans les tourbières de LG2 et de LG3. En effet, pour la tourbière de LG3 ce passage s'est effectué plus de 700 ans après le début de l'accumulation de la matière organique, soit vers 6080 BP, alors que la tourbière

de LG2 est devenu ombrotrophe vers 5680 BP (1330 ans après le début d'accumulation de la matière organique). Dans les deux cas, la transition a été induite par l'arrivée des sphaignes dans le milieu. Celles-ci se sont installées et graduellement, l'humidité de surface a diminué et le statut trophique s'est détérioré à mesure que la surface de la tourbière s'élevait au-dessus du bassin sous-jacent. Les sphaignes ont acidifié le milieu rendant les conditions difficiles pour plusieurs espèces minérotrophes. Après plus de 6000 ans d'accumulation de la tourbe dans ces deux bassins, nous pouvons aujourd'hui observer le paysage parsemé de vastes complexes tourbeux de type bog avec une morphologie de surface diversifiée. Bien que l'action des sphaignes soit le facteur dominant, d'autres facteurs ont sans doute favorisé le processus d'ombrotrophication tels que le soulèvement isostatique, la topographie du bassin et le climat.

#### **5.2.3.3 Ralentissement de l'accumulation de la tourbe et du carbone au cours des 4500 à 4000 dernières années dans les tourbières des régions de LG2 et LG3**

Les 4500 à 4000 dernières années dans les tourbières de LG2 et LG3 ont surtout été marquées par un ralentissement de la vitesse d'accumulation de la tourbe incluant la matière organique et le carbone. Les facteurs ayant stimulé ce type de changements sont difficiles à isoler. Par exemple, un assèchement à long terme de la surface induit par la croissance verticale de la tourbière (facteur autogène) pourrait expliquer cette diminution de l'accumulation du carbone, particulièrement dans les milieux très humides comme les fens (Yu *et al.*, 2003b). Parmi les facteurs allogènes, le climat a souvent été identifié comme force directrice des variations de l'accumulation de la tourbe au cours de l'Holocène (ex : Korhola *et al.*, 1996; Ovenden, 1990; Zoltai et Vitt, 1990). Une compilation de données provenant de plusieurs sites distribués à travers la Finlande a effectivement montré que le LORCA est contrôlé principalement par les conditions climatiques (Clymo *et al.*, 1998). Plus précisément, l'accumulation nette de carbone serait surtout dépendante du nombre de degré-jours au-dessus de zéro degré Celsius, alors que le taux de décomposition serait relié à la moyenne annuelle de température.

Ce ralentissement synchrone de l'accumulation de la tourbe et du carbone dans les tourbières de LG2 et LG3 ne peut être attribué à un changement brusque dans la végétation. Une densification graduelle du couvert arbustif et arborescent a plutôt été observée et peut être attribuée à une diminution de l'humidité de surface. On a aussi noté parmi les horizons la présence de fructifications de champignons et de sclérotés de *Cenococcum graniforme*. La prolifération de champignons pourrait être associée à des périodes où les conditions deviennent moins humides (van Geel, 1978). De plus, au cours de cette période, les analyses géochimiques et paléobotaniques ont indiqué une augmentation progressive du degré de décomposition de la tourbe.

Cette diminution de l'humidité de surface combinée à une augmentation du taux de décomposition de la tourbe pourrait être de nature autogène (croissance verticale de la tourbière). Par définition, les processus autogènes sont spécifiques au site d'observation, alors que des changements synchrones détectés dans plusieurs sites d'une même région reflètent probablement les effets d'un changement climatique sur le milieu (Ovenden, 1990; Korhola, 1995). Ainsi, un changement climatique vers des conditions plus sèches au cours des 4500 à 4000 dernières années dans la région de la rivière La Grande aurait entraîné une plus grande humification de la tourbe, puisqu'une baisse de la nappe phréatique augmente le temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme exposant davantage la tourbe à la décomposition aérobie (Barber, 1981, Clymo, 1984; Malmer et Holm, 1984; Kuhry et Vitt, 1996; Malmer et Wallén, 2004). Ce phénomène de diminution de l'humidité atmosphérique s'est sans doute combinée à la croissance verticale des deux tourbières pour ainsi en diminuer l'humidité de surface dans les tourbières et augmenter le temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme.

Cependant, cette augmentation du taux de décomposition de la tourbe en raison d'un climat plus sec ne semble pas suffisant pour expliquer à lui seul ce phénomène de ralentissement de l'accumulation de la tourbe et du carbone. En Europe, une

diminution de l'accumulation du carbone a été associée à la détérioration du climat durant le Petit Âge Glaciaire (Mauquoy *et al.*, 2002a et 2002b). Plus spécifiquement, les auteurs ont expliqué ce phénomène par une diminution de la productivité primaire des plantes due à des températures estivales plus fraîches et une saison de croissance plus courte.

Le ralentissement de l'accumulation de la tourbe et du carbone observé dans les carottes de LG2 et LG3 depuis les derniers 4500-4000 ans pourrait donc être une indication d'une modification du climat. Par exemple, des températures plus fraîches au printemps et à l'été pourraient avoir affecté la productivité primaire des plantes et donc l'accumulation du carbone. Un climat plus sec combiné à la croissance verticale des tourbières aurait également contribué à ralentir l'accumulation de la matière organique sous forme de tourbe.

Cette interprétation d'un climat plus frais et plus sec correspond à celle d'autres études ayant démontré l'avènement d'un tel climat à l'Holocène supérieur dans le nord du Québec. L'épisode néoglaciale des derniers 4000 à 3000 ans combiné à l'action des feux de forêts aurait favorisé une ouverture de la forêt boréale et la création de la toundra forestière un peu plus au nord (Richard, 1979; Richard, 1982; Payette et Gagnon, 1985; Despont et Payette, 1992; Gajewski *et al.*, 1993; Lavoie et Sirois, 1998; Asselin et Payette, 2005). Dans la région de la rivière La Grande, une diminution de la productivité de la forêt boréale à partir de 4650 ans écal. BP a été associée à une détérioration du climat (Arsenault et Sirois, 2004). Par contre, les restes fossilisés de carabidés n'ont toutefois pas livré d'indication d'un changement dans la température moyenne de juillet dans la région de Radisson (Lavoie et Arsenault, 2001). L'efficacité et la sensibilité de ce type d'indicateur à refléter des changements climatiques à l'échelle de l'Holocène demeurent toutefois équivoque (Charman, 2002). Par ailleurs, cette période froide aurait été propice au développement du pergélisol au sein de plusieurs palses et plateaux palsiques dans le Québec subarctique (Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005).

Dans plusieurs tourbières subarctiques et arctiques de l'ouest Canadien, un ralentissement du taux d'accumulation du carbone vers 3000 ans BP en réponse à un refroidissement climatique régional aurait aussi été enregistré (Vitt *et al.*, 2000). D'autres auteurs ont expliqué une période de diminution des taux d'accumulation de la tourbe et du carbone dans des tourbières à pergélisol au cours des 4500 à 3500 dernières années engendrée par un refroidissement régional dans les Territoires du Nord-Ouest (Vardy *et al.*, 1997, 2000). Une diminution de la productivité des lacs et des forêts dans la zone boréale en Amérique du Nord vers 5000–4650 ans étal. BP aurait été mentionnée aussi par d'autres études (Arsenault et Sirois, 2004). Cet épisode néoglaciare généralisé pour l'ensemble de l'hémisphère nord aurait donc débuté autour de 4000 ans étal. BP (Viau *et al.*, 2002) et a donc été enregistré parmi les sédiments des tourbières étudiées.

#### **5.2.3.4 Dynamique récente des tourbières des régions de LG1, LG2 et LG3**

Entre 2000 et 1500 ans BP, une accélération de la vitesse d'accumulation du carbone a été observée dans les tourbières de LG1 (1550 ans étal. BP), LG2 (1500 ans étal. BP) et LG3 (1700 ans étal. BP). Cette accélération quasi synchrone dans les trois régions est associée à des changements stratigraphiques importants, soit une augmentation de l'abondance des sphaignes à LG1 et le développement d'un horizon de tourbe ligneuse à LG2 et LG3. Cet événement enregistré parmi les sédiments des trois tourbières peut être associé à l'avènement de conditions climatiques plus clémentes ou plus sèches favorisant la croissance des sphaignes dans la tourbière minérotrophe de LG1 et des taxons ligneux dans les tourbières ombrotrophes de LG2 et LG3. Ce changement climatique correspondrait vraisemblablement à l'optimum médiéval qui aurait débuté vers 1650 ans étal. BP pour l'ensemble de l'Amérique du Nord (Viau *et al.*, 2002). Cette période aurait également été enregistrée dans les diagrammes polliniques de plusieurs lacs répartis le long d'un transect du Maine au Minnesota (Gajewski *et al.*, 1993). Pour le Québec boréal et subarctique, cette période correspondrait aussi à une augmentation de l'activité éolienne et de la fréquence des feux associée à des conditions climatiques plus sèches (Filion *et al.*, 1991; Arsenault et Sirois, 2004). De

bas niveaux lacustres ont aussi été signalée pour cette période au Lac des Pluviers dans le Québec subarctique (Payette et Filion, 1993). L'accélération synchrone de l'accumulation de la tourbe vers 2000-1500 ans écal. BP dans les tourbières de LG1, LG2 et LG3 est donc attribuable à un changement dans la végétation potentiellement liée à l'action du climat en tant que facteur allogène.

## Conclusion

Les résultats des analyses sur la végétation de surface ont permis la caractérisation de trois tourbières boréales du point de vue de la morphologie de surface et des gradients de végétation. Il a été observé que la répartition des espèces est surtout influencée par les conditions hydrologiques, édaphiques et topographiques. Ces données ont servi à préciser l'interprétation des macrorestes végétaux issus des carottes.

Les données paléobotaniques et stratigraphiques des trois tourbières à l'étude ont mis en évidence le processus d'entourbement hydrosérial classique par le comblement de plans d'eau logés au creux de dépressions imperméabilisées par les sédiments fins déposés lors de la transgression de la mer de Tyrrell suite au retrait des glaces à l'Holocène moyen. La datation du début de l'accumulation de la matière organique a permis de préciser la chronologie du retrait de la mer de Tyrrell et la colonisation par la végétation dans la région. La succession subséquentes des environnements explique l'histoire du développement propre à chacune des tourbières menant au paysage actuel. Du point de vue de l'accumulation de la tourbe (la matière organique et le carbone), plusieurs variations ont été identifiées puis expliquées en faisant le lien avec les assemblages de végétation passée et l'état de décomposition des sédiments. Pour ce qui est du taux d'accumulation apparent du carbone à long terme (LORCA), les trois tourbières ont montré des valeurs similaires aux moyennes pour les tourbières boréales et subarctiques au Canada et en Europe (Ovenden, 1990; Turunen, 2003).

La reconstitution paléocologique des trois tourbières intégrant la végétation passée et l'accumulation de la tourbe a permis d'identifier l'influence des différents facteurs autogènes et allogènes au cours de l'histoire de leur développement. Le développement des tourbières a été inévitablement imprégné par les facteurs autogènes associés aux processus internes liés à la croissance des plantes et à l'écosystème tourbeux. Le climat, en tant que facteur allogène, a plutôt modulé de manière plus ou moins importante sur le développement autogène. En ce sens, le

ralentissement graduel synchrone de l'accumulation de la tourbe et du carbone au cours des 4500 à 4000 dernières années enregistré dans les tourbières ombrotrophes de LG2 et LG3 serait associé à une détérioration du climat impliquant des conditions fraîches et sèches caractéristiques de l'épisode néoglaciale identifié à partir de plusieurs archives naturelles pour le nord du Québec et l'ensemble de l'Amérique du Nord. Puis, une accélération synchrone de l'accumulation du carbone associée à un changement dans la végétation des tourbières de LG1, LG2 et LG3 reflèterait un climat plus clément et plus sec associé à l'optimum médiéval vers 1600 ans BP.

Les tourbières représentent un important réservoir de carbone à la surface de la planète et leur réponse au changement climatique demeure incertaine (Moore *et al.*, 1998). Comprendre les mécanismes régissant la séquestration du carbone dans les tourbières et l'influence des changements hydrologiques associés au climat est crucial pour la prédiction des rétroactions sur le cycle global du carbone. La réponse des tourbières aux changements du climat dépend de la répartition temporelle et spatiale ainsi que de l'intensité des changements. Ainsi, une meilleure connaissance de la dynamique de surface et de l'évolution des tourbières est souhaitable, surtout dans les régions boréales et subarctiques qui subissent et subiront un réchauffement climatique accru (GIEC, 2001).

La modélisation de l'accumulation du carbone est une avenue intéressante afin d'entrevoir la réponse des flux de carbone aux changements climatiques. Cependant, la forme convexe de la courbe âge-profondeur exprimée en carbone cumulatif obtenue pour les carottes de LG2 et de LG3 soulève un questionnement quant à l'utilisation des modèles basés sur une forme concave du patron d'accumulation de la tourbe et du carbone (ex : Frolking *et al.*, 2001). Sans compter que plusieurs autres études ont montré un patron convexe similaire à ce que nous avons obtenu. Il serait donc primordial de considérer dans un avenir rapproché l'interprétation des données utilisées comme intrant aux modèles sur la dynamique d'accumulation du carbone.

Il est clair que les connaissances actuelles sur la dynamique du carbone dans les tourbières s'avèrent insuffisantes pour prévoir adéquatement l'impact d'un réchauffement global des températures associé à des changements hydrologiques. Les écosystèmes tourbeux accumulent depuis des milliers d'années des archives paléoécologiques précieuses qui peuvent révéler des indices sur les conséquences des fluctuations passées du climat. La multiplication de telles études ne peut qu'améliorer notre compréhension sur les mécanismes de séquestration du carbone dans les tourbières.

## BIBLIOGRAPHIE

- Aaby, B. 1976. «Cyclic climatic variations in climate over the past 5500 yr reflected in raised bogs». *Nature*, vol. 263, p. 281-284.
- Aaby, B. et B. E. Berglund. 1986. «Characterization of peat and lake deposits». In *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, édit. B.E. Berglund, p. 231-246. Chichester : John Wiley and Sons, 869p.
- Aerts, R., J. T. A. Verhoeven et D. F. Whigham. 1999. «Plant-mediated controls on nutrient cycling in temperate fens and bogs». *Ecology*, vol. 80, p. 2170-2181.
- Allard, M. et M. K. Seguin. 1987. «The holocene evolution of the permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Québec)». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 24, p. 2206-2222.
- Anderson, R. L., D. R. Foster et G. Motzkin. 2003. «Integrating lateral expansion into models of peatland development in temperate New England». *Journal of Ecology*, vol. 91, p. 68-76.
- Arlen-Pouliot, Y. et N. Bhiry. 2005. «Paleoecology of a palsa and a filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 408-419.
- Arseneault, D. et L. Sirois. 2004. «The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees». *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 490-504.
- Asselin, H. et S. Payette. 2005. «Late Holocene opening of the forest tundra landscape in northern Québec, Canada». *Global Ecology and Biogeography*, vol. 14, p. 307-313.
- Barber, K. E. 1981. *Peat Stratigraphy and Climate Change. A paleoecological Test of the Theory of Cyclic Peat Bog Regeneration*. Balkema, Rotterdam.
- Bartlein, P. J., M. D. Edwards, S. L. Shafer et E. D. Baker. 1995. «Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records». *Quaternary Research*, vol. 44, p. 417-424.
- Bastien, D.-F. et M. Garneau. 1997. *Clé d'identification macroscopique de 36 espèces de sphaignes de l'est du Canada*. Commission Géologique du Canada, Coll. «rapport divers 61», 43 p.
- Bauer, I. E. 2002. «Internal and external controls over Holocene peatland development in Boreal western Canada». Thèse de doctorat, Edmonton, Alberta, Department of Biological Sciences, University of Alberta, 242 p.

- Bauer, I. E., D. L. Gignac et D. H. Vitt. 2003. «Development of a peatland complex in boreal western Canada: lateral expansion and local variability in vegetation succession and long-term peat accumulation». *Canadian Journal of Botany*, vol. 81, p. 833-847.
- 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, p. 366-377.
- Birks, H. J. B. et H. H. Birks. 1980. *Quaternary Palaeoecology*, volume 1. Cambridge: Edward Arnold, 289 p.
- Blackford, J. J. et F. M. Chambers. 1993. «Determining the degree of peat decomposition for peat-based paleoclimatic studies». *International Peat Journal*, vol.5, p. 7-24.
- Blodeau, C. 2002. «Carbon cycling in peatlands - A review of processes and controls». *Environmental Reviews*, vol. 10, p. 111-134.
- Borren, W., W. Bleuten et E. D. Lapshina. 2004. «Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia». *Quaternary research*, vol. 61, p. 42-51.
- Braun-Blanquet, J. 1932. *Plant sociology (traduit par H.S. Conard and G.D. Fuller)*, New York : McGraw-Hill Book Co. Inc., 439 p.
- Bridgham, S. D., J. Pastor, J. A. Janssens, C. Chapin et T. J. Malterer. 1996. «Multiple limiting gradients in peatlands - a call for a new paradigm». *Wetlands*, vol. 16, no 45-65.
- Brosseau, D. 2005. «Caractérisation des dépôts quaternaires du bassin versant de la rivière La Grande». *Activité de synthèse non publiée, cours GEM 6000, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal.*
- Bubier, J. L., et T. R. Moore. 1994. «An ecological perspective on methane emissions from northern wetlands». *Tree*, vol. 9, no 12.
- Buteau, P., N. Dignard et P. Grondin. 1994. *Système de classification des milieux humides du Québec*. Publication n° MB 94-01. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources naturelles, Secteur de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada, Québec.
- Campbell, D. R. et L. Rochefort. 2001. «La végétation: gradients». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 129-140. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Chambers, F. M. et D. J. Charman. 2004. «Holocene environmental change: contributions from the peatland archive». *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 1-6.

- Charman, D. J. 2001. «Biostratigraphic and paleoenvironmental applications of testate amoebae». *Quaternary Science Review*, vol. 20, p. 1753-1764.
- Charman, D. J. 2002. *Peatlands and environmental change*. Chichester, Angleterre : John Wiley and Sons Ltd, 301p.
- Charman, D. J., D. Hendon et W. Woodland. 2000. *The identification of peatland testate amoebae*. Coll. «Quaternary Research Association Technical Guide no.9». Londre, 147p.
- Clymo, R. S. 1978. «A model of peat bog growth». In *Production Ecology of British Moors and Montane Grasslands*, New York : O.W. Heal et D.F. Perkins (édit.), Springer-Verlag, p.187-223.
- Clymo, R. S. 1983. «Peat». In *Ecosystems of the World 4A: Mires, Swamp, Bog, Fen and Moor*, New York: A.J.P. Gore (édit.), Elsevier, p.67-158.
- Clymo, R. S. 1984. «The limits to peat bog growth». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. B303, p.605-654.
- Clymo, R. S. 1991. «Peat Growth». In *Quaternary Landscapes*, Belhaven, Londre : L.K.C. Shane et E.J. Cushing (édit), p. 76-112.
- Clymo, R. S., J. Turunen et K. Tolonen. 1998. «Carbon accumulation in peatland». *Oikos*, vol. 81, p. 368-388.
- Collins, M. 2005. «Caractérisation des tourbière et suivi historique des unités morphologiques de surface en lien avec le climat dans le bassin versant de la rivière La Grande». Mémoire de maîtrise : Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, Québec, Canada.
- Couillard, L. et P. Grondin. 1986. *La végétation des milieux humides du Québec*. Québec: Les publications gouvernementales, 399 p.
- Crum, H. A. et L. E. Andersen. 1981. *Mosses of eastern North America*, vol. 1-2. New York : Columbia University Press, 576 p.
- Damman, A. W. H. 1979. *Proceedings of the International Symposium of Classification of Peat and Peatlands* (Hyytiala, Finlande, 17-21 septembre 1979). International Peat Society, p.41-57.
- Dansereau, P. 1957. *Biogeography, an ecological perspective*. New York: The Ronald Press Company, 394p.
- Davis, A. M. 1988. «Towards a perspective on paludification». *The Canadian Geographer*, vol. 32, p.76-85.

- Dean, W.E. 1974. «Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 44, no 1, p.242-248.
- Despôts, M. et S. Payette. 1992. «Recent dynamics of jack pine at its northern distribution limit in northern Quebec». *Canadian Journal of Botany*, vol. 70, p.1157-1167.
- Dionne, J.-C. 1979. «Radiocarbon dates on peat and tree remains from James Bay area, subarctic Quebec». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 9, no 1, p.125-129.
- Dyke, A. S. et V. K. Prest. 1987. «Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, no 2, p.237-263.
- Environnement Canada. 2005. «Normales climatiques au Canada 1971-2000». En ligne. [http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climate\\_normals/](http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climate_normals/). (Consulté le 10 mai 2005).
- Fægri, K., P. E. Kaland et K. J. Krzywinski. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*, 4e édition, New York: John Wiley and Sons, 328p.
- Filion, L. 1984. «A relationship between dunes, fire and climate recorded in the holocene deposits of Québec». *Nature*, vol. 309, no 5968, p. 543-546.
- Filion, L., D. Saint-Laurent, M. Despôts et S. Payette. 1991. «The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 1, p. 201-208.
- Foster, D. R. et G. A. King. 1984. «Landscape features, vegetation and development history of a patterned fen in south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 72, p.115-143.
- Foster, D. R., H. E. Wright, M. Thelaus et G. A. King. 1988. «Bog development and landforms dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 76, p. 1164-1185.
- Frenzel, B. 1983. Mires – repositories of climatic information or self-perpetuating ecosystems? In *Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. General Studies. Ecosystems of the World 4A*. Gore, A.J.P. (édit.), Amsterdam, Pays-Bas : Elsevier. p. 34-65.
- Frolking, S., N. T. Roulet, T. R. Moore, P. J. H. Richard, M. Lavoie et S. D. Muller. 2001. «Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation». *Ecosystems*, vol. 4, p. 479-498.

- Gajewski, K., S. Payette et J. C. Ritchie. 1993. «Holocene vegetation history at the boreal forest-shrub tundra transition in northwestern Quebec». *Journal of Ecology*, vol. 81, no 433-443.
- Garneau, M. 1987. «Reconstitution paléocéologique d'une tourbière littorale de l'estuaire du Saint-Laurent: analyse macrofossile et sporopollinique». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 41, p. 109-125.
- Garneau, M. 1998. «Paléocéologie d'une tourbière littorale de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, L'Isle-Verte, Québec». *Commission géologique du Canada, Bulletin 514*, p. 1-61.
- Garneau, M., C. Henry, J. L. Banville et M.-È. Ferland. 2004. « Dynamique du carbone dans les tourbières boréales, campagne de terrain Baie James 2004 : données et classifications des sites ». Rapport interne, département de Géographie, UQÀM, Montréal, Québec, Canada.
- Garneau, M., M. Bernier, T. Moore, P.J.H. Richard, N. Roulet et collaborateurs : H. Asnong, V. Beaulieu-Audy, M. Collins, A.-M. Demers, N. Laterreur, L. Pelletier et J. Turunen (ordre alphabétique). 2005. « Understanding the Impact of Present and Past Climate Change on Boreal Peatlands and Related Carbon Dynamics ». Présentation par affiche, Biocap Canada's First National Conference, 2 et 3 février 2005, Ottawa, Ontario, Canada.
- Gauthier, R. 2003. *Écologie des tourbières boréales*, notes de cours non publiées en « Systématique des principaux végétaux des tourbières », Département de botanique, Université Laval, 133p.
- Gérardin, V. 1980. *L'inventaire du capital-nature du territoire de la Baie-James, les régions écologiques et la végétation des sols minéraux*, Tome 1: méthodologie et description. Service des études écologiques régionales, Environnement Canada, 398 p.
- GIEC. 2001. Bilan 2001 des changements climatiques : conséquences, adaptation et vulnérabilité. Contribution du Groupe de travail II au troisième rapport d'évaluation du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. Cambridge, Angleterre : Cambridge University Press, 101p.
- Glaser, P. H., B. C. S. Hansen, D. I. Siegel, A. S. Reeve et P. J. Morin. 2004a. «Rates, pathways and drivers for peatland development in the Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 1036-1053.
- Glaser, P. H., D. I. Siegel, A. S. Reeve, J. A. Janssens et D. R. Janecky. 2004b. «Tectonic drivers for vegetation patterning and landscape evolution in the Albany River region of the Hudson Bay Lowlands». *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 1054-1070.

- Glaser, P. H. et J. A. Janssens. 1986. «Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy». *Canadian Journal of Botany*, vol. 64, p. 395-415.
- Gorham, E. 1991. «Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable response to climatic warming». *Ecological Applications*, vol. 1, no 2, p. 182-195.
- Gorham, E. et J.A. Janssens. 1992. «Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters». *Acta societatis botanicorum poloniae*, vol. 61, no 1, p. 7-20.
- Grimm, E. C. 2004. Logiciel Tilia et TGview. Illinois State Museum, Research & Collection Center, Springfield, Illinois, USA.
- Grondin, P. et J. Ouzilleau. 1980. «Les tourbières du sud de la Jamésie, Québec». *Géographie physique et Quatenaire*, vol. 34, no 3, p. 267-299.
- Grosse-Brauckmann, G. 1972. «Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe». *Telma*, vol. 1 et 2, p. 34-55.
- Hardy, L. 1976. «Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James». Thèse de doctorat, Montréal, Québec, Canada : McGill University, 264 p.
- Hardy, L. 1977. « La déglaciation et le épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James ». *Géographie physique et Quatenaire*, vol. 31, no 3-4, p. 261-273.
- Heegaard, E., H. J. B. Birks et R. J. Telford. 2005. «Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression». *The Holocene*, vol. 15, no 4, p. 612-618.
- Hendon, D. et D. J. Charman. 1997. «The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat». *The Holocene*, vol. 7, p. 199-205.
- Hu, F. S. et R. B. Davis. 1995. «Postglacial development of a Maine bog and paleoenvironmental implications». *Canadian Journal of Botany*, vol. 73, p. 638-649.
- Hughes, P. D. M. et K. E. Barber. 2004. «Contrasting pathways to ombrotrophy in three raised bogs from Ireland and Cumbria, England». *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 65-77.
- Ingram, H. A. P. 1978. «Soil layers in mires: function and terminology». *Journal of Soil Science*, vol. 29, p. 224-227.

- Janssen, C. R. 1966. «Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous forests of northeastern Minnesota: A study in pollen dispersal». *Ecology*, vol. 47, p.804-825.
- Janssen, C. R. 1973. «Local and regional pollen deposition». In *Quaternary Plant Ecology*. Birks, H.J. et R.D. West (édit.), Oxford : Blackwell Synergy, p.31-42.
- Jonhson, L. C. et A. W. H. Damman. 1991. «Species controlled Sphagnum decay on a south Swedish raised bog». *Oikos*, vol. 61, p. 234-242.
- Kettles, I. M., M. Gameau et H. Jetté. 2000. « Macrofossils, pollen, and geochemical records of peatlands in the kinosheo lake and detour lake areas, northern Ontario ». *Geological Survey of Canada, Bulletin 545*, p. 1-24.
- Kilian, M. R., B. van Geel et J. van der Plicht. 2000. «C-14 AMS wiggle matching if raised bog deposits and models of peat accumulation». *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, no 1011-1033.
- Kilian, M. R., J. van der Plicht et B. van Geel. 1995. «Dating raised bogs - new aspects of AMS C-14 wiggle matching, a reservoir effect and climate change». *Quaternary Science Reviews*, vol. 14, p. 959-966.
- Korhola, A. 1994. «Radiocarbon evidence for rates of lateral expansion in raised mires in southern Finland». *Quaternary Research*, vol. 42, p. 299-307.
- Korhola, A. 1995. «Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data». *The Holocene*, vol. 5, no 1, p. 43-58.
- Korhola, A., J. Alm, K. Tolonen, J. Turunen et H. Jungner. 1996. «Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH<sub>4</sub> emission during nine millennia in a raised mire». *Journal of Quaternary Science*, vol. 11, no 2, p. 161-165.
- Kuhry, P. 1997. «The palaeoecology of a treed bog in western boreal Canada: a study based on microfossils, macrofossils and physico-chemical properties». *Review of Palaeobotany and Palynology*, p. 183-224.
- Kuhry, P., L. A. Halsey, S. E. Bayley et D. H. Vitt. 1992. «Peatland development in relation to holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, no 5, p. 1070-1090.
- Kuhry, P., B. J. Nicholson, D. L. Gignac, D. H. Vitt et S. E. Bayley. 1993. «Development of Sphagnum-dominated peatlands in boreal continental Canada». *Canadian Journal of Botany*, vol. 71, p. 10-22.
- Kuhry, P. et S. C. Zoltai. 1994. «Past climatic change and the development of peatlands: an introduction». *Journal of Paleolimnology*, vol. 12, p. 2.

- Kuhry, P. et D. H. Vitt. 1996. «Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition». *Ecology*, vol. 77, p. 271-275.
- Larouche, A. 1979. «Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique». Mémoire de maîtrise, Québec, Université Laval, 177p.
- Laterreur, N. 2005. «Utilisation du géoradar en hiver dans trois différentes tourbières localisées dans la région de la rivière La Grande (Baie James) ». Activité de synthèse non publiée, cours GEM 6000, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal.
- Lavoie, C. et D. Arseneault. 2001. «Late Holocene climate of the James Bay area, Québec, Canada, reconstructed using fossil beetles». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 33, no 1, p. 13-18.
- Lavoie, C. et L. Sirois. 1998. «Vegetation changes caused by recent fires in the northern boreal forest of eastern Canada». *Journal of Vegetation Science*, vol. 9, p. 483-492.
- Lavoie, C. et S. Payette. 1995. «Analyses macrofossiles d'une palse subarctique (Québec nordique)». *Canadian Journal of Botany*, vol. 73, p. 527-551.
- Lavoie, C., S. A. Elias et S. Payette. 1997. «Holocene fossil beetles from a treeline peatland in subarctic Québec». *Canadian Journal of Zoology*, vol. 75, p. 227-236.
- Lavoie, M. 2001a. «La paléohydrologie». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 371-385. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Lavoie, M. 2001b. «Analyse des microrestes végétaux: pollen». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 295-309. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Lavoie, M., A. C. Larouche et P. J. H. Richard. 1995. «Conditions du développement de la tourbière Farnham, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no 2, p. 305-316.
- Lavoie, M. et P. J. H. Richard. 2000a. «Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec): évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 54, no 2, p. 169-185.
- Lavoie, M. et P. J. H. Richard. 2000b. «The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec». *Canadian Journal of Botany*, vol. 78, p. 668-684.

- Litherland, A. E. et R. P. Beukens. 1995. «Radiocarbon dating by atom counting». In *Dating Methods for Quaternary Deposits*, N.W. Rutter and N.R. Catto édit., p. 117-123. St.John's: Geological Association of Canada.
- Lucas, R. E. et J. F. Davis. 1961. «Relationships between pH values of organic soils and availabilities of 12 plant nutrients». *Soil Science*, vol. 92, 177-182.
- Mackenzie, F. T. 1998. *Our changing planet. An Introduction to Earth System Science and Global Environmental Change*, 2e édition. Upper Saddle River: Prentice Hall, 486 p.
- Malmer, N. et E. Holm. 1984. «Variation in the C/N-quotient of peat in relation to decomposition rate and age determination with  $^{210}\text{Pb}$ ». *Oikos*, vol. 43, no 2, p. 171-182.
- Malmer, N. et B. Wallén. 2004. «Input rates, decay losses and accumulation rates of carbon in bogs during the last millenium: internal processes and environmental changes». *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 111-117.
- Marie-Victorin, Frère. 1995. *Flore Laurentienne*, Troisième édition. Montréal: Les Presses de l'Université de Montréal, 1093 p.
- Mauquoy, D. et K. E. Barber. 1999. «Evidence for climatic deteriorations associated with the decline of *Sphagnum imbricatum* Hornsch. ex Russ. in six ombrotrophic mires from northern England and the Scottish Borders». *The Holocene*, vol. 9, no 4, p. 423-437.
- Mauquoy, D., B. van Geel, M. Blaauw et J. van der Plicht. 2002a. «Evidence from northwest European bogs shows "Little Ice Age" climatic changes driven by variations in solar activity». *The Holocene*, vol. 12, no 1, p. 1-6.
- Mauquoy, D., T. Engelkes, M. H. M. Groot, F. Markesteijn, M. G. Oudejans, J. van der Plicht et B. van Geel. 2002b. «High-resolution records of late-Holocene climate change and carbon accumulation in two north-west European ombrotrophic peat bogs». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 186, p. 275-310.
- Mayewski, P. A., E. E. Rohling, J. C. Stager, W. Karlén, K. A. Maasch, D. L. Meeker, E. A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R. R. Schneider et E. J. Steig. 2004. «Holocene climate variability». *Quaternary Research*, vol. 62, p. 243-255.
- McAndrews, J. H., A. A. Berti et G. Noris. 1973. *Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region*, 61 p. p.

- Miousse, L., N. Bhiry et M. Lavoie. 2003. «Isolation and water-level fluctuations of lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada». *Quaternary Research*, vol. 60, p. 149-161.
- Moore, P. D., J. A. Webb et M. E. Collinson. 1991. *Pollen analysis*, Oxford : Blackwell Scientific, 216 p.
- Moore, T. R. 2001. «Les processus biogéochimiques liés au carbone». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, S. Payette et L. Rochefort, p. 183-197. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Moore, T. R., N. T. Roulet et J. M. Waddington. 1998. «Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of canadian peatlands». *Climatic Change*, vol. 40, p. 229-245.
- Muller, S. D. 2003. «Holocene development of a peatland (southern Québec): a spatio-temporal reconstruction based on pachymetry, sedimentology, microfossils and macrofossils». *The Holocene*, vol. 13, no 5, p. 649-664.
- NWWG (National Wetland Working Group). 1997. *The Canadian Wetland Classification System*. Waterloo, Canada: Wetlands Research Centre, University of Waterloo, 68 p.
- Ouellet, M. et P. Poulin. 1975. «Quelques aspects paléoécologiques de la tourbière et du lac Désaulniers et quelques spectres polliniques modernes du bassin de la Grande Rivière, baie James». *INRS-Eau, rapport scientifique*, no. 54, 48 p.
- Ovenden, L. 1988. «Holocene proxy-climate data from the canadian arctic». *Geological Survey of Canada*, vol. 88-22, p. 1-11.
- Ovenden, L. 1990. «Peat accumulation in northern Wetlands». *Quaternary Research*, vol. 33, p. 377-386.
- Parent, J. et P. J. H. Richard. 1990. *Taxons sporpolliniques du nord-est de l'Amérique du Nord*, Montréal : Laboratoire de Paléobiogéographie et de Palynologie, Département de Géographie, Université de Montréal, 59 p.
- Payette, S. 1984. «Peat inception and climatic change in northern Québec». In *Climatic Change on a Yearly to Millenial Basis*. N.-A. Möner et W. Karlén (édit.), D. Reidel publishing company, p. 173-179:.
- Payette, S. 1988. «Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession». *Ecology*, vol. 69, no 2, p. 516-531.

- Payette, S. 2001a. «Les principaux types de tourbières.». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador.*, S. Payette et L. Rochefort, p. 39-89. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Payette, S. 2001b. «Les processus et les formes périglaciaires.». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador.*, S. Payette et L. Rochefort, p. 199-239. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Payette, S. 2001c. «La stratigraphie.». In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador.*, S. Payette et L. Rochefort, p. 346-370. Québec: Les presses de l'Université Laval.
- Payette, S., C. Morneau, L. Sirois et M. Desponts. 1989. «Recent fire history of the northern Québec biomes». *Ecology*, vol. 70, p. 656-673.
- Payette, S. et L. Filion. 1993. «Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec». *Boreas*, vol. 22, p. 7-14.
- Payette, S. et R. Gagnon. 1985. «Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec». *Nature*, vol. 313, p. 570-572.
- Payette, S. et L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Sainte-Foy: Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Polach, H. A. 1976. «Radiocarbon dating as a research tool in archaeology - hopes and limitations». In *Symposium on scientific methods of research in the study of ancient Chinese Bronzes and South East Asian metal and other archaeological artifacts*, N. Barnard (édit.), Australian National University, Dept. Far Eastern History Pub.
- Richard, P. J. H. 1970. «Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec». *Naturaliste Canadien*, vol. 97, p. 1-34.
- Richard, P. J. H. 1974. «Présence de *Shepherdia canadensis* (L.) Nitt. Dans la région du Parc des Laurentides, Québec, au tardiglaciaire». *La Naturaliste canadien*, vol. 101, no 5, p.763-768.
- Richard, P. J. H. 1977. « Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique ». Québec : Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec (Publications et rapports divers), tome 1, xxiv + 312 p. ; tome 2, 142 p.
- Richard, P. J. H. 1979. «Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec». *Géographie physique et Quatenaire*, vol. 33, no 1, p. 93-112.

- Richard, P. J. H. 1982. «Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 36, no 1-2, p. 63-90.
- Richard, P. J. H. 1989. «Les patrons de colonisation végétale post-wisconsinienne au Québec-Labrador». In : *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, chap. 7, R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, p. 517-581.
- Richard, P. J. H. 1995. «Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP: essai». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 49, no 1, p. 117-140.
- Roulet, N. T., T. R. Moore, J. Bubier et P. Lafleur. 1992. «Northern fens: methane fluxes and climatic change». *Tellus*, vol. 44(B), p. 100-115.
- Sirois, L. 1997. «Distribution and dynamics of balsam fir (*Abies balsamea* [L.] Mill.) at its northern limit in the James Bay area». *Ecoscience*, vol. 4, p. 340-352.
- Sjörs, H. 1950. «On the relation between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters». *Oikos*, vol. 2, p. 241-259.
- Stuiver, M. et H. A. Polach. 1977. «Discussion: reporting of <sup>14</sup>C data». *Radiocarbon*, vol. 19, p. 355-363.
- Stuiver, M. et P. J. Reimer. 1993. «Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB radiocarbon calibration program». *Radiocarbon*, vol. 35, p. 215-230.
- Tarnocai, C., I. M. Kettles et B. Lacelle. 2000. *Peatlands of Canada*. Geological Survey of Canada, open file 3834 (échelle 1 : 6 500 000).
- Telford, R. J., E. Heegaard et H. J. B. Birks. 2004a. «The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age». *The Holocene*, vol. 14, no 2, p. 296-298.
- Telford, R. J., E. Heegaard et H. J. B. Birks. 2004b. «All age-depth models are wrong: but how badly?». *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, p. 1-5.
- Tolonen, K. 1987. «Natural history of raised bogs and forest vegetation in the Lammi area, southern Finland studied by stratigraphical methods». *Annales academiae scientiarum Fennicae*, série A 144, p. 5-46.
- Tolonen, K., P. Huttunen et H. Jungner. 1985. «Regeneration of two coastal raised bogs in eastern North America». *Annales academiae scientiarum Fennicae*, série A 139, p. 5-51.
- Tolonen, K., et J. Turunen. 1996. «Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change». *The Holocene*, vol. 6, no 2, p. 171-178.

- Tremblay, M. 2006. « La croissance de l'épinette noire (*Picea mariana* (MILL.) BSP) en milieux tourbeux, Jamésie, Québec nordique ». Thèse de doctorat : Université Laval, Québec, Canada.
- Troëls-Smith, J. 1955. «Characterization of unconsolidated sediments». *Danmarks Geologiske Undersogelse*, série 4, no 10, p. 37-73.
- Turunen, J. 2003. «Past and present carbon accumulation in undisturbed boreal and subarctic mires: a review». *Suo*, vol. 54, no 1, p. 15-28.
- Turunen, J., E. Tomppo, K. Tolonen et A. Reinikainen. 2002. «Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland - application to boreal and subarctic regions». *The Holocene*, vol. 12, no 1, p. 69-80.
- van Breemen, N. 1995. «How Sphagnum bogs down other plants». *Tree*, vol. 10, no 7, p. 270-275.
- van Geel, B. 1978. «A paleoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands». *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 25, p. 1-120.
- Vardy, S. R., B. G. Warner et R. Aravena. 1997. «Holocene climate effects on the development of a peatland on the Tuktoyatuk Peninsula, northwest territories». *Quaternary Research*, vol. 47, p. 90-104.
- Vardy, S. R., B. G. Warner, J. Turunen et R. Aravena. 2000. «Carbon accumulation in permafrost peatlands in the Northwest Territories and Nunavut, Canada». *The Holocene*, vol. 10, no 2, p. 273-280.
- Viau, A., K. Gajewski, P. Fines, D. E. Atkinson et M. Sawada. 2002. «Widespread evidence of 1 500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr». *Geology*, vol. 30, no 5, p. 455-458.
- Viau, A., K. Gajewski, M. Sawada et P. Fines. Sous presse. «Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene». *Journal of Geophysical Research (Atmosphere)*.
- Vincent, J.-S. 1977. *Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande rivière, Québec*. Commission Géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.
- Vincent, J.-S. et L. Hardy. 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire Québécois. *Géographie physique et Quaternaire*. vol. 31, no 3-4, p. 357-372.

- Vitt, D. H., L. A. Halsey, I. E. Bauer et C. Campbell. 2000. «Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 683-693.
- Waddington, J. M. et N. T. Roulet. 1996. «Atmosphere-wetland carbon exchanges: scale dependency of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange on the developmental topography of a peatland». *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 10, no 2, p. 233-245.
- Waddington, J. M., T. J. Griffis, et W. R. Rouse. 1998. «Northern Canadian Wetlands: Net Ecosystem CO<sub>2</sub> exchange and climatic change». *Climatic Change*, vol. 40, p.267-275.
- Walker, D. et P. M. Walker. 1961. «Stratigraphic evidence of regeneration in some Irish bogs». *Journal of Ecology*, vol. 49, p.169-185.
- Warner, B. G., et D. J. Charman. 1994. «Holocene changes on a peatland in northwest Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis». *Boreas*, vol. 23, p. 271-279.
- Waughman, G. J. et D. J. Bellamy. 1980. «Nitrogen fixation and the nitrogen balance in peatland ecosystems». *Ecology*, vol. 61, p.1185-1198.
- Wheeler, B. D. et C. F. Proctor. 2000. «Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires». *Journal of Ecology*, vol. 88, p. 187-203.
- Whiting, G. J. et J. P. Chanton. 2001. «Greenhouse carbon balance of wetlands: methane emission versus carbon sequestration». *Tellus*, vol. 53B, p. 521-528.
- Wright, H. E. Jr., B. A. Coffin et N. E. Aaseng, (édit.) 1992. *The patterned peatlands of Minnesota*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 327 p.
- Yu, Z., I. D. Campbell, C. Campbell, D. H. Vitt, G. C. Bond et M. J. Apps. 2003a. «Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales». *The Holocene*, vol. 13, no 6.
- Yu, Z., D. H. Vitt, I. D. Campbell et M. J. Apps. 2003b. «Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada». *Canadian Journal of Botany*, vol. 81, p. 267-282.
- Zarnovican, R. et J.-L. Bélair. 1979. *Les tourbières de la Baie James: la végétation et les sols*. Coll. «Série de la classification écologique du territoire», no 9, 37p.

- Zoltai, S. C. et C. Tamocai. 1975. «Perennially frozen peatlands in the western arctic and subarctic of Canada». *Canadian Journal Earth Science*, vol. 12, p. 28-43.
- Zoltai, S. C., et D. H. Vitt. 1990. «Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada». *Quaternary Research*, vol. 33, p. 231-240.