

Université de Montréal

Végétation et changements hydrologiques postglaciaires dans la région de
LG2 (Jamésie), par l'étude des sédiments d'un lac

Par
Marie-Eve Ferland

Département de géographie
Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté à la faculté des études supérieures
En vue de l'obtention du grade de maîtrise en sciences
en géographie physique

Mars 2007

© Marie-Eve Ferland, 2007



U
59
U54
2007
V.005



AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :

Végétation et changements hydrologiques postglaciaires dans la région de
LG2 (Jamésie), par l'étude des sédiments d'un lac

présenté par :
Marie-Eve Ferland

A été examiné par un jury composé des personnes suivantes :

Laël Parrott

.....
Président-rapporteur

Pierre J.H. Richard

.....
Directeur de recherche

Pierre Gangloff

.....
Membre du jury

Résumé

Déterminer les conditions paléoclimatiques d'accumulation du carbone dans les tourbières jamésiennes et préciser l'histoire postglaciaire de la végétation régionale sont les objectifs de cette recherche. Les sédiments d'une tourbière et d'un lac de la région de la Grande rivière dans le secteur de Radisson (53°33'O 77°39'N) ont été comparés. Quatre carottes du lac de LG2 ont été prélevées afin caractériser sous quelles conditions hydroclimatiques la région a évolué. Les conditions paléohydriques régionales ont été déduites à partir de quatre indicateurs : le taux d'accumulation sédimentaire, les changements de composition organique (perte au feu et teneur en matière organique), le pollen et les macrofossiles végétaux. Deux hiatus sédimentaires dans les carottes latérales ont été associés à des périodes de bas niveau d'eau entre 6600 ans cal. BP et 2000 ans cal. BP., ce qui est soutenu par une augmentation de la présence macrofossile autant dans le profil central que dans le profil latéral #1. L'influence de l'hypsithermal engendrant une période plus chaude et sèche a eu pour conséquences de favoriser le début de l'entourbement dans la région. Le refroidissement Néoglaaciaire a été enregistré par la baisse du taux d'accumulation sédimentaire de la butte de la tourbière et par l'arrivée du *Pinus banksiana* dans la région depuis 4500 ans cal. BP. La comparaison des diagrammes sporopolliniques a pu circonscrire l'influence des taxons locaux dans la tourbière : les cypéracées et les éricacées sont les taxons tourbicoles locaux qui perturbent le plus le signal pollinique régional dans la tourbière de LG2. Une période de toundra herbeuse à *Populus* a suivi la déglaciation pour laisser place à une pessière ouverte où le pin gris devient plus présent depuis 4500 ans cal. BP. La comparaison des influx polliniques régionaux entre les deux sites a permis de déterminer que les apports fluviaux sont 6,7 fois plus importants que les apports éoliens dans le lac et que la focalisation pollinique y est très active.

Mots clés : Baie de James, carbone, tourbière, lac, paléohydrologie, pollen, végétation postglaciaire

Abstract

The aim of this study is to determine the hydroclimatic conditions of carbon accumulation in peatlands of the James Bay area and to specify the post-glacial history of the regional vegetation. The sediments of a peat bog and of a lake of the region of La Grande river near Radisson (53°33'W 77°39'N) were compared. Four cores from a lake near LG2 were analysed to detect paleohydrological changes. Four kinds of indicators revealed possible changes in water levels: accumulation rate of sediment, estimation of organic content (with loss on ignition and organic matter content), pollen and macrofossil analyses. Two discontinuities in sediment accumulation of lateral cores were found between 6600 years cal. BP and 2000 years cal. BP and those were associated to water level changes. This hypothesis was confirmed by the changes in macrofossils. The influence of the Hypsithermal period, with warmer and drier climate had one consequence: the beginning of peat accumulation in the region of LG2. The Neoglacial cooling was recorded by two main phenomenons: the reduction of the peat accumulation rate in a core under a hummocky area of the peatland and the arrival of *Pinus banksiana* after 4500 years cal. BP. Comparison of pollen diagram permit quantification of the influence of local species: Cyperaceae and Ericaceae were the pollen types that affected the regional pollen input in the peatland. Vegetation history reveals that an herbaceous tundra with *Populus* appears after the Tyrell sea retreat and an open *Picea* forest took place where *Pinus banksiana* became more dominant after 4500 years cal. BP. The comparison of pollen deposition (pollen influx) between the two sites allowed determining that fluvial inputs of pollen is 6,7 times more important than aeolian inputs and the pollen focusing is very active in the lake of LG2.

Key words: James Bay, carbon, peatland, lake, palaeohydrology, pollen, vegetation history

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	i
Abstract	ii
Table des matières	iii
Liste des tableaux	vi
Liste des figures	vii
Liste des abréviations	xi
Dédicace	xii
Remerciements	xiii
Chapitre 1. Introduction: le contexte de la recherche	1
Chapitre 2. Site d'étude et contexte géographique régional	10
Chapitre 3. Méthodologie, méthodes et techniques	27
3.1. Modèle de sédimentation lacustre et analyse séquentielle	29
3.2. Conditions d'un changement de niveau d'eau d'un lac	36
3.2.1. Les divergences et les convergences	40
3.2.2. Les causes et les grandes tendances	42
3.3. Comparaison palynologique entre lac et tourbière	43
3.4. Description des méthodes	46
3.4.1. Échantillonnage	46
3.4.2. Sédimentologie	48
3.4.3. Chronologie	50
3.4.4. Analyse sporopollinique	51
3.4.5 Analyse macrofossile	54
Chapitre 4. Résultats	56
4.1. Chronologie et sédiments	56
4.1.1. Chronologie	56
4.1.2. Nature des sédiments	63
4.2. Végétation tourbicole postglaciaire	67
4.3. Végétation holocène régionale	71

4.3.1. Enregistrement pollinique du lac de LG2 _____	71
4.3.2. Comparaison des diagrammes du lac et de la tourbière ____	74
4.3.3. Analyse pollinique des carottes lacustres _____	76
4.4. Détection des changements de niveau d'eau du lac de LG2 _____	81
4.4.1. Caractérisation des sédiments de surface _____	81
4.4.2. Analyse sédimentologique des carottes lacustres _____	83
4.4.3. Analyse macrofossile des carottes lacustres _____	89
Chapitre 5. Interprétation et discussion _____	95
5.1. Comparaison du lac et de la tourbière _____	95
5.1.1. Sources de pollen _____	95
5.1.2. Input pollinique _____	97
5.1.3. Comparaison des diagrammes de la tourbière et du lac de LG2 _____	99
5.1.4. Comparaison des taux d'accumulation sédimentaires ____	106
5.2. Détection des changements de niveau d'eau _____	108
5.2.1. Sédimentologie _____	108
5.2.2. Indicateurs polliniques _____	114
5.2.3. Indicateurs macrofossiles _____	121
5.2.4. Comparaison avec d'autres sites _____	122
5.3 Dynamique postglaciaire de la végétation régionale _____	127
5.3.1. Dynamique lacustre _____	127
5.3.2. Les taxons locaux et dynamique régionale de la tourbière _____	131
5.3.3. Input régional de la tourbière de LG 2 _____	135
5.3.4. Influence des taxons riverains dans le lac _____	135
5.4. Dynamique postglaciaire de la végétation tourbicole _____	138
5.5 Conditions générales d'accumulation du carbone dans la région de LG2 _____	140

Chapitre 6. Conclusion	144
Références	147
Annexes	en pochette

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Estimé des taux de stockage de carbone à long terme des tourbières nordiques _____	3
Tableau 1.2	Flux de carbone des tourbières boréales et subarctiques et stock de carbone en Petagrammes _____	4
Tableau 1.3	Importance des tourbières dans le cycle du carbone _____	5
Tableau 2.1	Principaux caractères des sédiments et contenu pollinique des sites de Richard (1979) _____	22
Tableau 4.1	Datation ^{14}C sur les sédiments du lac LG2_04 _____	57
Tableau 4.2	Datation ^{14}C de la tourbière de LG2 _____	58

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Bilan annuel et bilan saisonnier de carbone dans la tourbière de Mer Bleue _____	6
Figure 2.1 Région à l'étude et localisation des sites étudiés dans ce mémoire (sigles LG2), et des diagrammes polliniques dressés par Richard _____	10
Figure 2.2 Localisation respective du lac LG2_04 et de la tourbière de LG2 ____	11
Figure 2.3 Bassin versant du lac LG2_04 montrant les deux affluents et l'exutoire vers le lac Desaulniers _____	12
Figure 2.4 Photographie du lac LG2_04 en direction sud-ouest _____	13
Figure 2.5 Photographie du fen riverain localisé du côté sud-ouest du lac de LG2 près de l'affluent _____	13
Figure 2.6 Affluent nord-est du lac photographié à son embouchure vers le sud-est _____	14
Figure 2.7 Exutoire du lac, localisé du côté sud-est _____	14
Figure 2.8 Photo aérienne centrée sur le lac LG2_04 _____	16
Figure 2.9 Pachymétrie sédimentaire dans le lac LG2_04 et localisation des carottes étudiées _____	16
Figure 2.10 Photographie aérienne de la tourbière de LG2 _____	18
Figure 2.11 Zones d'assemblages polliniques de quatre des sites jamésiens ____	23
Figure 3.1 Modèle d'accumulation sédimentaire selon la forme du bassin lacustre _____	30
Figure 3.2 Profondeurs d'eau associées à la croissance de certaines espèces et profondeurs d'eau où elles ont été retrouvées _____	35
Figure 3.3 Exemples de reconstitutions postglaciaires du des lacs du Québec, du Maine et du Massachussetts _____	39
Figure 3.4 Changements de niveaux d'eau du Québec _____	40
Figure 3.5 Échantillonnage à la Benne Eckman _____	47

Figure 3.6 Échantillons de surface récoltés à la Benne Eckman	47
Figure 4.1 Modèle d'âge de la carotte centrale du lac de LG2, de la dépression de la tourbière et de la butte de la tourbière	59
Figure 4.2 Taux d'accumulation sédimentaire du lac de LG2, de la tourbière de LG2 (dépression) et de la tourbière de LG2 (butte)	61
Figure 4.3 Carte de la profondeur d'eau dans le lac, de la profondeur du bassin au refus et de la profondeur du bassin au début de l'accumulation organique	64
Figure 4.4 Diagramme sporopollinique résumé de la tourbière de LG2 (dépression)	69
Figure 4.5 Diagramme sporopollinique résumé de la tourbière de LG2 (butte)	70
Figure 4.6 Diagramme sporopollinique résumé du profil central du lac de LG2	72
Figure 4.7 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #1 du lac de LG2	77
Figure 4.8 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #2 du lac de LG2	78
Figure 4.9 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #3 du lac de LG2	80
Figure 4.11 Représentation macrofossile des 21 échantillons de surface	82
Figure 4.12 Perte au feu (PAF) lissée sur 3 valeurs des quatre carottes lacustres selon la profondeur	85
Figure 4.13 Teneur en matière organique (MO) lissée sur 3 valeurs des quatre carottes lacustres selon la profondeur	86
Figure 4.14 Teneur en résidu des quatre carottes lacustres selon la profondeur	88
Figure 4.15 Diagramme macrofossile de la carotte centrale du lac de LG2	91
Figure 4.16 Diagramme macrofossile de la carotte latérale #1 du lac de LG2	93

Figure 4.17 Diagramme macrofossile de la carotte latérale #2 du lac de LG2	94
Figure 5.1 Modèle de l'évolution de la concentration pollinique sous l'hypothèse d'un input pollinique régional constant	96
Figure 5.2 Concentration et influx pollinique en fonction de l'âge dans le lac de LG2	97
Figure 5.3 Concentration et influx pollinique en fonction de l'âge sous la dépression et sous la butte de la tourbière de LG2	98
Figure 5.4 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte centrale du lac de LG2 selon l'âge	103
Figure 5.5 Diagramme sporopollinique résumé de la dépression de la tourbière de LG2 selon l'âge	104
Figure 5.6 Diagramme sporopollinique résumé de la butte de la tourbière de LG2 selon l'âge	105
Figure 5.7 Taux d'accumulation sédimentaire selon l'âge du lac de LG2, de la butte et de la dépression de la tourbière de LG2	106
Figure 5.8 Sédimentologie des carottes lacustres comparées	109
Figure 5.9 PAF à 600°C et teneur en MO selon les modèles d'âge estimés dans le lac	111
Figure 5.10 Découpage des PAF à 600 °C selon les tendances majeures de la carotte centrale pour la carotte latérale #3, centrale, latérale #1 et latérale #2	112
Figure 5.11 Découpage des teneurs en MO selon les tendances majeures de la carotte centrale pour la carotte latérale #3, centrale, latérale #1 et latérale #2	112
Figure 5.12 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #1 du lac de LG2 selon l'âge	116

Figure 5.13 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #2 du lac de LG2 selon l'âge _____	117
Figure 5.14 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #3 du lac de LG2 selon l'âge _____	118
Figure 5.15 Concentration pollinique selon la profondeur de la carotte latérale #3, la centrale, la latérale #1 et la latérale #2 _____	120
Figure 5.16 Influx pollinique selon la profondeur de la carotte latérale #3, la centrale, la latérale #1 et la latérale #2 _____	120
Figure 5.17. Correspondance chronostratigraphique des carottes _____	126
Figure 5.18 Diagramme sporopollinique sous la dépression de la tourbière de LG2 où le pollen de <i>Picea mariana</i> , <i>Larix</i> , <i>Betula</i> , Ericaceae et Cyperaceae fut retiré de la somme pollinique _____	133
Figure 5.19 Diagramme sporopollinique sous la dépression de la tourbière de LG2 où le pollen d'Ericaceae et Cyperaceae fut retiré de la somme pollinique _____	134
Figure 5.20 Diagramme sporopollinique de la carotte centrale du lac de LG2 sans <i>Picea mariana</i> , <i>Larix laricina</i> , <i>Betula</i> , <i>Salix</i> , <i>Alnus incana</i> , Cyperaceae, Ericaceae, <i>Myrica gale</i> , et Poaceae _____	136
Figure 5.21 Diagramme sporopollinique de la carotte centrale du lac de LG2 sans <i>Salix</i> , <i>Alnus incana</i> , Cyperaceae, Ericaceae, <i>Myrica gale</i> , et Poaceae _____	137
Figure 5.22 Accumulation de carbone sous la butte et la dépression de la tourbière de LG2 et dans le lac de LG2 _____	141

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abréviations dans le texte :

BP : avant l'actuel (*Before Present*)

cal. : étalonnées

cf. : fait référence à

CP : concentration pollinique

PAF : perte au feu

Pg : Petagramme

PPN : production primaire nette

sp. : espèce (*species*)

SP : somme pollinique

TAC : taux d'accumulation du carbone

TAS : taux d'accumulation sédimentaire

TAT : taux d'accumulation de la tourbe

TAP : Taux d'accumulation pollinique

ZAP : Zone d'assemblage pollinique

Abréviations des pièces macrofossiles végétales et animales présentées :

ath : anthère

fru : fruit

bog : bourgeon

gem : gemmule

boi : bois

gra : graine

bra : bractée

meg : megaspore

brf : bractée femelle

mes : mésoblaste

cac : coussinet d'aiguille de conifère

oosp : oospore

col : colonie

rac : racine

com : cône mâle

ram : rameau

ecf : écaille de cône femelle

rhi : rhizome

ecm : écaille de cône femelle

scl : sclérote

ecr : écorce

sta : statoblaste

eph : ephippia

tif : tige feuillée

feu : feuille

tig : tige

ffeu : fragment de feuille

var. : variété

fgra : fragment de graine

*Je dédie ce mémoire à mon père,
le plus courageux des hommes.
Tu es un exemple et merci
pour ta force dans la tempête.*

REMERCIEMENTS

Ce projet n'aurait jamais été possible sans le soutien de mon directeur Pierre J.H. Richard, grâce à Nicole Morasse, Hans Asnong, Alayn Larouche, Danielle Leprêtre, Michelle Garneau, Véronique Beaulieu-Audy et Hydro-Québec.

À vous mes copains de laboratoire mille mercis.

Et finalement merci à ma famille pour son soutien durant cette aventure.

Chapitre 1. Introduction : le contexte de la recherche

Les gaz à effet de serre tels que le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄) sont au centre des préoccupations sur les changements climatiques. Les tourbières boréales contribuent au cycle du carbone en fixant le CO₂ ou en émettant ces deux gaz (Gorham, 1991; Roulet, 2001; Blodau, 2002; Roulet *et al.*, 2007). Durant l'Holocène, les tourbières nordiques auraient stocké entre 200 et 455 Pg de carbone (Gorham, 1991; Kurhy et Zoltaï, 1994) mais Turunen (2002) estime que ce stock se situe plutôt entre 270 et 370 Pg de C. La reconnaissance des impacts possibles des changements climatiques projetés particulièrement dans les régions arctiques et subarctiques justifie l'intérêt porté à la dynamique du carbone dans les tourbières boréales (Kurhy et Zoltaï, 1994; Turunen, 2003).

Toutes les tourbières de l'hémisphère Nord ont par définition accumulé de la tourbe (donc du carbone) depuis le retrait des glaces. Mais à quel taux? Avec quelle régularité? Sous quelles conditions climatiques? Ces aspects de la dynamique du carbone dans les tourbières sont de mieux en mieux compris à l'échelle des variations intra-annuelles et inter-annuelles, mais pour de courtes périodes de temps (Blodau, 2002; Roulet *et al.*, 2007). Si les données portant sur le long-terme se multiplient à l'échelle de l'Holarctique (Korhola *et al.*, 1996; Mäkilä, 1997; Korhola *et al.*, 2000; Turunen, 2002; Turunen, 2003; Turunen *et al.*, 2004), les changements postglaciaires des taux d'accumulation de la tourbe pour les divers types de tourbières du Québec sont encore trop peu connus (Payette, 1988; Lavoie, 1998; Payette et Rocherfort, 2001; Beaulieu-Audy, 2006). C'est notamment le cas de la Jamésie où les tourbières peuvent couvrir plus de 50% du territoire, notamment dans les basses terres de la baie de James (Couillard et Grondin, 1986). De plus, la connaissance des conditions climatiques ayant présidé à l'accumulation postglaciaire de la tourbe est, elle aussi, fragmentaire à l'échelle québécoise. Quelques rares travaux tentent de reconstituer à petite échelle les conditions climatiques holocènes à l'aide de fonctions de transfert (Kerwin *et al.*, 2004), et des modèles de la réaction

générale des tourbières face aux changements climatiques anticipés sont développés (Kettles et Tarnocai, 1999). Ces derniers prédisent des impacts sévères sur l'émission de carbone par les tourbières boréales, surtout au sud-ouest et à l'ouest de la Baie d'Hudson ainsi qu'à l'ouest de la Baie de James; mais paradoxalement très peu d'impact en Jamésie québécoise. L'analyse de Kettles et Tarnocai (1999) ne porte toutefois pas sur le fonctionnement même des écosystèmes tourbigènes; ils utilisent plutôt les liens qui unissent présumément les écorégions actuelles et le climat, d'une part, et la répartition des sols organiques par écorégion au Canada d'autre part. D'autres travaux, essentiellement qualitatifs, déduisent les conditions climatiques ayant régi l'accumulation de la tourbe au Québec en reconstituant les changements du niveau d'eau des lacs (Lavoie, 1998; Lavoie et Richard, 2000b; Muller, 2001).

Le stockage de carbone dans les tourbières boréales fut plusieurs fois évalué à l'échelle mondiale. Récemment, Turunen (2003) a proposé une synthèse du taux d'accumulation annuel de carbone pour divers pays et pour divers types de tourbières de l'hémisphère Nord (tableau 1.1). Parmi les études examinées, quatre livrent une gamme des valeurs mesurées dans divers sites de la région considérée. La valeur minimale fut trouvée au Canada (Turunen et Turunen, 2003) tandis que les valeurs les plus élevées proviennent de tourbières de Suède (Malmer et Wallén, 1996) ou de l'ouest canadien (Ovenden, 1990). Les tourbières ombrotrophes sont les plus grandes accumulatrices de carbone, et les taux les plus bas furent enregistrés dans des fens oligotrophes et mésotrophes (Turunen *et al.*, 2002; Turunen, 2003). Le tableau 1.1 montre que les taux d'accumulation de carbone proposés par Beaulieu-Audy (2006) pour la région de la rivière La Grande, en Jamésie, s'inscrivent bien dans le patron général de l'Amérique du Nord, et sont assez proches des valeurs associées aux bogs en Eurasie.

Tableau 1.1 Estimés des taux de stockage de carbone à long terme des tourbières nordiques

Région	Type de tourbière	Taux d'accumulation de carbone (g C m ⁻² an ⁻¹)	Référence
Amérique du Nord			
États-Unis	bogs	22,9	Tolonen <i>et al.</i> (1988)
Canada	-	10-35	Ovenden (1990)
Canada	bogs et fens	29,0	Gorham (1991)
Canada	bogs	25,6	Kuhry <i>et al.</i> (1992)
Canada	bogs	20,2	Kurhy et Vitt (1996)
Canada	bogs	17,6	Robinson et Moore (1999)
	fens	17,0	
Canada	bogs, fens arboréens	19,4	Vitt <i>et al.</i> (2000)
Canada	bogs	20,9	Turunen <i>et al.</i> (non publié)
Canada	bogs	6,3	Turunen et Turunen (2003)
LG2 (Radisson)	bog	23	Beaulieu-Audy (2006)
LG3 (Sakami)	bog	22	Beaulieu-Audy (2006)
Asie et Europe			
Russie	bogs	31,4	Botch <i>et al.</i> (1995)
Russie	bogs	17,2	Turunen <i>et al.</i> (2001)
Russie	fens et bogs	13,0	Oksanen <i>et al.</i> (2001)
Suède	fens	16,0	Klarqvist (2001)
Finlande	bogs	24,0	Tolonen et Turunen (1996)
	fens	15,1	
Finlande	bogs	16,7 – 22,3	Mäkila (1997)
Finlande	bogs	10,2	Pitkänen <i>et al.</i> (1999)
Finlande	bogs	20,8	Turunen <i>et al.</i> (2002)
	fens	16,9	
Suède	bogs	36-45	Malmer et Wallén (1996)

Modifié de Turunen, 2003.

Les stocks totaux de carbone des tourbières nordiques ont été estimés par Gorham (1991), incluant aussi les flux annuels (tableau 1.2). Les tourbières non drainées de l'hémisphère Nord occuperaient une superficie approximative de $3,30 \times 10^{12} \text{ m}^2$. Pour cette superficie, le carbone accumulé annuellement dans la tourbe équivaut à 0,096 Pg. Une première estimation des flux de méthane provenant des tourbières est établie à 0,046 Pg/an et le dépôt de tourbe depuis la période postglaciaire totaliserait, d'après cet auteur, 455 Pg de carbone dans les tourbières boréales et subarctiques. Cette estimation, on l'a vu, est jugée trop élevée par Turunen *et al.*, (2002). Les données n'en montrent pas moins l'importance des flux et des stocks de carbone dans les tourbières boréales.

Tableau 1.2 Flux de carbone des tourbières boréales et subarctiques et stock de carbone en Petagrammes (Pg= 10^{15} g)

Tourbières non drainées (Aire $3,30 \times 10^{12} \text{ m}^2$)	Flux de carbone (Pg/an)
Carbone organique accumulé dans la tourbe	
Total	0,096
Actuel	0,076
Émission en CH ₄ dans l'atmosphère	0,046
Somme de tous les genres de tourbières (Aire= $3.42 \times 10^{12} \text{ m}^2$)	Stock de C en Pg
Dépôt de tourbe depuis la période postglaciaire	455

Tiré de Gorham, 1991.

L'importance des tourbières dans le cycle du carbone est non-négligeable. Dans le tableau 1.3, malgré leur faible production primaire nette (PPN) comparée à celle d'autres formations végétales (1 Gt/an), les tourbières représentent 20 % des émissions de carbone à partir des sols, à l'échelle de la planète, soient 450 Gt/an (Schlesinger, 1997). Les tourbières émettent également 37 Tg/an de méthane par année, soit 7% des émissions annuelles de méthane (Fung *et al.*, 1991).

Tableau 1.3 Importance des tourbières dans le cycle du carbone

Carbone			Méthane	
	PPN (Gt/an)	Sols (Gt/an)	Tg/an	
Forêt tropicale	20,4	255	Milieus humides tropicaux	85
Forêt tempérée	6,7	142	Tourbières	37
Forêt boréale	4,3	179	Termites	22
Savane	4,7	59	Océans	9
Prairie	2	56	Eaux douces	2
Forêts claires (<i>woodlands</i>)	2,2	173	Hydrates	5
Toundra / milieu alpin	0,5	173	Fermentation	85
Désert	0,6	104	Rizières	107
Agriculture	4,1	178	Brûlis	59
Tourbières	1	450	Enfouissement	43
Total	46,5	1769	Mines de charbon	37
			Gaz naturel	48
			Total	540

Sources : Schlesinger (1997); Fung *et al.* (1991).

La contribution des tourbières au cycle du carbone passe par les émissions de carbone. Ces émissions se font sous trois formes : le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄) et le carbone organique dissout (COD). L'émission annuelle de carbone des tourbières nordiques dans l'atmosphère sous forme de CO₂ est de 0,1 à 0,5 Pg an⁻¹ et l'émission de méthane s'établit entre 10 et 25 Tg an⁻¹ (Roulet *et al.*, 2007). Une étude approfondie échelonnée sur 6 ans des échanges de carbone dans le bog de Mer Bleue, en Ontario, a permis de mesurer la variation inter-annuelle et saisonnière des échanges de carbone (figure 1.1 et figure 1.2).

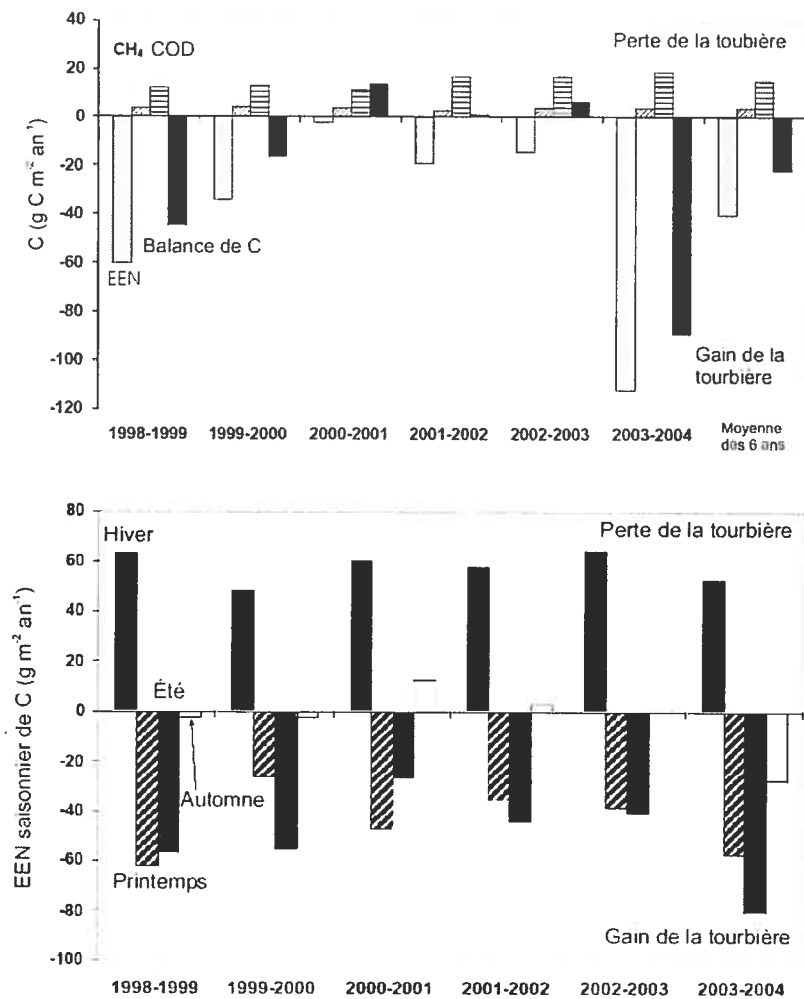


Figure 1.1 Bilan annuel (en haut) et bilan saisonnier de carbone (en bas) dans la tourbière de Mer Bleue. D'après Roulet *et al.* (2007).

Les éléments du bilan annuel de carbone varient énormément d'une année à l'autre (figure 1.1 : haut) et l'échange écosystémique net (ÉÉN) de carbone est très différent d'une saison à l'autre, et change aussi d'une année à l'autre (figure 1.1 : bas). L'ÉÉN oscille entre 3 et 115 g C m⁻² an⁻¹. Les émissions de méthane varient peu, tandis que les exportations de carbone organique dissout (COD) vont de 10 à 20 g C m⁻² an⁻¹. Le bilan annuel de carbone diffère totalement d'une année à l'autre, étant principalement influencé par l'ÉÉN. La tourbière de Mer Bleue fut un puits de carbone entre 1998 et 2000 ; elle fut une source de carbone entre 2000 et 2003 et en 2003-2004, un gain important de carbone a été enregistré. Par ailleurs l'ÉÉN saisonnier (figure 1.1 : bas) montre

une perte hivernale marquée de carbone à tous les ans; les gains printaniers et estivaux varient d'une année à l'autre et l'ÉÉN automnal représente parfois un gain, parfois une perte de carbone pour la tourbière. Ces variabilités soulignent l'importance des facteurs agissant sur l'accumulation du carbone notamment les conditions climatiques (chaleur estivale, couvert de neige hivernal). Il a donc été démontré que les variations climatiques saisonnières influencent l'échange écosystémique de carbone. Si l'échange écosystémique de carbone est fortement variable d'une année sur l'autre dans les tourbières, il reste qu'il fut manifestement positif sur le long terme. Considérant qu'un centimètre de tourbe représente le plus souvent de 10 à 50 années, ces variations inter-annuelles seront totalement masquées dans les études paléo-environnementales. Seules les tendances à long terme des changements du taux d'accumulation sédimentaire (ou de carbone) peuvent éventuellement être confrontées aux reconstitutions paléoécologiques, botaniques et climatiques, issues de l'étude de la tourbe accumulée dans les tourbières.

Les divers modèles du fonctionnement des tourbières identifient tous l'eau comme l'élément essentiel qui régit l'évolution des tourbières (Clymo, 1984; Gorham, 1991; Alm *et al.*, 1999; Clymo *et al.*, 1998; Hilbert *et al.*, 2000; Frolking *et al.* 2001; Roulet, 2000; Gorham, 2003; Chambers et Charman, 2004; Roulet *et al.*, 2007). L'apport en eau dans les tourbières est effectivement au centre du processus d'accumulation et de décomposition de la tourbe; un abaissement du niveau de la nappe phréatique engendre généralement une augmentation du taux de décomposition de la tourbe et, par conséquent, favorise l'émission de CO₂ et de méthane (Gorham, 1991).

Des changements dans les précipitations d'une région (pluie ou neige) peuvent affecter le bilan d'émission et d'accumulation de carbone dans les tourbières. Les conditions hydrologiques conditionnant l'accumulation de la tourbe (ou du carbone) sont ainsi principalement contrôlées par le climat (facteur allogène) mais elles sont aussi générées localement, par le développement des tourbières

elles-mêmes (facteur autogène), tant à l'échelle du système qu'à celle des biotopes (Payette et Rochefort, 2001; Beaulieu-Audy, 2006).

Le statut hydrologique local est inscrit dans le type même de la tourbe accumulée, et révélé par les microfossiles préservés dans les couches successives de tourbe (degré d'humification, type de plantes, type de mousses, microfaune thécamoebienne). Les précipitations, même hivernales, contrôlent donc ultimement le bilan hydrique général et le bilan du carbone des tourbières (Roulet *et al.*, 2007); les changements dans la quantité et le régime des précipitations, soutenus à long terme, devraient induire des changements dans le taux net d'accumulation de la tourbe (Clymo, 1998; Hilbert *et al.*, 2000).

Toutefois, l'importance relative des facteurs autogènes (locaux) et des facteurs allogènes (climatiques) sur l'accumulation de la tourbe n'est pas toujours facile à déterminer à partir de l'étude de la tourbe elle-même (Payette, 1988 ; Barber, 1994; Lavoie et Richard, 2000a; 2000b). La reconstitution des changements des précipitations régionales par l'étude d'un lac, système différent, serait donc en principe utile pour examiner la réponse éventuelle des tourbières aux éventuelles variations du climat.

Dans la présente étude, nous cherchons spécifiquement à déterminer si une telle reconstitution du climat hydrique est possible par la détermination des éventuels changements du niveau d'eau d'un petit lac de la Radissonie (une région de la Jamésie; figure 2.1 : chapitre 2). La compréhension des conditions hydroclimatiques sous lesquelles le carbone s'est accumulé dans les tourbières de la Radissonie depuis le retrait des glaces est donc le point central de cette recherche.

Deux objectifs principaux sont visés :

d'abord la détection de changements des niveaux lacustres en Radissonie possiblement induits par un changement du climat régional ;

ensuite la caractérisation de l'input pollinique régional qui, en comparant les assemblages polliniques distaux (*sensu* Comtois, 1979; 1983) d'un lac et d'une

tourbière voisine de la région de LG2, permettrait en principe une reconstitution plus fidèle de la dynamique holocène de la végétation régionale d'une part, et de la dynamique de la végétation locale des tourbières d'autre part.

Les **hypothèses** suivantes, ont conséquemment guidé nos recherches :

- 1) la comparaison des données polliniques d'une tourbière et d'un lac voisins permettent :
 - a) de préciser la dynamique postglaciaire de la végétation tourbicole;
 - b) de distinguer l'input éolien régional de l'input fluvial
 - c) de préciser la dynamique postglaciaire de la végétation régionale par l'évaluation des distorsions induites par le dépôt, le redépôt et la focalisation du pollen dans un lac, par rapport aux retombées polliniques immuables enregistrées dans les couches d'une tourbière;
- 2) les méthodes mises en œuvre dans notre étude permettent effectivement la reconstitution des changements du niveau d'eau d'un lac, dans le contexte radissonien;
- 3) les changements du niveau d'eau permettent de quantifier ou d'estimer les conditions climatiques régionales ayant affecté le bilan hydrique du lac, dans le contexte radissonien;
- 4) les changements climatiques enregistrés déterminent effectivement les conditions de l'accumulation du carbone dans la tourbière voisine.

Chapitre 2. Sites d'étude et contexte géographique régional

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de l'étude de la dynamique du carbone dans les tourbières boréales de Jamésie, étude centrée sur trois tourbières du bassin de la Grande rivière, dans des régions proches des barrages de LG1, de LG2 et de LG3. Le choix d'un lac ayant potentiellement enregistré les changements paléohydrologiques régionaux, fut effectué dans ce contexte. Le lac se localise dans le secteur du barrage de LG2, à proximité de Radisson et de la tourbière de LG2 (figure 2.1).



Figure 2.1 Région à l'étude et localisation des sites étudiés dans ce mémoire (sigles LG2), et des diagrammes polliniques dressés par Richard (1979), en jaune.

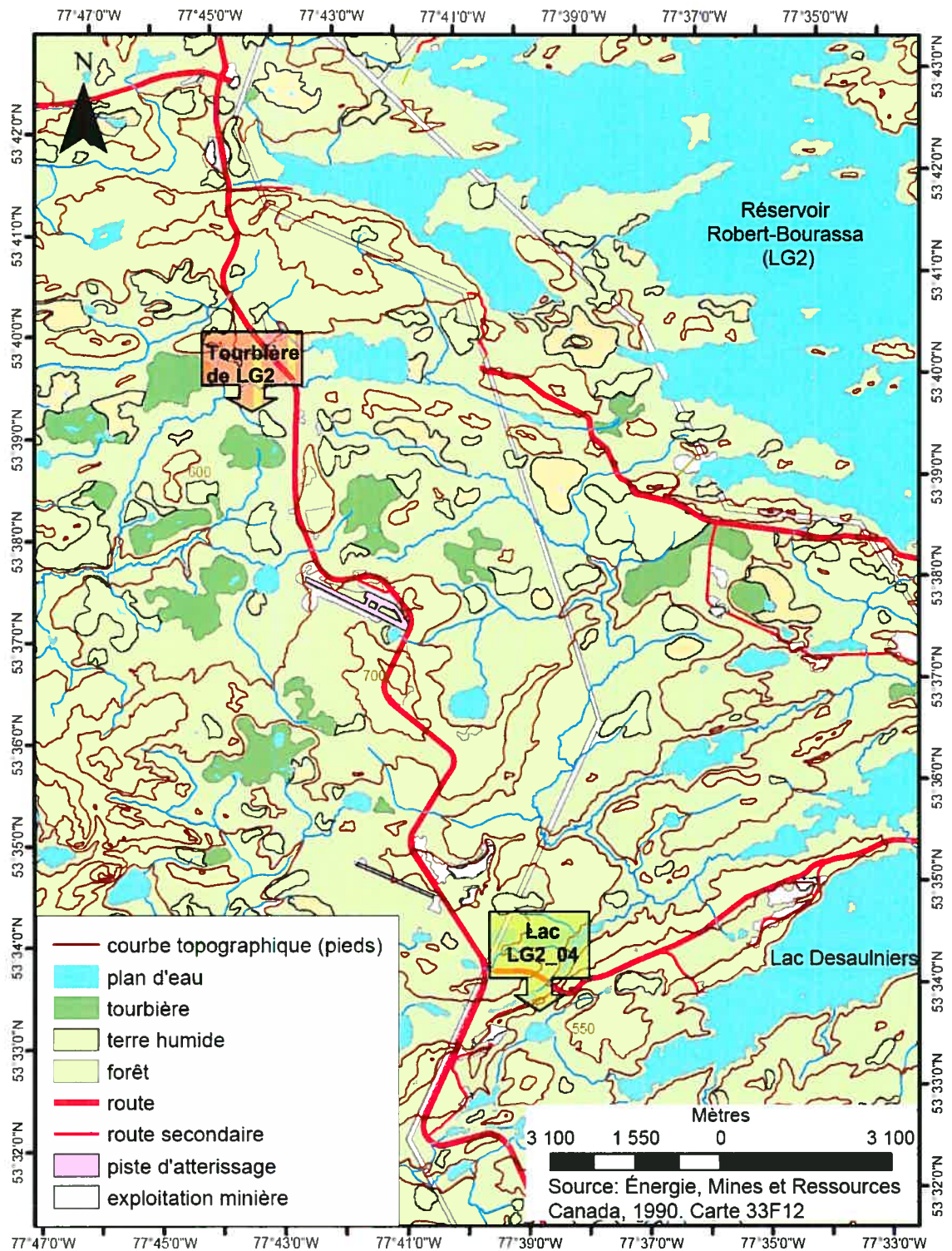


Figure 2.2 Localisation respective du lac LG2_04 et de la tourbière de LG2. Ouellet et Poulin (1975), ont dressé un diagramme pollinique au lac Desaulniers et dans une tourbière voisine.

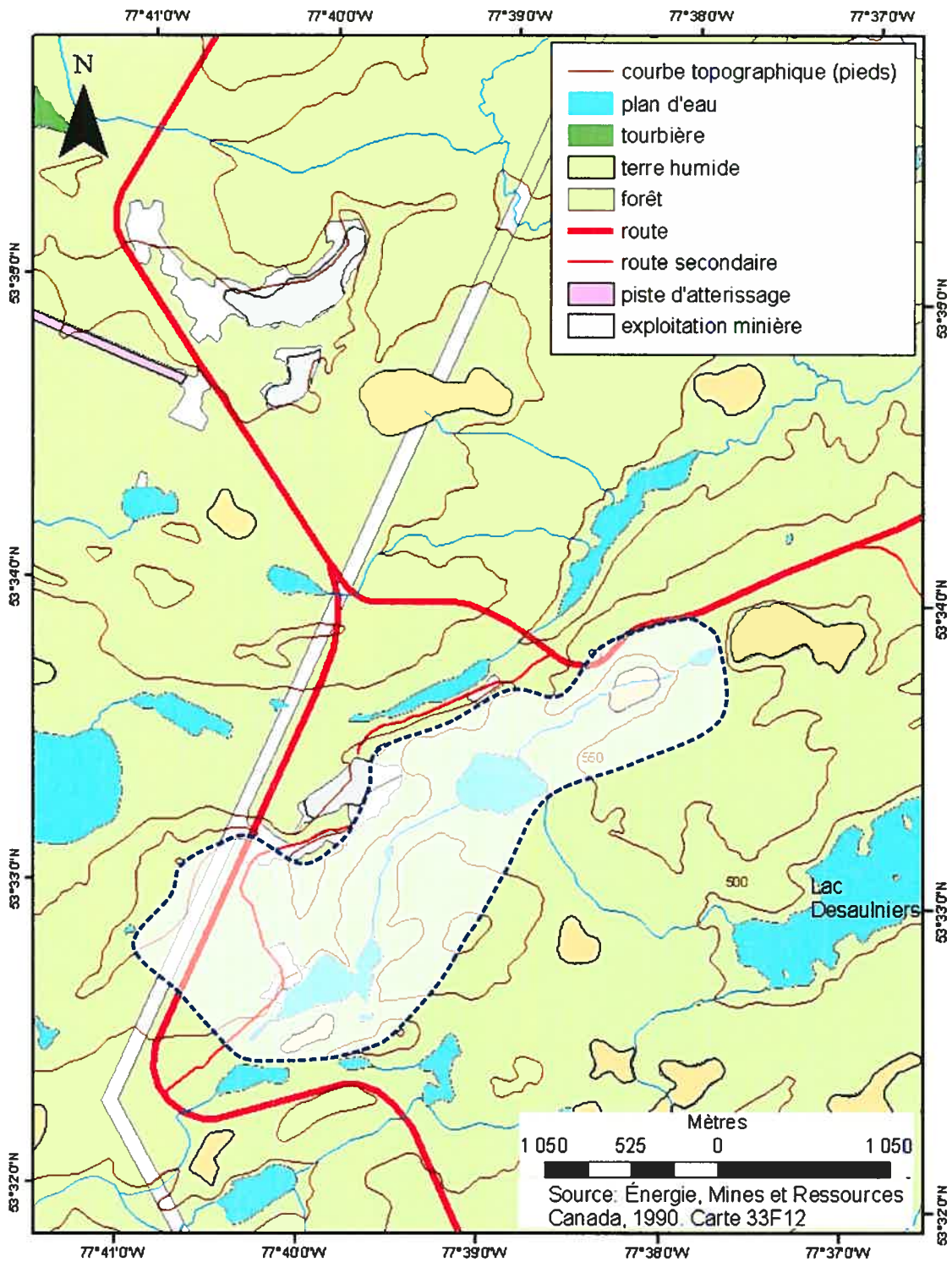


Figure 2.3. Bassin versant du lac LG2_04 (*en grisé*) montrant les deux affluents et l'exutoire vers le lac Desaulniers. Les sous-bassins drainés par le lac sont de taille inégale, et c'est paradoxalement l'affluent du nord-est dont l'embouchure est la plus manifeste (voir figure 2.6).



Figure 2.4 Photographie du lac LG2_04 en direction sud-est,



Figure 2.5 Photographie du fen riverain localisé du côté sud-ouest du lac de LG2, près de l'affluent.



Figure 2.6 Affluent nord-est du lac photographié à son embouchure, vers le sud-est.



Figure 2.7 Exutoire du lac, localisé du côté est-sud-est.

Le lac LG2_04 est situé à 20 km du village de Radisson dans l'immense région de la Baie de James (53°33'O 77°39'N) (figures 2.1 et 2.2). Le lac choisi est petit (14,7 hectares), elliptique (550 x 350 m) et peu profond (81 cm d'eau) (figures 2.8 et 2.9); il présente des berges douces et généralement occupées par une végétation riveraine différenciée. Il possède deux affluents (figure 2.3 et 2.8), l'un au sud-ouest, l'autre au nord-est qui drainent des sous-bassins versants de taille différente (respectivement 1 km² et 2.5 km²), et un effluent (figures 2.7 et 2.8) se dirigeant au sud puis au sud-est vers le lac Desaulniers (figure 2.3). La tête de l'affluent du nord-est se trouve à 1012 m en amont (figure 2.3) dans un petit lac dystrophe très entourbé présentant des tapis flottants de tourbe. Cet affluent, beaucoup plus manifeste que l'autre, est bordé par un banc d'accumulation de sable maintenant couvert d'épinettes noires; la berge y est occupée par des cypéracées. L'affluent du sud-ouest est mal défini, apparemment au débit intermittent, et il débouche dans un fen riverain ayant accumulé une tourbe d'environ 1 mètre d'épaisseur (figures 2.5 et 2.8). L'effluent, qui se dirige vers le lac Desaulniers, ne fait qu'un mètre de largeur et la végétation riveraine dense, comprend *Salix sp.*, *Alnus incana*, *Betula glandulosa* et *Picea mariana*. La berge nord-est est légèrement entourbée, avec des creux et des buttes arbustives (*Betula glandulosa*, *Myrica gale*, *Salix spp.*).

Le bassin versant du lac couvre une superficie estimée à 4 km² (figure 2.3). Le terrain est relativement plat et la tourbe en recouvre une grande partie. Le bassin où se trouve le lac n'a pas été directement affecté par la construction du réservoir hydroélectrique de La Grande 2 malgré des prélèvements de matériel morainique réalisés dans la région.

Les terres environnant le lac sont occupées essentiellement par deux peuplements végétaux (figure 2.8); au nord et à l'ouest se trouve une pineraie de pin gris assez jeune (maximum 60 ans) sur un substrat sableux; des traces de feux de forêt y sont encore présentes, particulièrement dans la zone nord-est. Ailleurs, une pessière noire sur tourbe mince (moins de 1 mètre d'épaisseur) beaucoup plus âgée (environ 200 ans) occupe le terrain.

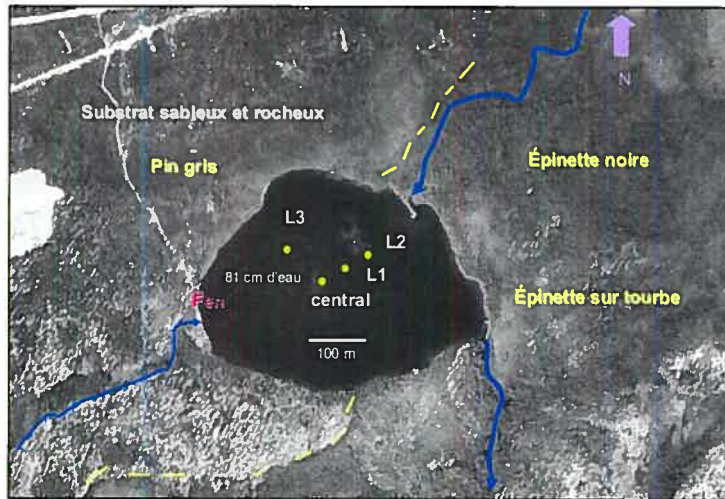


Figure 2.8 Photo aérienne centrée sur le lac LG2_04. Les dépôts meubles environnants sont occupés par l'épinette noire et le pin gris, en densité variable sur lichens sauf dans les endroits humides. Les tiretés délimitent les peuplements. Les profils sédimentaires récoltés sont localisés : central, et latéraux (L1, L2, L3). Photo 1 : 20 000, HQ84 IL-1503 L62 #37, 1984.

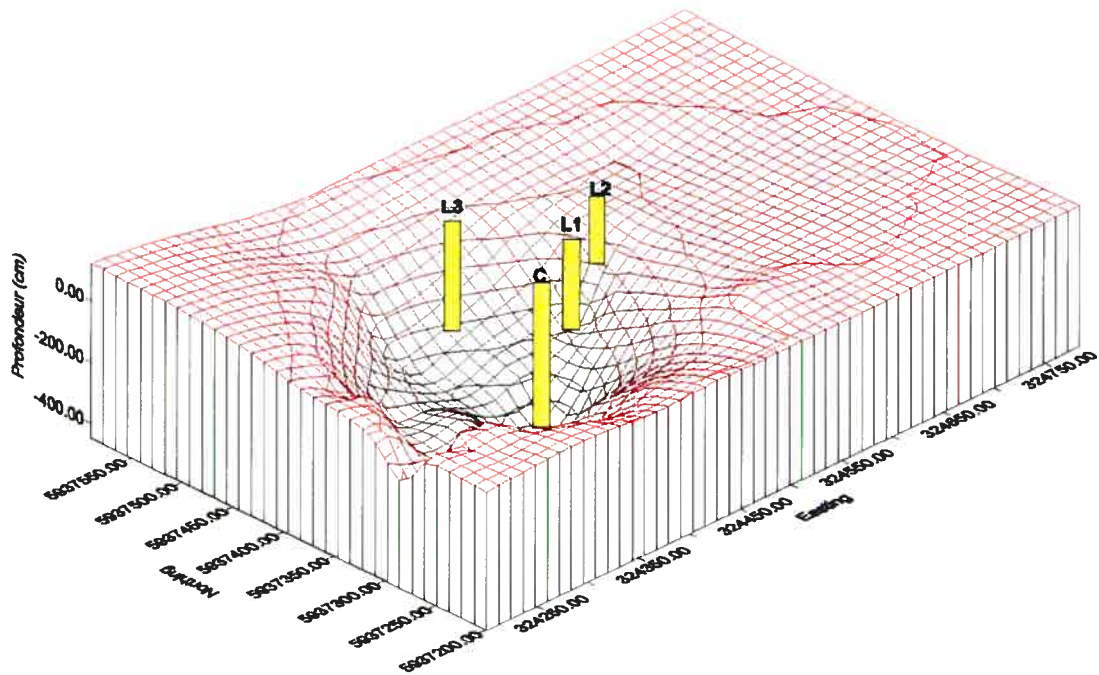


Figure 2.9 Pachymétrie sédimentaire dans le lac LG2_04, et localisation des carottes étudiées.

L'accumulation de dépôts organiques dans le lac se rend jusqu'aux rives nord, ouest et sud-ouest. Les berges nord-est, est et sud-est sont plutôt sableuses, bordées à l'occasion par des dépôts hétérométriques à cailloux décimétriques ou par la roche en place au sud. L'axe est-ouest (550 m de long) est doté d'une pente douce avec une végétation riveraine différenciée selon la distance à la rive, passant de *Equisetum* sp. et *Carex* sp., à des espèces aquatiques submergées telles que *Sparganium angustifolia*, *Nuphar variegatum* et *Potamogeton* sp.. Ces conditions satisfont aux critères d'une recherche des changements du niveau d'eau d'un lac (voir chapitre 3). Les dépôts organiques reposent sur des sédiments argilo-limoneux et/ou sableux.

Quatre carottes sédimentaires furent récoltées dans le lac (figures 2.8 et 2.9), une au centre (ayant en principe accumulé les sédiments de manière continue depuis la déglaciation, et livrant des indices sur le développement général du lac et sur la végétation des environs), et trois carottes en position latérale (ayant présumément enregistré les changements du niveau d'eau par le truchement de variations sédimentaires et par la représentation microfossile et macrofossile de la flore aquatique).

Trois critères furent cruciaux pour le choix du lac: les caractéristiques sédimentologiques telles que le type de sédiments et leur épaisseur, la présence d'affluents actifs, et enfin, l'accessibilité, une nécessité logistique.

Pour une étude des changements à long terme du niveau d'eau, certaines propriétés favorables d'un lac sont recherchées. Des caractères tels que la petite taille du bassin versant, un ratio bassin/lac plus petit que 5 :1, une pente sub-aquatique douce, un lac de moins de 50 hectares, avec une faible profondeur d'eau (moins de 10 mètres) et des berges possédant une végétation riveraine développée sont conseillés (Dearing, 1997). Une pente progressive est préférable pour enregistrer les changements de colonisation végétale riveraine par les macrorestes végétaux, et permettant aux assemblages macrofossiles de caractériser les profondeurs d'eau dans lesquelles ces espèces ont poussé (Digerfeldt, 1986; Hannon et Gaillard, 1997; Dearing, 1997; Dieffenbacher-Krall

et Halteman, 2000; Birks, 2003). Plutôt que de s'en remettre aux indices trouvés dans une seule carotte prélevée au centre du lac, il est fortement suggéré d'étudier un transect de carottes du centre vers la berge afin de retracer les indicateurs de changements de niveaux d'eau dans plusieurs profils (Digerfeldt, 1988; Hannon et Gaillard, 1997). Le choix du lac LG2_04 respecte ces prérequis, sauf en ce qui concerne le ratio du bassin versant.

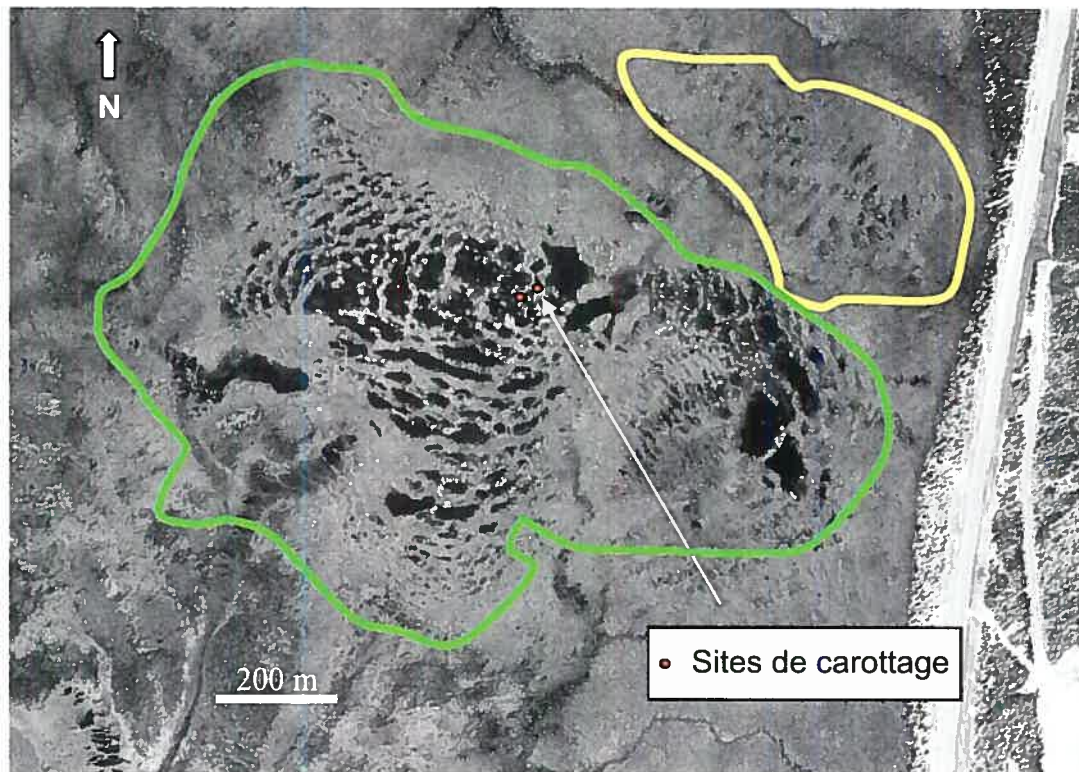


Figure 2.10 Photographie aérienne de la tourbière de LG2. Photo 1 : 20 000, HQ 84 IL-1503, L65, #132, 1984. Le trait vert délimite le bog étudié, le trait jaune, une tourbière côtelée adjacente.

Le lac est voisin (12 km) d'une tourbière de 1,1 km² représentative de la région (figure 2.2; figure 2.10). Elle fut étudiée entre autres par Véronique Beaulieu-Audy (2006). Une carotte centrale y fut soumise aux mêmes analyses que pour les sédiments du lac, l'analyse des thécamoebiens y ayant été plus poussée en raison de son potentiel de détection des changements hydrologiques de surface dans la tourbière.

Ce bog est bombé et présente des mares excentriques. La microtopographie en buttes et dépressions y est dominante. Les buttes sont généralement couvertes de sphaignes et de lichens (*Sphagnum fuscum*, *Sphagnum capillifolium* et *Cladina stellaris*), et les épinettes noires y sont éparses. Les dépressions sont généralement occupées par les sphaignes et les herbacées (*Sphagnum lindbergii*, *Sphagnum pulchrum*, *Sphagnum majus*, *Scirpus cespitosus*, *Carex type limosa* et *Rhynchospora alba*) (Beaulieu-Audy, 2006). Les sites de carottage présentés sur la figure 2.10 correspondent aux points les plus profonds de la tourbière trouvés sous une butte et sous une dépression.

Climat

Les normales climatiques actuelles de la région sont disponibles pour la période 1971-2001. Les mesures proviennent du site de la centrale LG2-A (53° 37' N et 77° 42' O) localisé à une altitude de 195 mètres, à quelques kilomètres des deux sites étudiés. La température moyenne annuelle est de -3,1 °C, la température moyenne de janvier, de -23,2 °C, et celle de juillet atteint 13,7 °C. Les précipitations totales annuelles atteignent 684 mm, la chute de neige totalise 221 cm et la fraction nivale de la précipitation totale annuelle est de 36%. Les degrés-jours au-dessus de 5 °C sont au nombre de 862. La direction dominante des vents est l'ouest de janvier à septembre, et le sud d'octobre à décembre (Environnement Canada, 2005).

Ces moyennes masquent une variabilité climatique dont les traits principaux sont les suivants : si les valeurs minimales et maximales de la température annuelle moyenne vont de -8,3 à 2,0 °C, celles de janvier s'établissent entre -28 et -18,3 °C, et celles de juillet vont de 7,4 °C à 20,0 °C. Quant aux précipitations annuelles, à la chute de neige et au nombre de degrés-jours les minimums et maximums ne sont pas disponibles. La variabilité climatique va déterminer en partie la variabilité annuelle de stockage et d'émissions de gaz à effet de serre tel que démontré par Roulet *et al.* (2007). La variation des précipitations surtout hivernales auront également une grande influence sur les

changements de niveau de la nappe phréatique régionale ce qui pourra changer le niveau de l'eau des lacs.

Contexte paléogéographique

Les dates présentées dans ce mémoire seront exprimées en années étalonnées BP (notées cal. BP).

La figure 2.1 localise la moraine de Sakami et la limite maximale atteinte par la Mer de Tyrrell dans les basses terres jamésiennes. Suite à la reconstitution de la paléogéographie jamésienne par divers auteurs, nous savons que les sites étudiés furent recouverts de glace par l'inlandsis wisconsinien. Entre 10 200 cal. BP (9 ka ^{14}C BP) et 9500 cal. BP (8,4 ka ^{14}C BP) le retrait du glacier laissa des moraines de De Geer sur le paysage. Les eaux du lac proglaciaire Ojibway inondèrent la Radissonie jusqu'au droit de la moraine de Sakami (Vincent, 1977; Hardy, 1977; Dyke et Prest, 1987). Trois avancées glaciaires (Cochrane I, Cochrane II et mouvement de Rupert) sont survenues au sud-ouest, dans les basses terres ontariennes de la Baie de James entre 9500 cal. BP (8,4 ka ^{14}C BP) et 9350 cal. BP (8,3 ka ^{14}C BP), se produisant entre 300 et 75 ans avant l'incursion marine des basses terres. La scission de l'inlandsis en deux glaciers (Nouveau-Québec et Hudson) provoqua la vidange du lac proglaciaire (profondeur maximale de 500 m sur la côte est de la Baie James (Vincent, 1989)), qui fut directement suivie par l'incursion de la Mer de Tyrrell. La limite marine a atteint une altitude maximale sise entre 246 m et 270 m aux abords de La Grande rivière (figure 2.1), immédiatement à l'est de la moraine de Sakami (Vincent, 1977). Des coquilles provenant des argiles couvrant le flanc de la moraine de Sakami datent d'environ 8700 ans cal. BP (7880 ± 160 ans ^{14}C BP) (Hardy, 1977; Vincent, 1989). Plus au nord, Hilaire-Marcel (1976) a obtenu un âge de 9000–8900 ans cal. BP sur des concrétions provenant d'argile de la mer de Tyrrell, associées à la formation de la moraine près de Kuujuarapik. Un âge approximatif de 8900 ans cal. BP ayant été attribué à la moraine de Sakami fut aussi attribué à la vidange du lac

proglaciaire Ojibway et à l'incursion de la Mer de Tyrrell; le tout se serait donc produit très rapidement. La limite orientale maximale de la Mer de Tyrrell a été atteinte vers 8350 ans cal. BP (7,5 ka ¹⁴C BP) dans la région de la Grande rivière (Vincent, 1989).

« Vincent (1977) montre que la Mer de Tyrrell se trouvait à une altitude de 175 mètres à la hauteur de la moraine de Sakami vers 7400 ans cal. BP (6500 ans ¹⁴C BP) » (Richard, 1979). La Mer se serait ensuite retirée progressivement en raison du relèvement isostatique engendré par la fonte des glaces. Le lac que nous avons étudié se trouvant à une altitude de 170 m, il aurait donc été recouvert par les eaux glaciolacustres entre 8900 et 8700 ans cal. BP, puis inondé par la mer de Tyrrell jusque vers 7400 ans cal. BP.

Paléophytogéographie régionale

L'histoire postglaciaire de la végétation est connue pour six sites (lacs et tourbière) jamésiens (Ouellet et Poulin, 1975; Richard, 1979) mais l'analyse stratigraphique n'a pas été réalisée dans le but précis de reconstituer les niveaux d'eau. Une seule carotte est analysée, généralement en position centrale. C'est pourquoi notre étude est novatrice. Les travaux de Richard (1979) sont localisés sur la figure 2.1. Ceux de Ouellet et Poulin occupent la région du lac Desaulniers (figure 2.2).

Le tableau 2.1 et la figure 2.11 présentent les principaux résultats obtenus par Richard (1979) dans le cadre de l'étude de l'histoire postglaciaire de la végétation de cinq lacs jamésiens. Les sites étudiés se trouvent plus à l'est dans les terres (figure 2.1), de part et d'autre de la limite marine. Les assemblages polliniques (zones d'assemblage pollinique (ZAP)) des sites analysés par Richard (1979) sont semblables dans toute la région, bien qu'ils soient métachrones (figure 2.11). Ce métachronisme est expliqué par la variation latitudinale entre les sites. La zone basale des carottes (en vert olive sur la figure 2.11) est caractérisée par *Pinus banksiana* (Syn. : *P. divaricata*), *Betula*,

Picea et par les herbes, avec une faible concentration pollinique. Une zone d'*Alnus crispa*, de *Populus* et de *Juniperus* suit (en turquoise), apparaissant entre 6200 et 7800 cal. BP. Les ZAP sus-jacentes regroupent *Betula*, *Alnus crispa* et *Picea* (en rose et violet), et finalement, les ZAP deviennent dominées par *Picea* et *Pinus banksiana* associés à *Alnus crispa* (en jaune). Les composantes des assemblages végétaux varient peu d'une ZAP à l'autre; ceci illustre l'uniformité de la végétation qui règne en Jamésie.

Tableau 2.1 Principaux caractères des sédiments et du contenu pollinique des sites de Richard (1979)

Stations (du sud au nord)	Chism II	Kan	Ber	Griault	Chism I
Épaisseur échantillonnée (cm)	300	297	500	80	157
Épaisseur de gyttja (cm)	275	230	430	80	132
Âge ¹⁴ C (années ¹⁴ C BP)	6430	6450	6630	-	5465
Années de dépôt par cm	23,4	28,0	15,4	-	41,4
Concentration pollinique moyenne (grains/cm ³)	110 000	130 000	120 000	-	200 000
Influx pollinique annuel grains/cm ² /an ¹⁴ C	6440	5360	7790	-	4830
Perte au feu moyenne de la gyttja (%)	55	50	40	20	60

Modifié de Richard (1979) : Kan : site Kanaaupscow; Ber : site Bereziuk. Les années ¹⁴C BP ne furent pas étalonnées en années calendaires, dans ce tableau.

Quelques informations utiles ressortent du tableau 2.1, malgré le petit nombre de lacs et leur représentativité restreinte. L'épaisseur des sédiments organiques (gyttja) décroît généralement avec la latitude, malgré l'exception du site Béréziuk. Le nombre d'années compris dans un centimètre de sédiment est maximal au nord (CHISM I). L'influx pollinique net décroît généralement du sud au nord, en parallèle avec l'ouverture progressive du couvert arborescent.

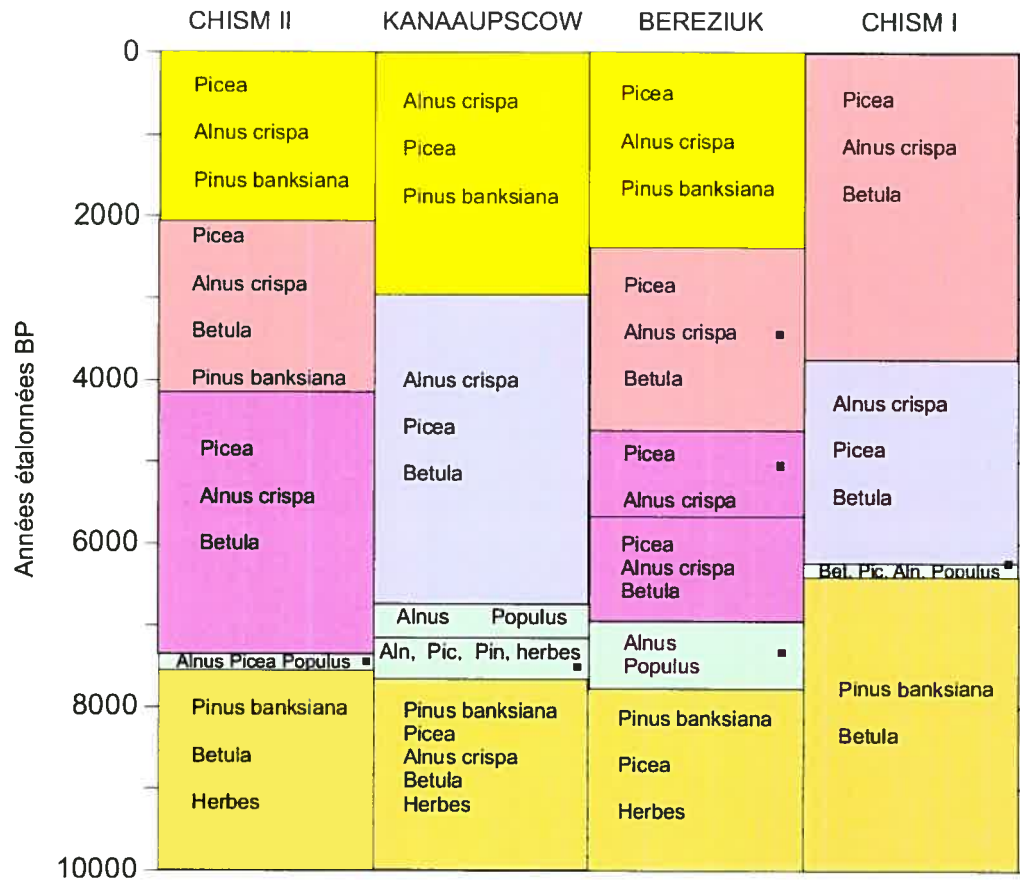


Figure 2.11 Zones d'assemblages polliniques de quatre des sites jamésiens. Les carrés représentent les niveaux datés.

La colonisation végétale jamésienne proposée par Richard (1979) présente la succession végétale observée à la limite atteinte par la submersion marine. La sédimentation organique des lacs jamésiens débuta vers 7400 cal. BP. Suite au retrait de l'inlandsis wisconsinien et à celui de la Mer de Tyrell, une période de désert périglaciaire occupa le territoire suivie par un paysage type de toundra. Une phase de toundra herbeuse suivie d'une phase de toundra arbustive, comprenant *Betula glandulosa* et autres arbustes, a pu être distinguée. L'afforestation plus ou moins graduelle du paysage s'est effectuée tantôt par une tremblaie-parc, tantôt par une pessière ouverte à *Picea mariana* et *Alnus crispa*, tantôt par une formation intermédiaire. À partir de 2880 ans cal. BP, la pessière est devenue plus ouverte et le pin gris a pris de plus en plus d'importance. Ceci serait causé par un refroidissement à long terme et des

conditions climatiques plus sèches favorisant la fréquence des feux, réduisant ainsi le potentiel de régénération des épinettes (Richard, 1979; Despots et Payette, 1992). Certaines particularités de l'histoire jamésienne doivent être soulignées: il y a un coincement de la phase de toundra causé par des conditions climatiques trop clémentes; le peuplier faux-tremble arrive à constituer une tremblaie-parc qui n'a pas d'analogue actuel; la phase d'afforestation n'est pas remplacée par une forêt fermée mais par une forêt ouverte dominée par l'épinette noire. Le coincement de la toundra serait expliqué par une température initialement déjà chaude favorisant la colonisation par des espèces boréales; la tremblaie-parc manifesterait que le peuplier colonise facilement les espaces mis à nus et la forêt ouverte représente le stade final atteint par la végétation à cette latitude.

La faible diversité dans la succession de la végétation peut rendre difficile la détection de changements du couvert végétal provoqué par des changements climatiques vu l'inertie de la végétation. Les changements de représentation en forêt boréale sont moins marqués que dans les forêts du sud du Québec. Toutefois, des reconstitutions paléoclimatiques ont été réalisées dans la région à partir du pollen et des macrorestes (Asselin et Payette, 2005; Kerwin *et al.*, 2004; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005), des carabidés (Lavoie et Arsenault, 2001), des dépôts éolien (Filion, 1984) et de l'incidence des feux (Despots et Payette, 1992; Payette, 1992; Lavoie et Sirois, 1998; Parisien et Sirois, 2003; Arsenault et Sirois, 2004).

Contexte paléoclimatique

Les températures de l'Holocène à la Baie de James ont été reconstituées par Kerwin *et al.* (2004) à partir de fonctions de transfert utilisant le pollen (utilisant entre autre les sites de CHISM II, Bérérziuk et Kanaapscow). Dans la reconstitution des températures de juillet des milieux boréaux, subarctiques et arctiques de l'est canadien, 13 spectres polliniques actuels analogues provenant de la forêt boréale et de la transition vers la toundra québécoise non côtière

suggèrent que les températures de juillet étaient de 1 à 2°C plus froides que l'actuel il y a 6900 ans cal. BP, dans la forêt boréale québécoise et du Labrador. Tous les lacs indiquant des conditions plus froides que l'actuel à 6900 cal. BP se trouvaient à proximité de la marge glaciaire laurentidienne qui persistait au Québec-Labrador à cette période (Kerwin *et al.*, 2004). Les trois sites côtiers de la Baie James indiquent un réchauffement minimal holocène de 0,5 °C ayant eu cours entre 6300 à 1950 ans cal. BP. Le refroidissement néoglaciale est moins apparent dans la forêt boréale que dans la toundra forestière (Kerwin *et al.*, 2004). Lavoie et Arsenault (2001) n'ont pas été en mesure de détecter des changements de température significatifs à Radisson, à partir de l'analyse des coléoptères. Les précipitations restent toutefois un axe à explorer selon ces auteurs. Les changements de température seuls sont insuffisants pour expliquer plusieurs changements régionaux, et la recherche sur l'importance d'autres facteurs climatiques comme la disponibilité en eau requiert de nouvelles données (Shuman, 2005).

L'influence des feux de forêt en Jamésie doit également être considérée. Les feux de forêt jamésiens ont une fréquence de rotation naturelle de 100-110 ans (Payette *et al.*, 1989). La reconstitution de la fréquence des feux à l'Holocène est construite à l'aide d'indicateurs tels que les charbons microfossiles et les charbons macrofossiles (Payette, 1992). Les charbons microfossiles ont une provenance complexe regroupant les feux locaux avec une influence inconnue des feux régionaux et des apports extra-régionaux de charbons. Le contrôle climatique sur la cyclicité des feux de forêt a été démontré dans le nord du Québec (Filion, 1984; Payette, 1992; Arsenault et Sirois, 2004). Des périodes ont été identifiées par Filion (1984) : deux périodes sèches et froides de 3550 à 2900 ans cal. BP et de 1600 à 900 ans cal. BP; trois périodes chaudes et humides de 5600-3550 ans cal. BP, de 2450 à 1600 ans cal. BP et de 960 à 700 ans cal. BP, et il y eu absence de feu entre 2900 et 2450 causée par des conditions froides et humides. L'éclaircissement des forêts depuis 3200 ans cal. BP serait causé ultimement par le refroidissement climatique. L'augmentation des populations de pin gris a été soutenue par des conditions sèches et froides

durant le Néoglaciale et particulièrement après 1950 ans cal. BP (Payette, 1992).

En résumé, les analyses polliniques régionales ont montrées que la colonisation postglaciaire de la végétation était connue pour le centre des terres jamésiennes. Les changements de température holocènes furent minimes dans la région puisque le pollen et les coléoptères ne sont pas parvenus à détecter des changements significatifs. Les feux, quant à eux, révéleraient des changements climatiques importants avec des changements hydriques qui ne furent malheureusement pas quantifiés. Ceci illustre l'intérêt d'une étude paléohydrique à LG2.

Chapitre 3. Méthodologie, méthodes et techniques

Les indicateurs de variations paléohydrologiques dans un lac sont de différents types : sédimentologiques (perte au feu, granulométrie, unités stratigraphiques, isotopes stables (ex. O_{18}), taux d'accumulation sédimentaire); micro et macrofossiles (ici sont regroupés le pollen et les macrorestes végétaux, les diatomées, les chironomides, les cladocères, les charbons de bois et les thécamoebiens). Les anneaux de croissances et les cicatrices sur les arbres riverains peuvent également livrer les variations du niveau de l'eau des lacs et des rivières remontant à quelques centaines d'années (Payette, 1980; Bégin et Payette, 1988; Desrosiers et Bégin, 1992; Astrade et Bégin, 2003). La combinaison de plusieurs de ces indicateurs (*multiproxies study*) permet d'établir avec plus d'assurance l'avènement d'un changement de niveau lacustre, mais ces méthodes font appel à des connaissances si variées qu'elles ne sont jamais toutes appliquées en un même site ou par la même personne. Notre étude ne fera pas exception.

Digerfeldt (1986) est celui qui a défini la combinaison minimale de méthodes permettant d'identifier des changements du niveau d'eau dans un lac, à l'aide d'un ou de plusieurs transects de carottes sédimentaires allant des berges vers le centre d'un lac. C'est l'approche que nous avons choisie. Elle comprend la caractérisation visuelle des sédiments (Troëls-Smith, 1955; Aaby & Berglund, 1986), la détermination quantitative des fractions organiques et inorganiques par la pyrolyse (perte au feu; Dean, 1974), et l'étude du contenu en restes botaniques par l'analyse pollinique et l'analyse macrofossile (Birks et Birks, 1980). La granulométrie des sédiments de surface du lac, et la représentation macrofossile de la végétation riveraine et des communautés végétales périphériques actuelles furent examinées par rapport à leur distance à la rive (Shuman *et al.*, 2003; Zhao *et al.* 2006). La chronologie de l'accumulation sédimentaire fut établie par la datation au ^{14}C d'échantillons à divers niveaux des carottes. Par ailleurs, le dénombrement des charbons de bois microscopiques accumulés dans les sédiments fut aussi effectué; il livre une

mesure indirecte de l'incidence des feux dans la région autour des lacs (ou sur les tourbières), ce qui peut impliquer une composante climatique, notamment hydrique (Carcaillet et Richard, 2000).

Ces diverses méthodes et techniques livrent des informations sur la dynamique à long terme de l'accumulation sédimentaire, et sur celle de la végétation locale et de la végétation régionale, contribuant ainsi aux reconstitutions paléoenvironnementales pour le lac et pour la région étudiés. Correctement interprétées, une partie des données constitue par ailleurs des mesures indirectes (*proxies*) des changements du niveau d'eau ayant éventuellement affecté le lac. Sauf pour ce qui est de la distinction des apports polliniques fluviaux (voir plus loin), la méthodologie utilisée pour ce faire est classique (Digerfeldt, 1986; Hannon et Gaillard, 1997; Dearing, 1997); c'est son potentiel d'application dans le contexte radissonien qu'il nous faut examiner. Les données chronostratigraphiques portant sur les divers éléments identifiés ou mesurés furent soumises à la logique de l'analyse séquentielle selon un modèle conceptuel de l'accumulation sédimentaire, pollinique, et macrofossile pour le lac choisi.

Deux types de données issues de l'étude de la tourbière voisine (figure 2.2) sont capitales pour notre propos : celles livrant les changements du taux net d'accumulation de la tourbe (et du carbone) dans le temps, et les diagrammes sporopolliniques. Le taux d'accumulation de la tourbe représente en quelque sorte la variable à expliquer par d'éventuels changements du climat. Pour ce qui est des diagrammes sporopolliniques de la tourbière, ils livrent d'une part une représentation de la dynamique de la végétation tourbicole et, d'autre part, une représentation de la dynamique de la végétation régionale telle qu'enregistrée par le système-tourbière lui-même. La comparaison des assemblages polliniques du lac et de la tourbière de LG2 permettra éventuellement de caractériser l'input pollinique régional dans le lac, input dont la composante d'origine fluviale pourrait refléter des changements paléohydriques

(changements dans l'hydraulicité). Elle permettra aussi de mieux circonscrire les changements de la végétation locale sur la tourbière.

Dans un premier temps, le modèle conceptuel de la sédimentation dans notre lac sera élaboré, avec les principes qui serviront à interpréter les résultats obtenus sur les diverses carottes que nous avons prélevées (section 3.1). Ensuite, les conditions des changements du niveau de l'eau des lacs sera présentée et les résultats d'études semblables, auxquels nous comparerons nos résultats dans la discussion, seront passés en revue (section 3.2). Les modalités de la comparaison des données polliniques d'un lac à celles d'une tourbière seront ensuite exposées (section 3.3). Enfin, les détails des diverses techniques utilisées seront livrés (section 3.4). Ces considérations méthodologiques visent à éprouver les hypothèses présentées à la fin de l'introduction (chapitre 1).

3.1 Modèle de sédimentation lacustre et analyse séquentielle

La compréhension de la dynamique sédimentaire du lac étudié est nécessaire pour détecter les signes d'un changement de niveau d'eau. Une représentation, un modèle simple de l'accumulation sédimentaire dans le lac est donc proposé.

Tous les lacs n'accumulent pas les sédiments de la même manière. La morphologie du bassin ainsi que les courants induits par la stratification thermique saisonnière des eaux influencent l'accumulation des sédiments. Lehman (1975) a étudié comment la morphologie initiale du bassin récepteur et sa modification subséquente, en raison de l'accumulation des sédiments, déterminent l'intensité de la focalisation des particules, des bords vers le centre du bassin, et comment elles modifient le taux de l'accumulation sédimentaire dans le centre d'un lac, avec le temps (figure 3.1).

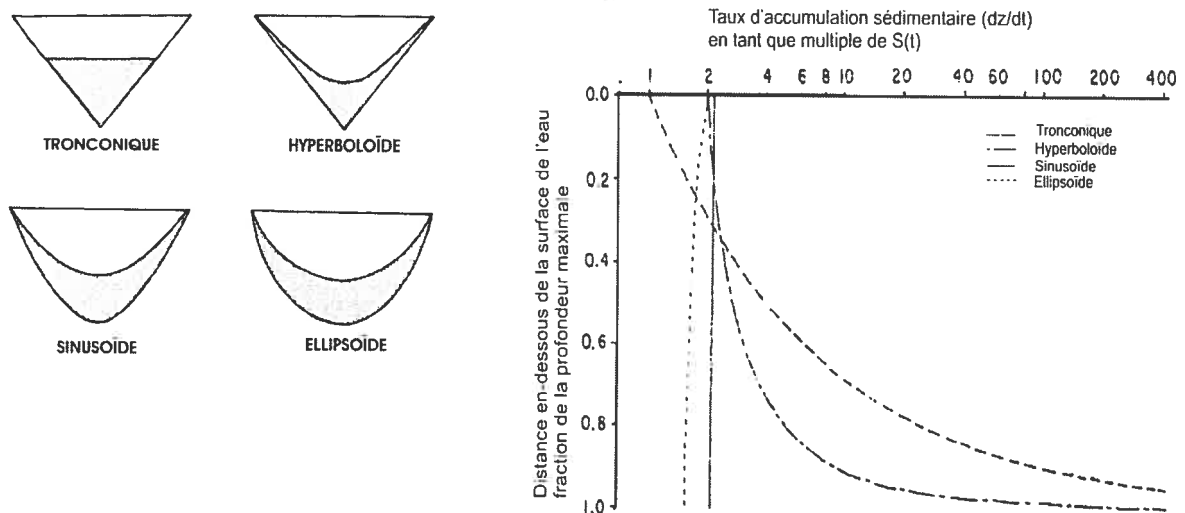


Figure 3.1 Modèles d'accumulation sédimentaire (à droite) selon la forme du bassin lacustre (à gauche) (Lehman, 1975).

La forme tronconique, pour un apport sédimentaire (S_t) constant ne se déposant pas sur les berges (sur les côtés) du lac, entraîne les plus grands changements dans le taux d'accumulation, à mesure que la profondeur d'eau diminue avec le temps. La forme ellipsoïde, au contraire, montre un taux à peu près constant quand les sédiments tapissent à la fois le fond et les parois du lac. Pour un lac de forme cylindrique, le taux d'accumulation sédimentaire serait pareil partout pour un apport sédimentaire au lac qui serait constant.

Lehman (1975) estime que la forme de base la plus fréquente pour les lacs est le modèle hyperboloïde. La forme initiale du lac de LG2 est illustrée sur la figure 2.9; elle s'apparenterait aux formes hyperboloïde et sinusoïde. Il est donc essentiel de tenir compte de ces propriétés pour interpréter correctement les changements du taux d'accumulation sédimentaire dans les diverses carottes analysées pour le lac de LG2, tant pour les sédiments inorganiques retrouvés à la base des carottes que pour les sédiments organiques qui les surmontent. C'est tout aussi essentiel pour estimer adéquatement les changements de l'influx des divers taxons représentés

dans les diagrammes polliniques, puisque l'influx dépend du taux d'accumulation sédimentaire.

Lorsqu'une dépression devient un lac dans un contexte postglaciaire comme celui de la Baie de James, le matériel inorganique hérité de la déglaciation tels que les dépôts morainiques, fluvioglaciaires, glacio-lacustres ou glacio-marins, est immédiatement soumis à l'érosion. Les particules inorganiques les plus fines sont alors transportées dans le bassin lacustre et y sont déposées. L'accumulation est généralement rapide, ce qui pourra être évalué par la mesure de l'influx pollinique dans le bassin. Un input pollinique dilué dans un apport sédimentaire élevé serait l'indice de cette rapidité. On peut s'attendre à ce que les sédiments inorganiques se soient déposés de façon synchrone sur toute la surface du fond du lac, et qu'ils y soient restés en place depuis lors, sans érosion ni redépôt. Davis et Ford (1982) et Davis *et al.*, (1985a) ont montré, dans l'étude du *Mirror Lake (New Hampshire)*, que tel était le cas des sédiments tardiglaciaires silto-argileux.

Pour les sédiments organiques, il en va tout autrement si la matière est déposée sur le fond ou sur les bords d'un lac (Davis et Ford, 1982). Les zones littorales peu profondes sont soumises aux vagues générées par le vent et à l'érosion des berges, ce qui provoque la remise en suspension des matières fines, surtout organiques. Elles sont le lieu de ce qu'il est convenu d'appeler la limite d'accumulation sédimentaire définie comme la profondeur minimum de dépôt des sédiments organiques (Lundqvist, 1924). Cette limite correspondrait à des profondeurs d'eau de moins d'un mètre environ (Shuman, 2003). En principe, tant que le lac n'est pas comblé de sédiments jusqu'à la limite d'accumulation sédimentaire, les zones littorales restent dénuées de sédiments car ceux qui s'y déposent sont repris en charge et redistribués dans les parties plus profondes (Davis et Ford, 1982; Davis *et al.*, 1985a; Davis *et al.*, 1985b). Quand la limite d'accumulation sédimentaire est atteinte dans la partie centrale du lac, le dépôt de matière organique se produit aussi sur les berges, de manière plus ou moins uniforme selon la

direction des vents et des courants, la disposition des affluents éventuels, et la morphologie des marges du bassin. Le lac de LG2 en est manifestement rendu à ce stade de nos jours (chapitre 4).

Le dépôt et le redépôt de la matière organique sont des processus importants permettant d'homogénéiser chaque année les couches sédimentaires au sein d'un lac, notamment en ce qui a trait à leur contenu en pollen et en spores (Davis, 1967, 1968; Davis et Brubaker, 1973; Davis et Ford, 1982; Davis *et al.*, 1985b). Quand, en raison de la morphologie du bassin, la focalisation sédimentaire est plus intense au début de l'accumulation dans un lac et qu'elle décroît par la suite (figure 3.1), il est clair que les changements dans le taux de sédimentation ou dans le taux d'accumulation pollinique ne peuvent pas être attribués simplement à des changements de production biologique au sein du lac, ni à des changements dans les apports fluviaux, ou à des changements dans l'abondance des plantes environnant le lac. Ces changements sont inhérents à la forme du bassin et conséquemment, il faut en tenir compte dans les interprétations. Par ailleurs, il a été démontré que les centres de focalisation ne sont pas uniques ni stables au sein d'un lac (Davis et Ford, 1982), surtout lorsqu'ils sont de grande taille ou de forme complexe. C'est pourquoi nous avons choisi un petit lac de forme relativement simple.

Compte tenu de ce qui précède, la comparaison des changements du taux d'accumulation sédimentaire (cm.an^{-1}) et de l'influx pollinique ($\text{grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) des quatre carottes prélevées dans le lac de LG2 devrait permettre de caractériser la dynamique d'accumulation sédimentaire dans le lac. L'intensité de la focalisation peut se mesurer par les influx polliniques d'un profil central comparé à des profils latéraux : une hausse d'influx du profil central synchrone à une chute d'influx dans les latérales sera révélatrice de changements dans le régime sédimentaire.

Le modèle d'accumulation de sédiments organiques retenu pour le lac de LG2 (où la focalisation est probable) est un modèle simple où l'âge basal le

plus ancien est obtenu au centre, et l'âge du tout début du dépôt de la matière organique dans les carottes latérales est de plus en plus jeune à mesure qu'on se déplace vers le bord du lac. Le centre est nécessairement plus âgé parce que la focalisation y accumule des sédiments en premier. Si les sédiments se sont accumulés sans interruption ni perturbation dans le lac, alors les datations réalisées sur chacune des carottes devraient être en ordre chronologique selon la profondeur.

Si le niveau de l'eau n'a jamais significativement baissé, les stratigraphies des différents indicateurs devraient correspondre à la stratigraphie de la carotte centrale. Il n'y aurait alors qu'un amincissement de l'épaisseur des sédiments accumulés lorsque l'on se dirige vers les berges. Il ne devrait y avoir aucune lacune (aucun hiatus) sur les profils. Si toutefois une baisse de niveau d'eau est survenue, alors la limite sédimentaire se sera abaissée, et les sédiments situés juste au-dessous de la limite sédimentaire auront pu être érodés puis redéposés en eau plus profonde. Les stratigraphies polliniques et macrofossiles des carottes latérales seront nécessairement modifiées par le changement du niveau de l'eau, si la végétation riveraine a changé et que les berges furent soumises à l'érosion. La distance à la rive des diverses carottes aura été modifiée.

Examinons de plus près le comportement attendu de quelques-uns des indicateurs que nous utiliserons, avec et sans changement du niveau d'eau, à la lumière du modèle de sédimentation.

- Les apports inorganiques résultent de l'érosion des berges, et des apports fluviaux causés par une érosion événementielle et d'autres processus tels que la solifluction (Shuman *et al.*, 2003) le long des rives des affluents. La teneur en matière inorganique (MI) et la proportion des résidus de la perte au feu (PAF à 600°C) devraient être plus importantes au bord (présence de sable sur les berges) et diminuer vers le centre. Souvenons-nous que la matière inorganique n'a pas tendance à être focalisée (Davis et Ford, 1982); elle reste sur place. Une baisse du niveau de l'eau entraînera

un déplacement de la limite sédimentaire et ce déplacement peut être révélé par la présence d'horizon sableux dans les carottes latérales. Une augmentation de la teneur en MI peut donc être un indice de l'abaissement du niveau de l'eau.

- Au-dessus de la limite d'accumulation sédimentaire seule la matière grossière provenant des végétaux des berges est présente, mélangée à la matière inorganique. Au-dessous de la limite sédimentaire, la matière organique (MO) fine devrait donc se retrouver en quantité de plus en plus élevée vers le centre du lac où elle est focalisée.
- Le contenu macrofossile varie en fonction de la distance de la berge et de la profondeur d'eau. Il est nécessairement plus abondant près des berges puisque la dispersion des macrorestes se produit près des sources (Harrison et Digerfeldt, 1993; Hannon et Gaillard, 1997; Zhao *et al.*, 2006). Les restes de certaines plantes aquatiques peuvent toutefois être retrouvés dans des profondeurs d'eau élevées comme c'est le cas pour *Najas flexilis* et certains *Potamogeton* (figure 3.2), *Isoëtes*, *Myriophyllum* et les Characeae (Asnong, 2001). Les espèces se retrouvant dans de faibles profondeurs d'eau telles que *Sagittaria* sp., *Carex* sp., *Menyanthes trifoliata*, *Ranunculus* sp., *Eriocaulon* sp., *Typha latifolia*, dans l'éventualité d'un abaissement du niveau de l'eau, se déplacent vers le centre du bassin. La présence de ces espèces dans les carottes latérales peut être indicatrice de changements importants.

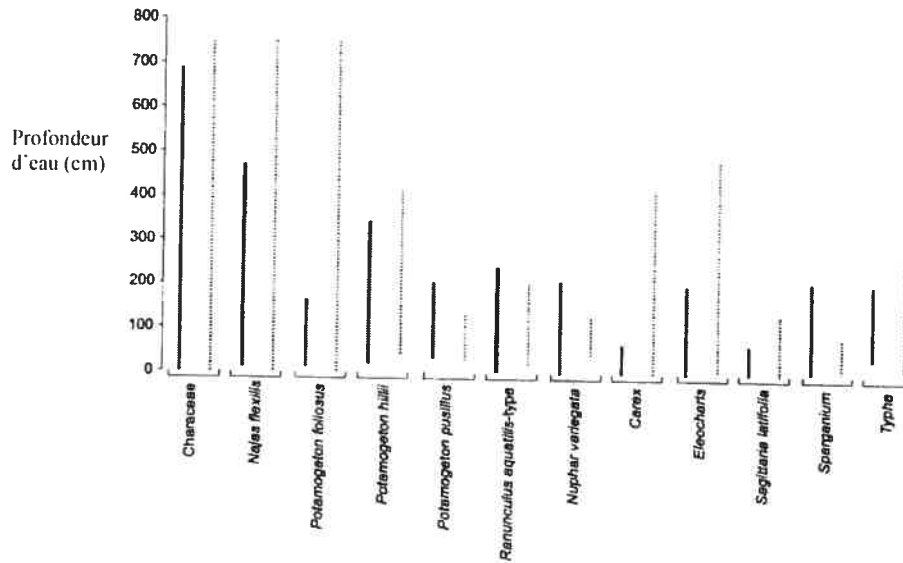


Figure 3.2 Profondeurs d'eau associées à la croissance de certaines espèces (lignes solides) et profondeurs où elles ont été retrouvées (pointillées). Tiré de Dieffenbacher-Krall et Halteman (2000).

En définitive, si des abaissements du niveau de l'eau se sont produits dans le lac, ils pourraient donc être détectés par des changements de la teneur en MI et MO dans les carottes (MI augmente, MO diminue); le pourcentage de perte au feu devrait aussi montrer des différences entre le centre et les autres profils, et la représentation macrofossile des profils latéraux devrait illustrer le déplacement de la végétation riveraine. Quant à la stratigraphie pollinique, elle permettrait d'identifier des lacunes dans l'accumulation sédimentaire. Mais l'apport de la palynologie à la détection des changements du niveau d'eau est potentiellement beaucoup plus grand. Il sera examiné plus loin, dans la section 3.3 traitant de la comparaison d'une tourbière et d'un lac sous l'angle des apports polliniques qui leur sont respectivement associés.

3.2 Conditions d'un changement du niveau d'eau d'un lac

Les lacs sont reconnus comme un des meilleurs écosystèmes indicateurs des changements des précipitations (Harrison et Metcalfe, 1985; Street-Perrott et Harrison, 1985; Bégin et Payette, 1988; Payette et Fillion, 1993; Barttabee, 2000). On reconnaît trois sources principales d'alimentation en eau dans les lacs: 1) les apports atmosphériques directs en précipitations sur le plan d'eau; 2) les apports fluviaux et le ruissellement superficiel provenant du bassin versant; et finalement 3) les apports de l'aquifère (eaux souterraines) (voir plus loin la formule du bilan hydrique d'un lac).

Trois éléments peuvent influencer le niveau d'un lac : la tectonique, le bassin versant et le climat (Dearing et Foster, 1986). Le relèvement isostatique suite à la déglaciation peut agir à long terme sur le niveau des lacs en changeant celui de l'exutoire ou en changeant la direction de l'écoulement dans un bassin versant (Yu et McAndrews, 1994). Le bassin versant régit l'apport des précipitations et le ruissellement par le biais de sa superficie d'abord, du substrat qui le constitue ensuite, et enfin par la végétation qui l'occupe. Par exemple, une végétation coniférienne sempervirente intercepte plus de précipitation qu'un couvert d'arbres décidus, ce qui laisse moins d'eau pour la nappe phréatique, et peut soutenir un bas niveau d'eau (Bosch et Hewlett, 1982; Yu et McAndrews, 1994). C'est toutefois la nature du substrat qui est l'élément majeur, en déterminant l'importance de l'aquifère et sa sensibilité aux changements dans le bilan hydrologique.

Le niveau de l'eau des lacs répond aux changements hydrologiques causés par la dynamique à long terme du climat régional durant le retrait des glaces, les changements d'insolation et la composition atmosphérique (Harrison et Digerfeldt, 1993; Shuman *et al.*, 2005, Shuman et Donnelly, 2006). Les précipitations, l'humidité et l'évapotranspiration (reliées à l'insolation, à la température et aux vents) sont des facteurs majeurs affectant les niveaux lacustres (Yu et McAndrews, 1994; Shuman et Donnelly, 2006). Par ailleurs, le niveau de l'eau peut également être affecté par des redirections de

drainage, des barrages de castors ou par toute intervention anthropique dans le bassin versant (Nurse, 2003).

Le bilan hydrique annuel d'un lac est représenté par la formule suivante :

$$B_{\text{lac}} = \text{Superficie}_{\text{lac}} (P-E) + (R-D) + (G_e-G_s)$$

P: précipitations annuelles; E: évaporation potentielle; R : ruissellement du bassin versant; D : débit sortant; G : débit de la nappe phréatique entrant et sortant

$$\text{où } R = A_{\text{bv}} (P_{\text{bv}} - E_{\text{bv}})$$

A_{bv} : aire du bassin versant, P_{bv} : Précipitation sur le bassin versant, E_{bv} : Evapotranspiration sur le bassin versant

(Street-Perrott et Harrison, 1985)

Un bilan (B_{lac}) positif implique que le niveau maximal atteint à l'effluent persiste une bonne partie de l'année; l'effluent est donc actif et le niveau du lac fluctue peu en réponse aux variations de précipitations et d'évaporation du bassin versant (Street-Perrot et Harrison, 1985; Bengtsson et Malm, 1997; Bartabee, 2000 : Fortin, 2002). La taille du bassin versant influence les apports provenant du ruissellement et celui provenant de la nappe phréatique; plus le bassin versant est grand, plus la contribution hydrique du bassin tend à maintenir le niveau du lac élevé.

Pour que le bilan hydrique d'un lac soit négatif, et qu'un bas niveau d'eau soit enregistré, il faut que les précipitations (P) soient plus faibles que l'évaporation sur le lac (E), ou que l'évaporation (E) et l'évapotranspiration (E_{bv}) sur le bassin versant soient supérieures aux précipitations (P), abaissant ainsi le niveau de l'aquifère dans lequel s'inscrit le lac, et qui commande son niveau d'eau.

Les lacs d'eau douce ont généralement un rapport précipitation-évaporation positif et déversent l'excédent d'eau par l'exutoire ou par des fuites souterraines alimentant la nappe phréatique (Bartabee, 2000). Les lacs reposant sur des bassins rocheux imperméables possèdent généralement un seuil fixe et le changement de rapport P-E n'entraîne pas nécessairement de changement de niveau d'eau reconnaissable dans les sédiments (Bartabee, 2000). Par contre, dans le cas où l'évaporation excéderait les

précipitations, le niveau du lac va baisser. Un lac avec un bassin perméable peut répondre aux changements de disponibilité en eau et des déplacements de la rive peuvent survenir découlant de changement du rapport précipitation/évaporation sur l'ensemble de l'aquifère. Une indication claire de ce déplacement des rives peut se trouver dans les sédiments latéraux en utilisant une combinaison d'indicateurs lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur un transect de carottes (Digerfeldt, 1986; Bartabee, 2000).

La reconstitution des variations paléohydrologiques holocènes est encore très fragmentaire au Québec. C'est principalement le sud du Québec qui fut étudié ; les lacs pour lesquels les changements du niveau d'eau furent chiffrés sont les suivants: lac Albion en Estrie (Lavoie, 1998; Lavoie et Richard, 2000); Petit lac Bouchard et lac du Triangle en Gaspésie (Asnong, 2001; Asnong et Richard, 2003); lac Hertel en Montérégie (Muller, 2001; Muller *et al.*, 2003); lac Bromont en Montérégie (Fortin, 2002); lac Mégantic (Loewen *et al.*, 2005). L'étude de Loewen *et al.* (2005) est fondée essentiellement sur des indices archéologiques sur les rives et autour du lac Mégantic; seule la reconstitution au lac Albion fait appel à de multiples carottes prélevées dans le lac et à proximité; les autres études se basent sur les données issues d'une seule carotte par lac, en position centrale (lacs Triangle et Petit lac Bouchard) ou en position latérale (lac Hertel).

Par ailleurs, deux études furent réalisées dans la toundra forestière du Nord québécois, proche de la Baie d'Hudson (Payette et Fillion, 1993; Miousse *et al.*, 2003), mais seul le statut (haut, bas, en hausse, à la baisse) du niveau de l'eau des lacs fut reconstitué. Il en va de même pour le lac Dolbeau, sur le massif des monts McGerrigle en Gaspésie (Richard, 1998) et pour le lac Francis, en Abitibi (Richard et Fréchette, 1999).

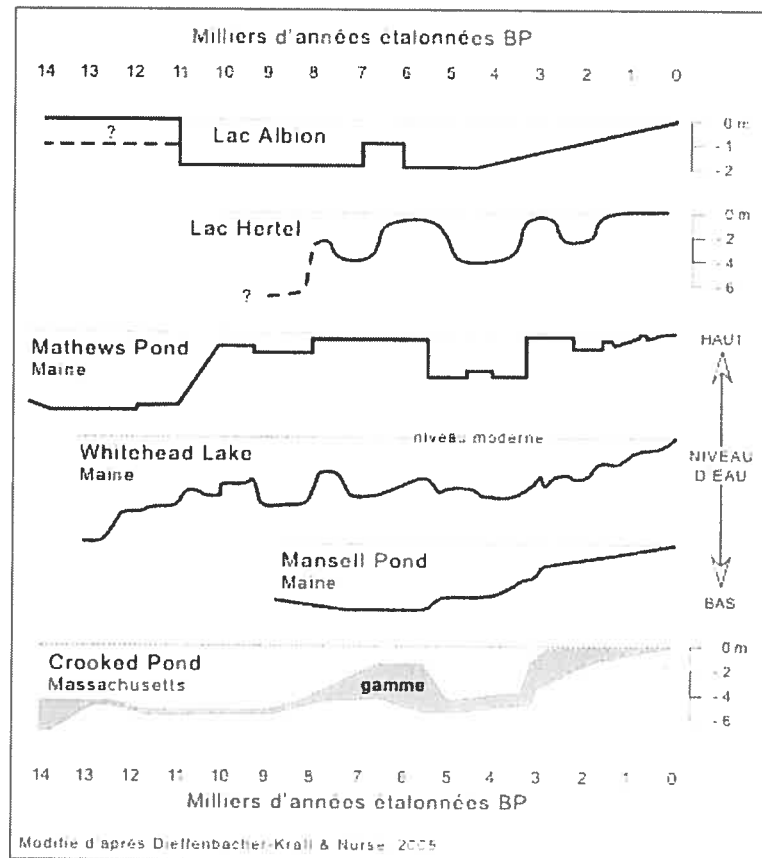


Figure 3.3 Exemples de reconstitution postglaciaire du niveau d'eau de lacs du Québec, du Maine et du Massachusetts (Lowen *et al.*, 2005).

La figure 3.3 fait état des principales reconstitutions du niveau d'eau des lacs disponibles pour le Québec et pour quelques sites de la Nouvelle-Angleterre. Son observation permet d'identifier, pour chaque millénaire du passé, des divergences ou des convergences dans l'état relatif (haut, bas, à la hausse ou à la baisse) du niveau de l'eau entre les divers lacs. Elle permet aussi de reconnaître des grandes tendances, à l'échelle de l'Holocène. Par exemple, entre 5000 et 3000 ans cal. BP une période de bas niveau est partagée par les sites présentés (figure 3.3). Il faut toutefois réaliser que le contrôle chronologique de chaque site diffère, et qu'une part des ressemblances ou des différences dans les courbes du niveau d'eau entre les sites est très certainement due aux imprécisions de la datation. Par ailleurs, certains lacs permettent des reconstitutions plus détaillées que

d'autres en raison de leurs propriétés sédimentaires (horizons de marne dans la gyttja : *Whitehead Lake*, par exemple) ou de la différenciation plus ou moins poussée de la zonation végétale riveraine.

3.2.1 Les divergences et les convergences

On remarque d'abord que les différentes périodes de hausse et de baisse de niveaux d'eau n'ont pas les mêmes durées, et qu'elles ne débutent pas et ne finissent pas en même temps. Ceci s'explique par l'unicité des lacs. Ils possèdent une morphométrie unique, un bassin versant qui leur est propre, un substrat particulier, un certain nombre d'affluent(s) et d'effluent(s)... Chaque lac répond à sa façon aux différents apports de précipitations.

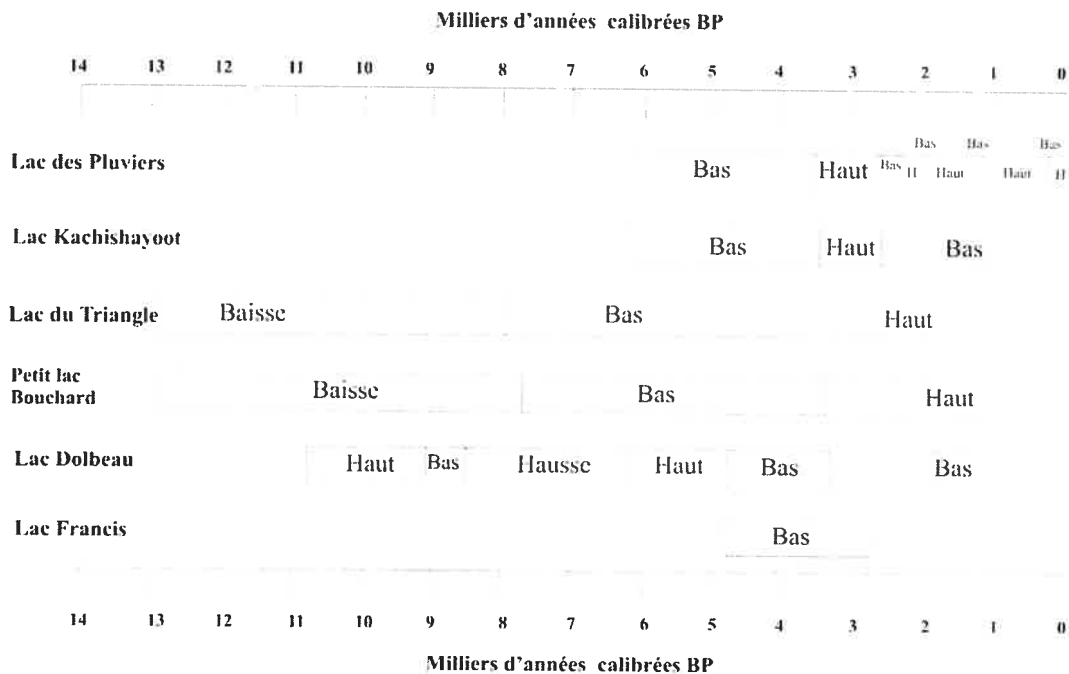


Figure 3.4 Changements de niveaux d'eau au Québec

Dans le nord du Québec, le lac Kachishayoot et le lac des Pluviers ne partagent pas les mêmes périodes de hausse de niveau d'eau puisqu'une baisse du niveau de l'eau est en cours depuis 2700 ans cal. BP au lac Kachishayoot. Toutefois, de brèves périodes d'abaissement du niveau de

l'eau du lac des Pluviers apparaissent de 2750 à 2350 ans cal. BP, de 2070 à 1950 ans cal. BP, vers 1260 cal. BP et de 315 à 265 ans cal. BP d'après Payette et Fillion (1993).

Par ailleurs, dans un même lac les divers indicateurs peuvent ne pas soutenir les mêmes hypothèses concernant le changement de niveau de l'eau : le pollen, les pertes au feu et la sédimentologie peuvent ne pas révéler une logique cohérente. De tels cas sont discutés par Lavoie (1998) et par Muller (2001), par exemple. Lors de la comparaison de sites, il faut également considérer le type d'analyses et d'indicateurs qui ont été utilisés afin de connaître les limites associées à chaque reconstitution.

Malgré les multiples divergences de détail, certaines convergences des changements de niveaux d'eau peuvent être observées (figure 3.3 et 3.4). À l'échelle régionale, des lacs soumis aux mêmes influences climatiques peuvent enregistrer des changements de niveaux lacustres synchrones. La comparaison des niveaux lacustres reconstitués au Québec montre de telles convergences régionales. Dans le nord du Québec, le lac des Pluviers traverse un épisode de bas niveau d'eau entre 3800 et 6200 ans cal. BP (Payette et Fillion, 1993) et le lac Kachishayoot connaît également un épisode de bas niveau entre 3400 ans cal. BP et 6200 ans cal. BP (Miousse *et al.*, 2003). Asnong et Richard (2003) ont trouvé un épisode de bas niveau au Petit lac Bouchard entre 3200 et 6800 ans cal. BP et un bas niveau entre 4500 et 7400 ans cal. BP au lac du Triangle. Plus au sud-ouest, le lac Albion a enregistré un épisode de bas niveau entre 4500 et 6100 ans cal. BP (Lavoie et Richard, 2000a) et le lac Hertel a traversé une période de bas niveau entre 3400 et 4800 ans cal. BP (Muller *et al.*, 2003). Un certain synchronisme, très imparfait, semble caractériser l'instauration de bas niveau d'eau à l'échelle du Québec. Des décalages ou «divergences» sont manifestes, mais une tendance commune est bien présente, attribuable à un changement climatique régional affectant le bilan hydrique durant l'Holocène moyen.

3.2.2 Les causes des grandes tendances

La comparaison des différents changements de niveaux d'eau montre deux grandes tendances. D'abord, une période de plus grande fréquence de lacs au bas niveau d'eau semble généralisée entre 5500 et 3000 ans cal. BP. Selon les sites, la durée du bas niveau varie. Cette période de bas niveau d'eau serait due à un climat plus sec engendré par une incursion plus fréquente de la masse d'air Pacifique durant la fin de l'Holocène moyen (Almquist *et al.*, 2001; Lavoie et Richard, 2000a). Une période à haut niveau lacustre semble également généralisée depuis 3000 ans cal. BP jusqu'à aujourd'hui. Ce haut niveau moderne serait expliqué par des conditions plus fraîches et plus humides dans l'ensemble du nord-est américain (Harrison, 1989; R.S. Webb *et al.*, 1993; T. Webb *et al.*, 1993). Les reconstitutions climatiques des derniers 2000 ans, fondées sur les données polliniques de huit sites du nord-est et du mid-west américain, montrent une tendance vers l'augmentation des précipitations associée à un refroidissement des températures (Gajewski, 1988). Au Québec subarctique et en région boréale, des hivers plus neigeux seraient responsables des hauts niveaux d'eau depuis 3780 ans cal. BP (Bégin et Payette, 1988 ; 1989; Payette et Delawaide, 1991; Payette et Fillion, 1993; Tardif et Bergeron, 1997).

Carcaillet et Richard (2000), pour expliquer l'augmentation spectaculaire dans l'incidence des feux de forêt au Québec depuis 3000 ans, après une longue période plus chaude et moins arrosée mais à faible incidence des incendies entre 7000 et 3000 ans cal.BP, avancent l'hypothèse que le refroidissement qui s'ensuivit (Néoglaciale *sensu lato*) ait été accompagné d'une plus grande fréquence des épisodes de sécheresse estivale, malgré une hausse des précipitations, surtout hivernales. Les précipitations hivernales seraient le principal facteur contrôlant le niveau d'eau des lacs et la profondeur des aquifères qui leur sont associés (Digerfeldt *et al.*, 1992; Vassiljev, 1998; Vassiljev *et al.*, 1995, 1998; Shuman et Donnelly, 2006).

3.3 Comparaison palynologique entre lac et tourbière

Les apports polliniques sur une tourbière sont principalement constitués des retombées polliniques régionales qui comprennent les apports extra-locaux provenant des marges de la tourbière et les apports régionaux provenant de la formation végétale environnante (Janssen, 1966; McAndrews, 1966; Comtois, 1982). Des apports polliniques extra-régionaux sont également enregistrés; ils proviennent de sources très lointaines et sont apportés en petite quantité par les vents. À ces apports distaux éoliens s'ajoute le pollen provenant des espèces colonisant la tourbière elle-même.

Le pollen qui se dépose dans un lac comprend aussi des apports locaux, c'est-à-dire le pollen provenant des espèces retrouvées dans le lac, auxquels s'ajoutent des apports extra-locaux constitués des plantes colonisant les rives, et des apports régionaux et extra régionaux. Mais au vecteur sporopollinique éolien s'ajoute le vecteur fluvial, quand les lacs comportent un ou plusieurs affluents. L'apport fluvial comprend une composante riveraine potentiellement accentuée par rapport à un lac sans affluent, composante qui s'ajoute au pollen régional retombant sur l'eau courante des ruisseaux. Ainsi, par rapport à une tourbière, les lacs alimentés par des ruisseaux ont le potentiel de concentrer plus de pollen de source extra-locale (riveraine), régionale (du bassin versant) et extra-régionale (apports sporopolliniques lointains, exotiques).

Les retombées sporopolliniques sur une tourbière sont définitives; le pollen ou les spores ne migrent pas dans la tourbe. Toutefois, la concentration sporopollinique ($n \text{ grains.cm}^{-3}$) est fonction du taux net d'accumulation des couches de tourbe. Ce taux net est livré par la chronologie ^{14}C , mais le nombre de déterminations chronologiques est généralement insuffisant pour détecter tous les changements du taux d'accumulation. Sur de courtes périodes de temps, on peut poser l'hypothèse que les retombées sporopolliniques de source régionales sont constantes en un point donné d'une tourbière. En conséquence, les changements abrupts de la

concentration pollinique de source régionale permettent d'identifier des périodes d'accumulation nette plus ou moins rapides. Les couches accumulées plus lentement présenteront une concentration pollinique de source régionale plus forte, et *vice versa*. Par ailleurs, des changements de concentration pollinique des plantes locales, tourbicoles, pourront refléter des changements locaux de végétation dans la tourbière.

Contrairement à ce qui se produit sur une tourbière, les retombées sporopolliniques sur un lac, de même que les apports assurés par les affluents ne sont pas définitifs. Les retombées du pollen ou des spores flottent d'abord sur l'eau et sont déplacés plus ou moins longtemps avant qu'ils ne se mouillent et participent pleinement à la colonne d'eau, quelque part dans le lac ou dans les ruisseaux y affluant. Les grains de pollen et les spores se déplacent alors avec les courants, comme l'ont montré les travaux pionniers de Madame Margaret B. Davis (Davis, 1967, 1968; Davis et Brubaker, 1973; Davis and Ford, 1982; Davis *et al.*, 1984, 1985a, 1985b). Ils se déposent éventuellement à la surface des sédiments, et ceux qui se trouvent en bordure des lacs, sous le niveau de la limite sédimentaire, sont soumis à la focalisation comme les autres composantes de la matière organique sédimentaire (voir précédemment).

Ces propriétés de l'accumulation sporopollinique dans les lacs et dans les tourbières seront utilisées aux fins suivantes.

- 1) La comparaison entre les spectres polliniques enregistrés à la même époque dans les sédiments d'un lac et ceux des couches de tourbe d'une tourbière voisine devrait, en principe, permettre de reconnaître les apports fluviaux et d'en mesurer les changements d'intensité. En périodes faiblement arrosées, les apports polliniques fluviaux devraient être réduits en raison du tarissement des affluents, affectant la concentration pollinique totale dans la partie centrale du bassin lacustre. Les retombées polliniques (éoliennes) seraient aussi en principe réduites durant une phase de bas niveau lacustre car elles se déposeraient alors sur une surface d'eau libre plus petite

qu'auparavant. La distinction entre les retombées sporopolliniques éoliennes et les apports sporopolliniques fluviaux est donc un élément important de notre approche méthodologique de détection des changements hydrologiques fondée sur le pollen accumulé dans les lacs.

Plus généralement, la comparaison des pourcentages et des influx polliniques des couches de la tourbière et des sédiments du lac permettra de déterminer quelle est la part de l'input pollinique constitué par les retombées (éoliennes) de source régionale, ce qui devrait permettre d'évaluer les changements d'intensité des processus de redépôt ou de focalisation sédimentaire dans le lac à partir des changements enregistrés par l'influx pollinique ($n \text{ grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) dans les sédiments.

2) Certaines plantes tourbicoles comme l'épinette noire et le mélèze laricin participent aussi à la végétation régionale; leur présence locale, sur les tourbières, peut en principe être détectée par la comparaison avec les spectres polliniques enregistrés par les sédiments lacustre.

La confection de diagrammes polliniques de pourcentages où les taxons manifestation locaux comme les cypéracées et les éricacées (tourbicoles ou riveraines) seront retirés de la somme pollinique permettra de comparer les deux sites et d'en extraire la représentation des taxons participant aux retombées éoliennes régionales, tant en pourcentages qu'en influx polliniques (Rybnickova et Ribnicek, 1971). La représentation pollinique de l'épinette noire, du mélèze ou du bouleau, tous taxons tourbicoles facultatifs, pourra être alors comparée dans les spectres contemporains du lac et de la tourbière, révélant ainsi leur rôle sur la tourbière.

3.4 Description des méthodes

3.4.1 Échantillonnage

Le carottage des sédiments fut pratiqué en canot pneumatique puisque la faible profondeur de l'eau ne permettait pas un carottage hivernal sur glace. Quatre carottes sédimentaires ont été récoltées dans le lac à l'aide du carottier Livingstone (Livingstone, 1955; Lotter *et al.* 1997; Glew *et al.*, 2001) : une carotte centrale de 438 cm et trois carottes latérales ; deux forment un transect dans l'axe de l'affluent oriental et une est située face à la berge nord (figure 2.8 et 2.9). Toutes les carottes furent doublées grâce à un échantillonnage en parallèle, mais dont la profondeur fut décalée de 50 cm pour chaque segment de 1 mètre. La carotte latérale #1 totalise 236 cm de sédiments, la carotte latérale #2, 134 cm et la carotte latérale #3, 215 cm.

Les sédiments de surface trop fluides pour être récupérés par le carottier Livingstone ont été récoltés à l'aide du carottier Kajak-Brinkhurst (Glew, 1988; Glew, 1989) pour chaque carotte échantillonnée. Ces carottes, également prélevées à partir du canot pneumatique, ont été transportées du lac à la berge en maintenant toujours le tube à la verticale et en évitant tout brassage. Des tranches de 1 cm ont été prélevées sur les berges du lac, depuis l'interface eau-sédiments jusqu'à des profondeurs de 38, 35, 37 et 43 cm pour les carottes centrale, et latérales #1, #2 et #3, respectivement.

De plus, un échantillonnage en vrac des sédiments de surface en fonction de la distance aux berges le long de trois transects a été effectué à l'aide d'une Benne Eckmann (figures 3.5 et 3.6), pour l'étude de la distribution des macrorestes végétaux et de la fraction grossière des sédiments.



Figure 3.5 Échantillonnage à la Benne Eckman

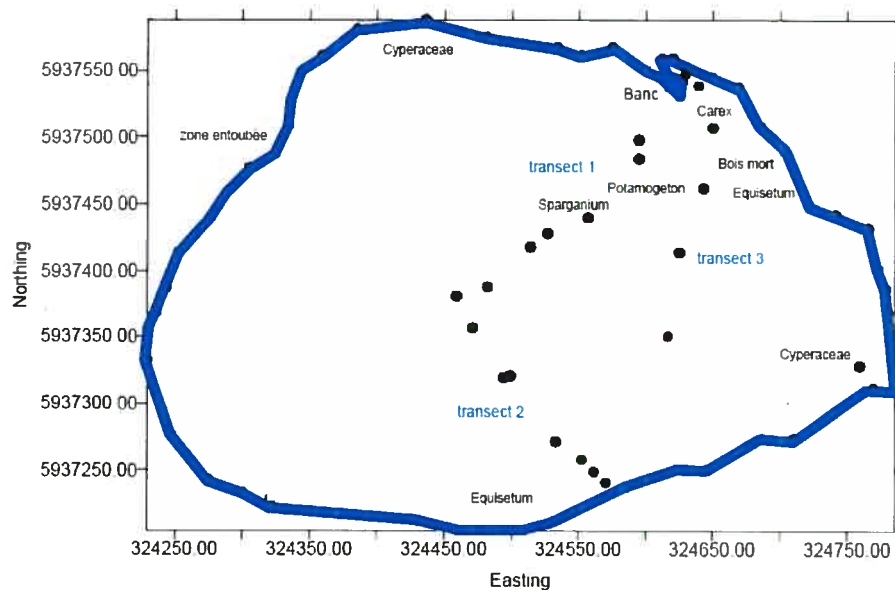


Figure 3.6 Échantillons de surface récoltés à la Benne Eckman

Les sédiments furent emballés dans des feuilles de plastique et d'aluminium (carottes métriques) ou dans des sachets (autres échantillons) adéquatement identifiés, transportés au laboratoire et entreposés au réfrigérateur à 4°C jusqu'au moment des analyses. Les carottes de 1 mètre furent alors découpées en tranches de 1 cm et placées dans des sacs hermétiques au réfrigérateur.

3.4.2 Sédimentologie

Deux techniques furent utilisées pour effectuer la caractérisation sédimentologique: la méthode de Troël-Smith (1955) et la perte au feu. Chaque carotte, une fois extraite du carottier, fut examinée visuellement afin d'identifier les composantes principales de la carotte selon la profondeur.

La méthode de Troël-Smith (1955) identifie les propriétés physiques, le degré d'humification et les types dominants et sous dominants des sédiments analysés et elle demande peu de temps (Aaby et Berglund, 1986). Cinq types de composantes sédimentaires permettent de décrire les sédiments lacustres : *Turfa*, *Limus*, *Detritus*, *Argilla* et *Grana* (Troël-Smith, 1955; Aaby et Berglund, 1986). Les *Turfa* représentent des fragments végétaux dont l'origine est identifiable (*bryophitica* [mousses], *lignosa* [ligneuses], *herbaceae* [herbacées]). Un seul type de *Limus* a été observé soit le *Limus detrituosus* (particules de moins de 0,01 mm semblant floconneuses); trois types de *Detritus* étaient présents (*Detritus granosus* avec des particules de 0,01 mm à 2 mm non identifiables; *Detritus lignosus* où des fragments ligneux de moins de 2 mm sont observés et *Detritus herbosus* ou des fragments herbacés de moins de 2 mm sont visibles). Pour ce qui est des sédiments majoritairement inorganiques les appellations sont *Argilla steatodes* pour l'argile regroupant les grains de moins de 0,002 mm, et *Argilla granosa* qui correspond au limon de 0,002 mm à 0,06 mm. Le sable est identifié par *Grana* où *G. arenosa* regroupe les sables de 0,06-0,6 mm et *Grana subbularia* représente les sables de 0,6 à 2,0 mm. Les propriétés physiques telles que la couleur, la cissité (cohésion), l'humidité et les transitions furent notées. Le degré d'humification a également été évalué à la Von Post. La même classification a été utilisée pour décrire la carotte de la tourbière de LG2 (Beaulieu-Audy, 2006). Ces critères permettent de caractériser les unités stratigraphiques rencontrées dans chaque carotte.

La perte au feu permet d'estimer le contenu organique et inorganique des sédiments par pyrolyse (Dean, 1974; Boyle, 2001; Beaudoin, 2003; Boyle,

2004). Elle fut effectuée sur toutes les tranches de 1 cm de chaque carotte ainsi que sur les échantillons de surface récoltés à la Benne Eckman. La technique comprend les étapes suivantes. Des échantillons frais de 1 cm³ furent prélevés, pesés puis séchés pendant une nuit entière dans une étuve dont la température oscillait entre 100 et 105°C pour être pesés à nouveau après refroidissement. Le pourcentage d'eau et de matière sèche est établi, ainsi que la densité fraîche et la densité sèche en grammes par centimètre cube. Les échantillons secs sont ensuite soumis à la pyrolyse à 600°C pendant 30 minutes pour déterminer le contenu en matière organique, chiffré en pourcentage et en teneur en matière organique par cm³ de sédiment sec. Une deuxième pyrolyse à 1000°C pendant une heure est effectuée pour établir le contenu en carbone inorganique dans les sédiments. Le pourcentage de la masse totale brûlée à 1000°C ainsi que la teneur en résidu sont ainsi obtenus. La teneur en carbonate est déduite par la masse de la perte éventuelle sous forme de CO₂ (durant la PAF à 1000°C) multipliée par 100 et divisée par 44.

La stabilité du canot pneumatique lors de l'échantillonnage étant toute relative, une incertitude est associée à la mesure de la profondeur de chaque segment métrique de carotte (Livingstone) et de la carotte courte de surface (Kajak-Brinkhurst). L'ajustement de la profondeur des différents segments de carottes a été réalisé à partir des tendances des courbes de la perte au feu à 600°C. La jonction des différents segments a été effectuée en utilisant des pourcentages lissés sur trois valeurs afin de diminuer la variation due à l'erreur de la technique de mesure, réduire l'influence des fluctuations extrêmes localisées dans un niveau et réduire l'erreur associée au bruit du signal.

Les avantages de la perte au feu sont la rapidité, la simplicité ainsi que le peu d'équipement spécialisé nécessaire. Cette méthode a été critiquée sur la justesse des estimations de contenu en carbone qu'elle autorise (Mackareth, 1966; Boyle, 2001). Les paramètres de la perte au feu comme

la température de pyrolyse et la durée jouent sur le résultat (Heiri *et al.*, 2001; Boyle, 2004). Beaudoin (2003) a fait une comparaison de deux méthodes de mesure du pourcentage de matière organique dans les sols. Les résultats ont montré que la PAF et la méthode Walkley-Black présentaient une forte correspondance ($R^2=0.93$). La méthode de la perte au feu peut donc être considérée comme une méthode fiable d'estimation du contenu en matière organique.

3.4.3 Chronologie

Les changements sédimentaires et paléobotaniques observés doivent se situer dans un contexte temporel bien défini. Ce contexte temporel est livré par des datations au ^{14}C qui permettent, après étalonnage en années solaires, d'estimer à quel taux les sédiments (taux d'accumulation sédimentaire) et le pollen (taux d'accumulation pollinique) se sont accumulés.

La datation des profils de sédiments lacustres fut effectuée sur des macrorestes terricoles et sur des sédiments en vrac sur une épaisseur allant de 2 à 4 cm. La datation par spectrométrie de masse (SMA) utilisant un accélérateur de particules fut réalisée par le laboratoire *Beta Analytics* en Floride. Les macrorestes datés étaient des aiguilles et des rameaux de *Picea mariana* et de *Larix laricina* ainsi que des graines de *Carex* sp. Pour les niveaux où les macrorestes se trouvaient en quantité insuffisante, la datation de matériel en vrac fut effectuée sur la fraction des sédiments supérieure à 125 μm . Les âges radiocarbone conventionnels ont été transformés en âges étalonnés à l'aide du logiciel Calib 5.02 (Stuiver et Reimer, 1993) afin d'obtenir un modèle d'âge en années sidérales.

La construction du modèle âge-profondeur repose sur le choix de la fonction mathématique qui représentera le mieux l'accumulation des sédiments du site étudié. Il faut tout d'abord utiliser des dates étalonnées pour construire

le modèle d'âge (Bartlein *et al.*, 1995). La construction du modèle d'âge débute par la représentation en 2 dimensions des âges selon la profondeur. Une courbe représentant la relation âge-profondeur est ensuite créée. Plusieurs types de fonctions curvilinéaires furent testés : la régression linéaire, le lissage, une fonction spline cubique et divers polynômes. Le choix d'un polynôme de degré 5 a été fait pour créer la courbe âge-profondeur du profil central. Le choix du modèle, des degrés de liberté, de l'ordre polynomial ont un impact important sur les résultats (Bennett et Fuller, 2002). Le choix de ce modèle a été fait puisque c'est le modèle qui respectait le plus le changement de taux d'accumulation sédimentaire présent dans le haut du profil. Un ordre polynomial trop bas fournit un modèle trop rigide qui ne s'adapte pas aux mesures et un ordre trop haut s'adapte au bruit et devient instable. Il ne faut pas laisser reposer le choix de l'ordre polynomial uniquement sur le R^2 puisque celui-ci sera toujours élevé sur les longues périodes temporelles (Telford *et al.*, 2004a). Il faut également être conscient que les incertitudes des dates radiocarbone sous-estiment la vraie incertitude des modèles d'âge, particulièrement lorsqu'il y a peu de dates disponibles (Telford *et al.*, 2004a; 2004b).

Les courbes âge-profondeur ont été construites à partir des âges étalonnés lissés sur 50 ans et les graphiques ont été construits dans Kaleidagraph version 3.6 (Synergy Software, 2003). Afin d'obtenir une chronologie assez précise des événements, 7 datations ^{14}C furent effectuées sur le profil central du lac. Sur les profils latéraux le nombre de dates fut déterminé par les changements stratigraphiques identifiés. Dans la tourbière de LG2, 8 datations sont disponibles pour la carotte centrale. Le modèle d'âge proposé par Beaulieu-Audy (2006) fut utilisé.

3.4.4 Analyse sporopollinique

Pour les 4 carottes lacustres étudiées, des volumes de 1 cm^3 ont été prélevés sur la partie organique des sédiments, et 3 cm^3 dans les sédiments

plutôt inorganiques, en raison de la concentration sporopollinique généralement beaucoup faible dans ce type de matériel. Les sédiments prélevés ont été soumis à une série de traitements qui ont pour but de concentrer le pollen en éliminant les diverses matières susceptibles d'entraver son observation au microscope. La méthode conventionnelle utilisée par Richard (1977) et tirée de Faegri *et al.* (1989) fut appliquée. Les sédiments sont défloculés avec une solution d'hydroxyde de potassium 10%, tamisés à 700 µm; les silicates sont éliminés par un traitement à l'acide fluorhydrique, suivi d'une destruction des carbonates à l'acide chlorhydrique; une acétolyse élimine le contenu organique indésirable des sédiments et les culots polliniques sont colorés au rouge neutre et montés sous des lamelles de 22 mm par 22 mm dans la glycérine. Les échantillons furent initialement contaminés par une suspension contenant un nombre connu de grains de pollen exotique (ici nous avons utilisé *Eucalyptus globulus*) pour calculer la concentration pollinique des différents échantillons (Benninghoff, 1962). Un tamisage à 10 µm a été fait sur les échantillons riches en argile pour améliorer la visibilité sur la lame. L'identification a été faite avec un microscope Leitz Orthoplan ou Laborlux à des grossissements de 40 et 100 X. L'identification des grains de pollen a été réalisée à l'aide des références telles que Richard (1970), McAndrews *et al.* (1973), Faegri *et al.* (1989), Parent et Richard (1991), Moore *et al.*, (1991) et à l'aide de la collection de référence du laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal.

Les analyses sporopolliniques ont été effectuées tous les 8 cm sur le profil central et à tous les 4 cm sur les profils latéraux. Un dénombrement totalisant au minimum 300 grains de pollen fut systématiquement réalisé. Ces 300 grains terricoles comprennent le pollen des arbres, des arbustes, des plantes herbacées et le pollen indéterminé (inconnu ou indéterminable, abîmé). Cette somme est considérée suffisante puisque la diversité pollinique boréale est beaucoup plus faible que dans le sud du Québec. Les pourcentages polliniques furent calculés à partir de cette somme. Divers

taxons sont exclus de ce total, à savoir le pollen des plantes aquatiques, les spores des ptéridophytes et des mousses, les algues planctoniques et les rhizopodes. Sauf pour les rhizopodes, leur représentation est calculée sur la base de la somme pollinique définie plus haut. Les microcharbons furent également dénombrés et leur taille était mesurée pour obtenir une estimation de l'incidence des incendies dans la région. Le profil de la tourbière de LG2 a été analysé avec les mêmes techniques, mais les analyses sporopolliniques ont été effectuées à tous les 8 cm sous la dépression ou 16 cm sous la butte.

Les résultats des dénombrements ont été exprimés sous forme de diagrammes de pourcentage ou d'influx (taux net d'accumulation sporopollinique exprimé en grains.cm⁻²an⁻¹). Les données furent compilées à l'aide du logiciel TGview 2.0.2 (Grimm, 2004) comprenant le logiciel Tilia 2.0 (Grimm, 1993). La détermination des zones d'assemblages pollinique fut établie à partir des changements dans la représentation des taxons polliniques. Une zonation quantitative basée sur des distances de corde (Grimm, 2004) fut également réalisée afin de faciliter la délimitation des zones d'assemblages polliniques (ZAP). La zonation est réalisée à partir de distance de corde disponible dans TGView ainsi que par l'observation des successions polliniques.

Les charbons microfossiles furent mesurés sur les lames polliniques à l'aide d'une grille oculaire (Swain, 1973). La suspension contaminante d'Eucalyptus ajoutée aux échantillons a permis de déterminer la superficie couverte par les charbons par unité de volume (mm².cm⁻³). L'influx des charbons est également estimé en mm².cm⁻²an⁻¹. Les charbons retrouvés sur les lames polliniques proviennent de sources régionales et sont transportés sur de longues distances; la périodicité de l'enregistrement peut être relié à la variabilité climatique (Gajewski *et al.*, 1985; MacDonald *et al.*, 1991; Odgaard, 1992; Carcaillet et Richard, 2000).

3.4.5 Analyse macrofossile

L'analyse macrofossile des sédiments de surface et l'analyse du contenu macrofossile des carottes récoltées a été effectuée selon la méthode proposée par Larouche (1979).

L'analyse des sédiments de surface vise l'établissement de la répartition spatiale des macrorestes et de la fraction grossière des boues organiques en fonction de la localisation dans le lac et de la distance des berges. Les échantillons récoltés à la benne Eckmann ont été mis dans des contenants de plastique hermétiques puis ont été entreposés à 4°C jusqu'à leur analyse. Le volume des sédiments fut mesuré par déplacement d'eau dans un cylindre gradué. Les sédiments furent déposés sur des tamis superposés de 2 mm, 1 mm, 500 µm et 250 µm puis soumis à un jet d'eau. Chaque composante macrofossile visible à la loupe binoculaire (grossissement de 40X, 16X et 8X) était identifiée à l'aide de la collection de référence du laboratoire et de références-clés telles que Lévesque *et al.* (1988), Martin et Barkley (1961), Warner (1990) et Young et Young (1992). La dominante granulométrique (sans défloculation) fut estimée à l'œil et le poids de chaque fraction fut déterminé.

L'analyse des sédiments des carottes a débuté par la recherche de matériel terricole datable. Tous les restes fossiles rencontrés ont été identifiés le plus précisément possible. Les sédiments furent analysés par tranches de deux centimètres d'épaisseur dans les sédiments organiques et par tranches de 3 à 4 centimètres dans la fraction à dominante inorganique à la base des carottes vu la rareté des restes fossiles. Les sédiments étaient tamisés dans quatre tamis superposés (250 µm, 500 µm 1 mm et 2 mm), défloculés à l'aide de KOH 10% et soumis à un jet d'eau lors du tamisage. Pour les taxons très abondants, une estimation par classe d'abondance a été faite. Le profil central et le profil latéral #1 furent analysés tous les 8 cm, systématiquement.

Les assemblages macrofossiles furent compilés et représentés graphiquement à l'aide du logiciel TGView 2.0.2. Les dénombrements furent standardisés pour un volume de 100 cm³.

Chapitre 4. Résultats

Les résultats seront déclinés selon les quatre volets énoncés dans les objectifs de cette recherche : 1) le contexte chronologique et sédimentologique sera présenté, 2) la végétation tourbicole sera abordée à partir des données polliniques et sédimentologiques de la tourbière de LG2, 3) suivra une description de la végétation holocène régionale qui intègre les données polliniques lacustres 4) et finalement, les macrorestes végétaux, les changements sédimentologiques et l'accumulation sédimentaire seront présentés.

4.1 Chronologie et sédiments

4.1.1 Chronologie

La datation au radiocarbone fut utilisée dans les sédiments lacustres et ceux de la tourbière. Huit datations au radiocarbone dans le lac furent réalisées sur la carotte centrale, trois niveaux sur la carotte latérale #1 et finalement deux niveaux sur la carotte latérale #2, pour un total de 13 datations carbone 14 (tableau 4.1). La carotte latérale #3 ne fut pas datée. Deux profils centraux furent étudiés dans la tourbière de LG2. Le premier profil, situé dans une dépression, possède 6 datations radiocarbone et le second, situé sur une butte à 100 mètres de la dépression, compte 7 datations (tableau 4.2).

Tableau 4.1 Datation ^{14}C sur les sédiments du lac LG2_04

Profondeur ajustée (cm)	Matériel daté	Numéro de Laboratoire	Méthode de datation	Âge conventionnel (années BP)	Delta ^{13}C	Intervalle 2σ (années ^{14}C étalonnées BP)	Âge étalonné lissé sur 50 ans
BETA- Centrale							
36-38	Gyttja	211706	AMS	990	-27.2	790-960	930
50-52	Gyttja	204660	AMS	2140	-26.7	2240-2310 et 2000-2180	2130
<i>70-71</i>	<i>Gyttja</i>	<i>211707</i>	<i>AMS</i>	<i>2740</i>	<i>-27.5</i>	<i>2760-2920</i>	<i>2830</i>
118-120	Gyttja	204659	AMS	2800	-26.9	2790-2980	2880
194-196	Gyttja	204658	AMS	3790	-27.2	4280-4080 et 4030-4010	4160
280-282	Gyttja	204657	AMS	5060	-27.0	5710-5910	5820
331-333	Rameaux d'arbuste, feuilles de <i>Larix laricina</i> , feuilles de <i>Picea mariana</i>	203469	AMS	5840	-26.6	6540-6730	6660
370-373	matériel en vrac	211708	AMS	6770	-18.2	7580-7680	7620
Latérale 1							
48-50	Gyttja	211709	AMS	2420	-26.8	2560-2710 et 2350-2540	2380
69-71	Gyttja	211710	AMS	3150	-29.0	3320-3460	3370
131-132	Gyttja	211711	AMS	5300	-29.0	5420-5440, 5220-5320, 5060-5190	5300
Latérale 2							
<i>39-40</i>	<i>Gyttja</i>	<i>211712</i>	<i>AMS</i>	<i>3490</i>	<i>-27.1</i>	<i>3650-3860</i>	<i>3750</i>
63-65	Rameaux de <i>Picea mariana</i>	211713	AMS	2930	-25.4	2950-3220	3070

Les dates en italique sont les données rejetées.

Tableau 4.2. Datation ^{14}C de la tourbière de LG2.

Profondeur (cm)	Matériel daté	Numéro de Laboratoire	Méthode de datation	Âge conventionnel (années BP)	Delta ^{13}C	Intervalle 2σ (années ^{14}C étalonnées BP)	Âge étalonné lissé sur 50 ans (années ^{14}C étalonnées BP)
L2T2C2-2 (profil central de dépression)							
61-66	Tourbe en vrac	GSC-6782	Radiométrique standard	1680	-28,6	1399-1758	1580
122-127	Tourbe en vrac	GSC-6781	Radiométrique standard	3310	-28,2	3356-3740	3780
177-180	Tourbe en vrac	GSC-6780	Radiométrique standard	3960	-26,4	4158-4628	4440
232-235	Tourbe en vrac	GSC-6779	Radiométrique standard	4690	-26,7	5270-5605	5380
280-283	Tourbe en vrac	GSC-6778	Radiométrique standard	5330	-28,3	5884-6334	6110
322-325	Macroreste terricole	Beta-180471	AMS	5940	-24,3	6661-6810	6760
L 2T2C2-3 (profil central de butte)							
44-45	Sphaignes	Beta-199811	AMS	1250	-27,9	1081-1273	1180
95-96	Sphaignes	Beta-199812	AMS	2500	-27,0	2443-2734	2590
146-147	Sphaignes	Beta-199813	AMS	3350	-27,8	3478-3682	3580
199-200	Sphaignes	Beta-199814	AMS	3830	-28,0	4123-4399	4260
250-251	Sphaignes	Beta-199815	AMS	4210	-23,5	4594- 4857	4730
326-327	Sphaignes	Beta-199816	AMS	4960	-24,7	5597- 5764	5680
350-351	Sphaignes	Beta-199817	AMS	5300	-26,7	5942-6203	6070
395-397	Macrorestes tourbicoles	Beta-199819	AMS	6100	-22,1	6872- 7154	7010

AMS : Spectrométrie de masse par accélérateur

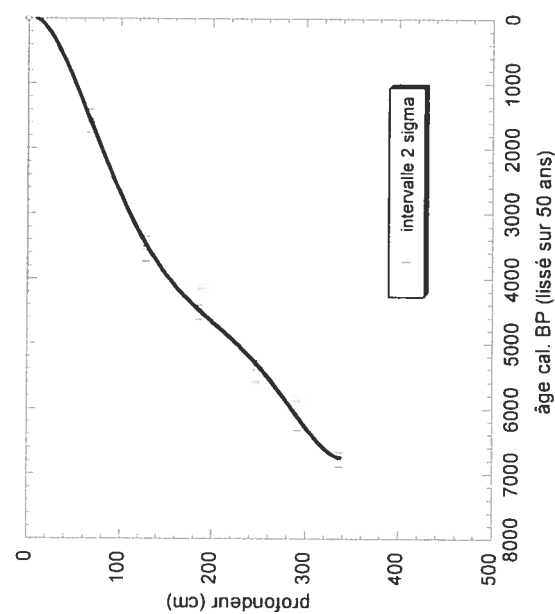
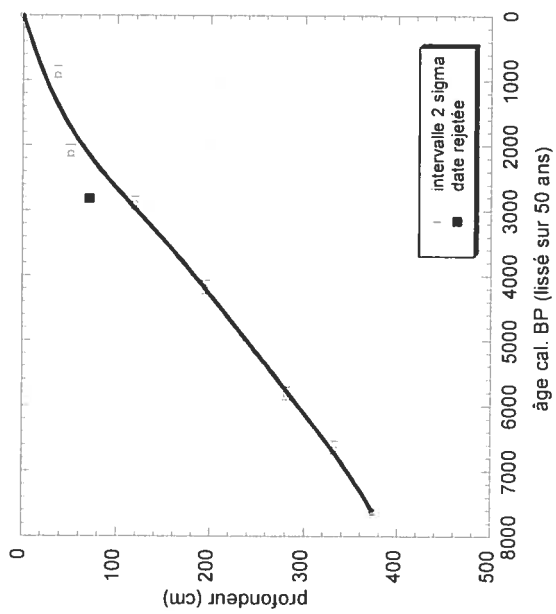
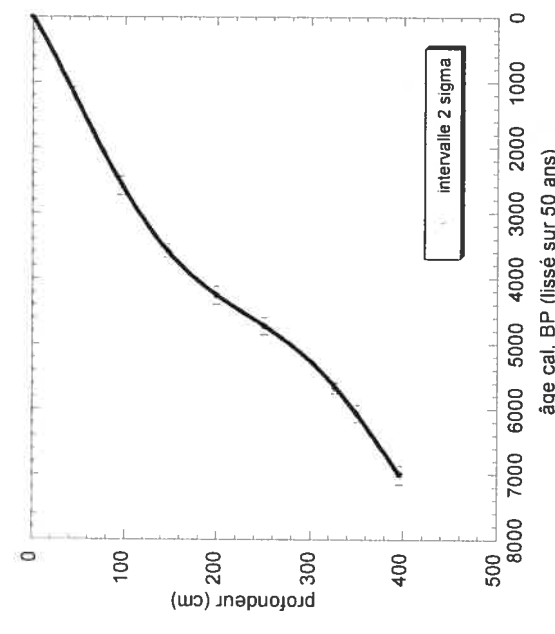


Figure 4.1. Modèle d'âge de la carotte centrale du lac LG2_04 (haut à droite); modèle d'âge de la dépression de tourbière de LG2 (bas à gauche) et modèle d'âge de la butte de la tourbière de LG2 (bas à droite)



Pour la carotte centrale lacustre, les dates obtenues démontrent que la logique temporelle est respectée, puisque tous les âges estimés selon la profondeur se succèdent. Les âges ne portent que sur le matériel organique puisque toute autre forme de matériel datable fut trouvée en quantité insuffisante à la base profil. Par ailleurs, l'âge mesuré à 71 cm a été éliminé pour construire le modèle d'âge (figure 4.1). Cet âge semble trop vieux puisque, pour 48 cm d'accumulation sédimentaire, une différence de seulement 79 ans est invraisemblable. Aucun signe d'une accumulation aussi rapide (changement de concentration pollinique ou changement de composition sédimentaire par l'apport de sédiments grossiers) n'a été observé à cette profondeur. L'hypothèse du matériel redéposé suite à un brassage des sédiments ou d'une remise en suspension de matériel peut expliquer la valeur non-représentative de l'âge obtenu à 71 centimètres. Les âges de 119 cm à la base semblent suivre un taux d'accumulation sédimentaire constant. Entre 51 et 119 cm (2100 et 2900 cal. BP), le taux d'accumulation diminue significativement (figure 4.1 et 4.2), pour augmenter vers la surface jusqu'à 37 cm. Le taux moyen d'accumulation des sédiments organiques dans le centre du lac est de 0.044 cm par année.

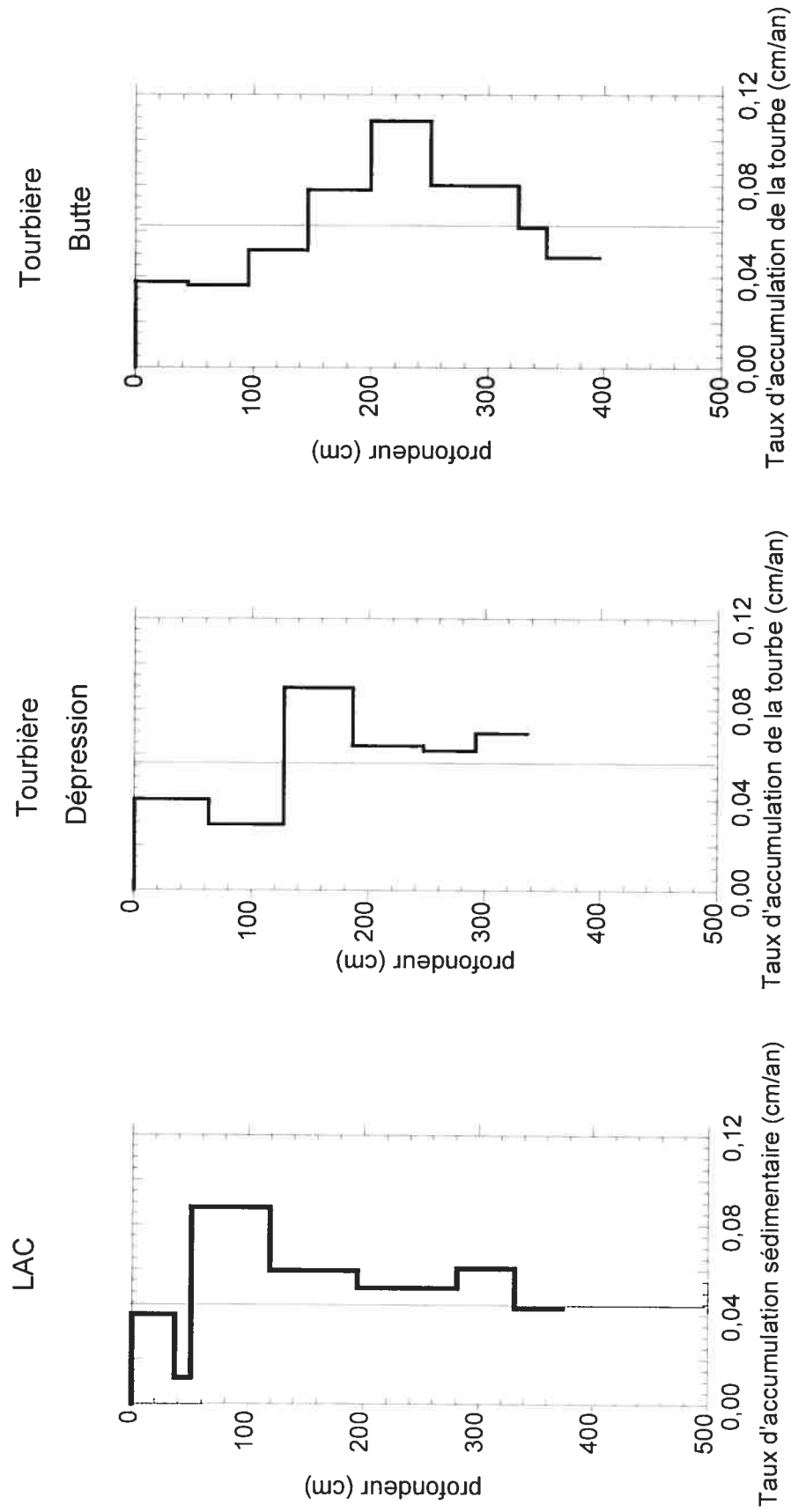


Figure 4.2. Taux d'accumulation sédimentaire du lac de LG2, de la tourbière de LG2 (dépression) et de la tourbière de LG2 (butte). Les tiretés représentent les moyennes.

Le modèle mathématique d'âge respectant le plus le changement de taux d'accumulation sédimentaire apparent en surface est la fonction polynomiale d'ordre 5 que l'on applique sur les âges étalonnés lissés sur 50 ans. Le R^2 (0,99) montre une forte relation avec les âges mesurés mais surtout, les deux tendances manifestes (avant et après 119 cm) sont respectées sans toutefois correspondre parfaitement. Le modèle d'âge passe dans l'intervalle 2 sigma de 6 des 8 dates obtenues, les deux dates de surface correspondant le moins au modèle suggéré. Le modèle s'avère satisfaisant. Ceci ne constitue qu'un modèle, donc une représentation possible de la réelle accumulation sédimentaire.

Les trois âges mesurés sur la carotte latérale #1 et les deux autres sur la carotte latérale #2 ont été choisis à l'aide de niveaux cibles de fluctuations significatives dans les pertes au feu (voir section 4.3.2 et figure 4.12). Le taux d'accumulation sédimentaire moyen de la carotte latérale #1, estimé selon les trois dates mesurées, est de 0.024 cm par année. Ce taux est beaucoup plus bas que celui du profil central. Les deux dates obtenues pour la carotte latérale #2 sont inversées. L'âge le moins profond dans la carotte est le plus vieux. Encore une fois, l'âge mesuré à 40 cm fut rejeté en suivant la même logique que celle utilisée pour le profil central. Le matériel daté a pu être redéposé. Ceci ne laisse qu'une seule date pour le profil latéral #2. Aucune date ne fut effectuée sur le profil latéral #3.

Les âges des horizons de tourbe de la tourbière de LG2 ont été mesurés sur des tiges de sphaigne ou sur des macrorestes terricoles. La construction du modèle d'âge des deux carottes fut réalisée aussi avec un polynôme d'ordre 5 qui passe par les intervalles 2 sigma de chaque date. Un ralentissement du taux d'accumulation est visible en surface à partir de 63 cm sous la dépression, et de 95 cm sous la butte. Le taux moyen d'accumulation de la tourbe sous la dépression est de $0,063 \text{ cm.an}^{-1}$ et de $0,056 \text{ cm.an}^{-1}$ sous la butte. Le taux

d'accumulation fut un peu plus variable dans le temps sous la butte, atteignant un maximum de $0,108 \text{ cm.an}^{-1}$ et un minimum de $0,037 \text{ cm.an}^{-1}$ tandis que sous la dépression, le taux estimé oscille entre $0,029$ et $0,089 \text{ cm.an}^{-1}$. Un ralentissement brusque du taux d'accumulation de la tourbe apparaît à 130 cm sous la dépression tandis que sous la butte un ralentissement progressif débute vers 240 cm.

4.1.2 Nature des sédiments

La morphologie du bassin où se trouve le lac et la constitution des sédiments seront présentées. Afin de mieux comprendre le contexte actuel du lac, la figure 4.3 présente la variation de la profondeur d'eau interpolée par krigeage sur la surface du lac. Au point le plus profond, le lac avait 81 cm d'eau en 2004.

La profondeur du bassin fut mesurée à l'aide de tiges de métal en 26 points également espacés dans le lac et les données furent interpolées à l'aide du krigeage encore une fois. Le maximum de pénétration de ces tiges, le refus, représente la profondeur maximale du bassin en un point donné. La carte montre que la cuvette initiale du bassin est légèrement décentrée et que les berges est et ouest possèdent des pentes douces. La profondeur du lac lors du début de l'accumulation organique montre une probable accumulation concentrique de matière inorganique favorisée par la focalisation.

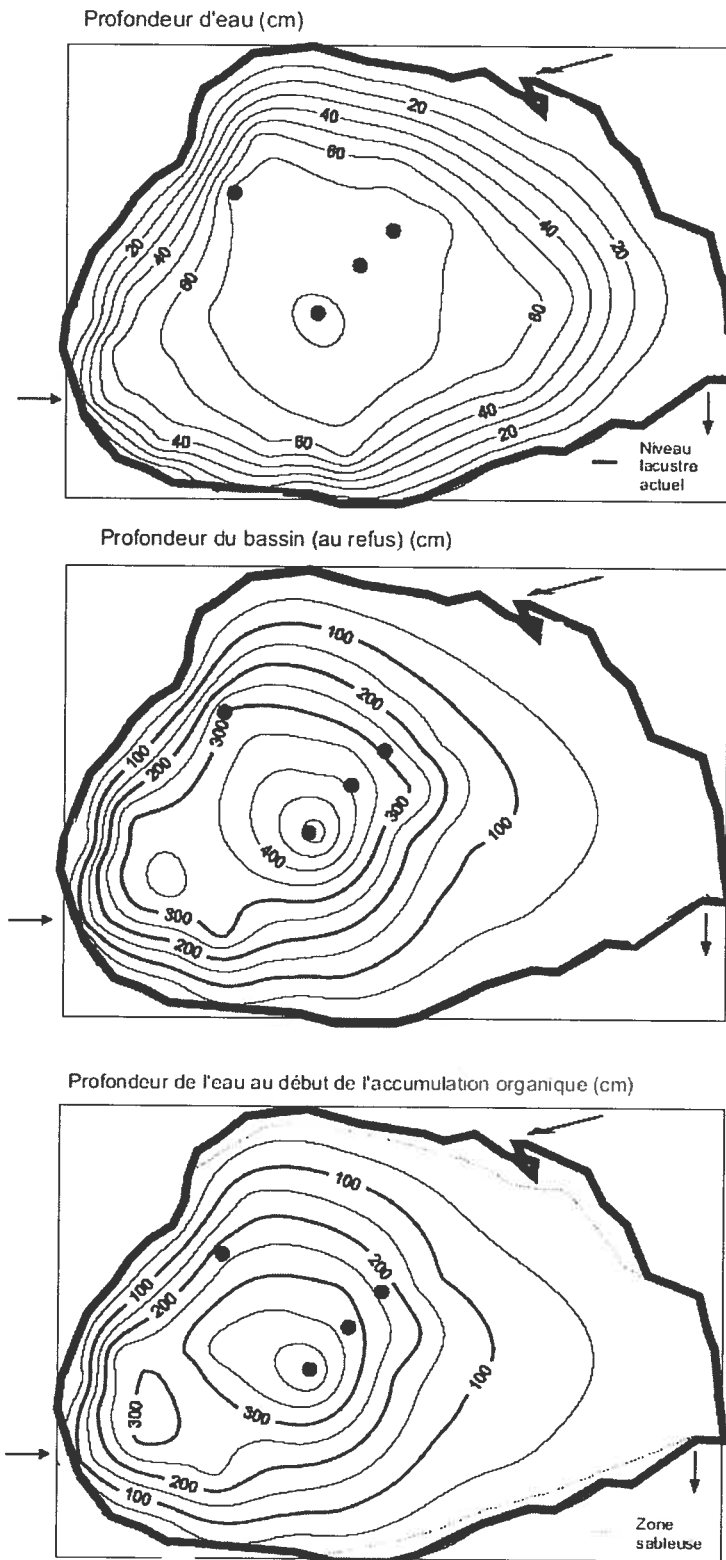


Figure 4.3 Cartes de la profondeur d'eau dans le lac (haut), de la profondeur du bassin au refus (milieu) et de la profondeur du bassin au début de l'accumulation organique (bas).

La composition sédimentaire des quatre carottes lacustres présente successivement cinq types de sédiments : des gravillons, du sable, du limon, de l'argile et de la gyttja.

La carotte centrale montre une séquence sédimentaire non perturbée sur 435 cm. À la base, des gravillons sont présents avec du sable (*Grana sabburalia* et *Grana arenosa*) sur 6 cm. Des sédiments plus fins les surmontent: un mélange de limons et de sable fin (*Argilla granosa* et *Grana arenosa*) témoigne d'une accalmie du transport sédimentaire de 429 à 424 cm. Les sédiments grossiers disparaissent ensuite pour laisser place au limon ainsi qu'à l'argile entre 424 et 365 cm. La transition vers la sédimentation organique débute à 365 cm. La gyttja [matière organique fine lacustre] (*Limus detrituosus*) se mélange à l'argile et au limon jusqu'à 310 cm; le matériel inorganique est plus abondant jusqu'à 361 cm et le *Limus detrituosus* devient plus important de cette profondeur jusqu'à 310 cm. Finalement, la gyttja domine totalement la carotte de 310 cm jusqu'à la surface.

Une différence notable distingue le profil latéral #1 du profil central : un horizon riche en bois dans l'accumulation de *Limus detrituosus*. Le profil latéral #1 est constitué à la base de gravillons grossiers et de limons entre 235 et 226 cm de profondeur. Un matériel devenant plus limono-argileux (*Argilla granosa*) se mélange aux gravillons entre 226 et 214 cm de profondeur. Au-dessus, l'argile devient dominante entre 214 et 157 cm. Les sédiments redeviennent limono-argileux entre 157 et 149 cm; ils sont mélangés cette fois avec du *Limus detrituosus*. Une transition brusque apparaît avec une gyttja riche en fragments ligneux de toutes sortes entre 149 et 142 cm de profondeur. De 142 cm à la surface, une gyttja fine et brûnatre (*Limus detrituosus*) s'est accumulée.

La carotte latérale #2 est la moins longue des carottes récoltées avec ses 134 cm. La base de la carotte latérale 2 est constituée de matériel limono-argileux et de sable fin de 134 à 102 cm. De 102 à 94 cm, le sédiment devient

plus argileux. L'accumulation organique débute avec une zone de transition verdâtre où la gyttja se mélange avec du limon-argileux de 94 à 79 cm. L'horizon de gyttja riche en fragments de bois se retrouve également dans la carotte latérale #2 en occupant la tranche de profondeur de 79 à 69 cm. Au-dessus de cette zone, la gyttja fine domine jusqu'à la surface.

La carotte latérale #3 diffère quelque peu des deux autres carottes latérales. Outre le fait qu'elle ne se trouve pas dans l'axe d'influence potentielle du ruisseau de l'est, elle ne possède pas les horizons riches en fragments ligneux qui caractérisent les deux autres carottes latérales. La base de la carotte est limono-argileuse entre 215 et 168 cm. La transition vers l'accumulation organique débute à 168 cm et se termine à 160 cm avec un mélange de matériel limono-argileux et de gyttja fine. Finalement, une gyttja fine et brunâtre se trouve au-dessus de cette transition.

Les deux profils centraux de la tourbière de LG2 présentent également des stratigraphies caractéristiques. Seule la sédimentologie du profil latéral en position de dépression sera décrite puisque Beaulieu-Audy (2006) a déjà décrit la sédimentologie associée à la carotte prélevée sur la butte (voir figure 4.4).

La carotte prélevée dans la dépression a accumulé 330 cm de sédiments. La base inorganique est dominée par *Argilla granosa*. Sur celle-ci, repose de la tourbe à bryophyte de 327 à 320 cm. Ensuite, une alternance de *Turfa herbacea* et de *Turfa bryophytica* est observée entre 320 et 165 cm (figure 4.4). À partir de 175 cm, le *Turfa bryophytica* est composé de sphaigne jusqu'à 165 cm de profondeur. Ceci est surmonté par une tourbe qui regorge d'herbacées jusqu'à 155 cm de profondeur. Entre 155 et 105 cm, le *Turfa bryophytica* à *sphagnum* redevient la composante la plus représentée. Au-dessus de cette accumulation, le *Turfa herbacea* domine le dépôt jusqu'à 55 cm. De 55 cm à la surface un *Turfa bryophytica* à *sphagnum* redevient le plus important.

4.2 Végétation tourbicole postglaciaire

La végétation tourbicole est examinée à partir de deux diagrammes sporopolliniques récoltés au centre de la tourbière de LG2. Le premier est dans une dépression à Cyperaceae du centre de la tourbière (figure 4.4) et le second se trouve sur une butte (figure 4.5); ils sont séparés par 100 mètres. Souvenons-nous que les pourcentages polliniques sont calculés sur une somme pollinique intégrant le pollen arboréen, arbustif, herbacé et indéterminé. Le diagramme pollinique de la dépression sera commenté en premier lieu, suivi de celui de la butte. La résolution analytique de la dépression fut plus serrée (intervalles de 8 cm) que dans le cas de la carotte de la butte (intervalles de 16 cm). Quatre zones d'assemblages polliniques (ZAP) ont été identifiées à partir d'une zonation numérique utilisant la distance de corde, réalisée dans TGView 2.0.2 pour le diagramme de la dépression de la tourbière.

Zone 1 : 330 à 320 cm (7010 à 6760 ans cal. BP)

La base du diagramme (ZAP 1) est caractérisée par une unité stratigraphique inorganique dominée par le limon-argileux. La concentration pollinique est maximale entre 330 et 315 cm de profondeur (jusqu'à 6630 ans cal. BP); la présence du pollen aquatique est marquée par la présence de *Nuphar* et *Potamogeton/Triglochin*; le sable est également présent dans cette zone. Des apports de *Picea mariana*, de *Pinus banksiana*, d'*Alnus crispa* ont été dénombrés.

Zone 2 : 320 à 150 cm (6760 à 4140 ans cal. BP)

L'afforestation régionale suit avec une augmentation de la représentation pollinique de *Picea mariana*, du *Pinus strobus*, une légère augmentation de *Betula* et la présence marquée des faibles producteurs polliniques que sont le *Populus cf. tremuloïdes* et *Larix laricina*. Les arbustes sont présents sans toutefois être dominants; *Shepherdia canadensis* démontre que le milieu est encore ouvert. Les herbacées quant à elles prennent de l'importance : Poaceae,

Artemisia, *Ambrosia*, Tubuliflorae et Chenopodiaceae sont à leur maximum de représentation dans la séquence pollinique entre 330 et 230 cm. Une chute des cypéracées débute à 270 cm et elle est progressive. Suite à cette période, une légère hausse de la concentration pollinique et une hausse des cypéracées est observée au même moment dans la zone 2b. Ensuite, une baisse marquée de la concentration pollinique apparaît, *Larix laricina* augmente, les éricacées occupent également la tourbière. Les rhyzopodes font leur apparition dans la zone 2b.

Zone 3 : 150 à 60 cm (4140 à 1320 ans cal. BP)

La chute des cypéracées est l'événement marquant dans la zone 3a. La représentation du pollen de *Pinus banksiana* augmente légèrement (15%) à partir du début de la zone. Le pollen de *Picea mariana* devient donc le taxon dominant et l'apport des spores de *Sphagnum* atteint un maxima avec un pic de 783% de la somme pollinique. La zone 3b marque par le retour des cypéracées. Les cypéracées sont toujours très importantes et atteignent 40%. Les éricacées sont particulièrement abondantes dans la représentation de la zone 3, elles représentent jusqu'à 15% des spectres polliniques.

Zone 4 : 60 à 0 cm (1320 à 0 ans cal. BP)

La zone 4 est caractérisée par l'augmentation de *Picea mariana* qui passe de 20 à 40%, par la hausse de la représentation pollinique de *Pinus banksiana* et par la constance de *Larix laricina*. Les arbustes semblent gagner de l'importance dans la représentation pollinique; cette remontée est une conséquence de la baisse des cypéracées.

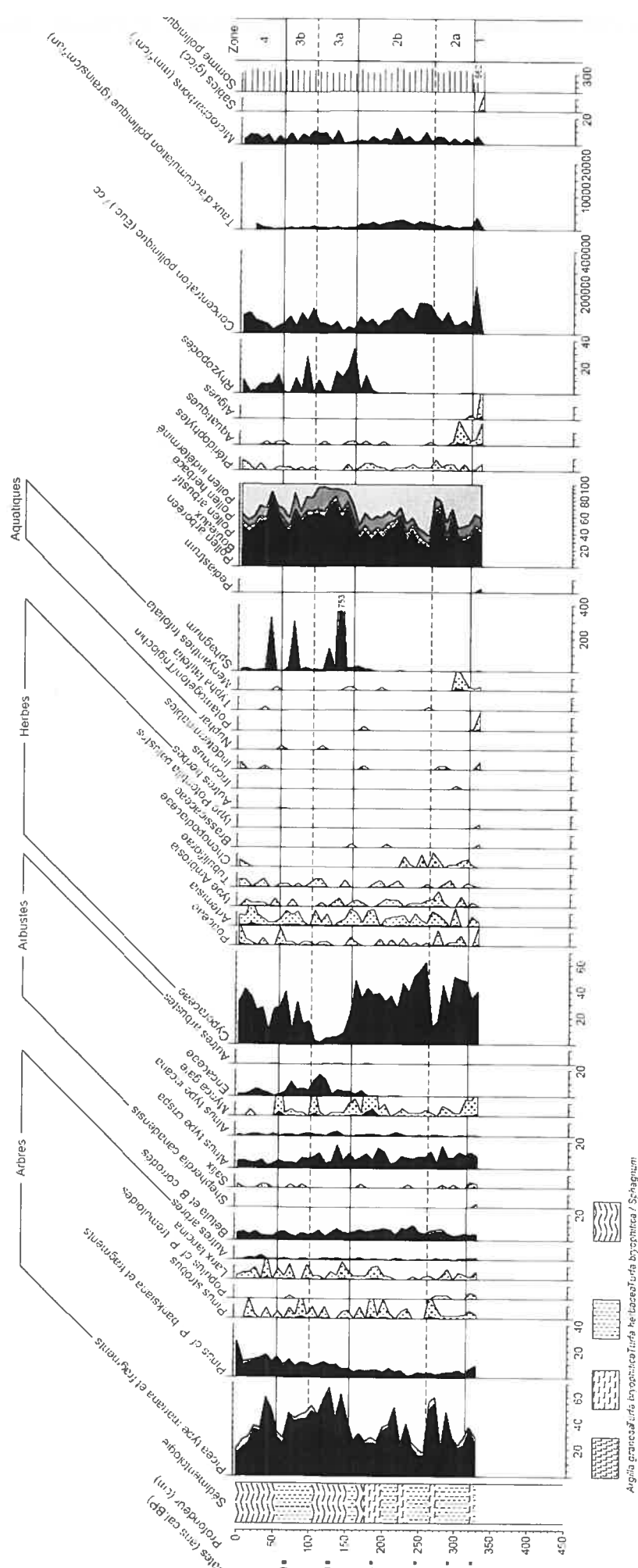


Figure 4.4. Diagramme sporopollinique résumé de la tourbière de LG2 (dépression). Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

Le pollen du profil prélevé sur une butte fut également analysé, mais à un pas analytique de 16 cm seulement. Ce diagramme est semblable à celui établi sous la dépression de la même tourbière. La représentation des cypéracées est la grande différence entre les deux diagrammes, ce qui influence la proportion des autres taxons. Elles sont nettement moins représentées (figure 4.5) sous la butte que sous la dépression (figure 4.4). La concentration pollinique est également plus élevée sous la dépression de la tourbière. La carotte prélevée sous la butte mesure 413 cm; elle possède une date basale de 7010 ans cal. BP, ce qui est plus vieux de 250 années sidérales que sous la dépression.

4.3 Végétation holocène régionale

Deux volets sont présentés dans cette section : 1) l'enregistrement pollinique dans le lac et 2) la comparaison du diagramme du lac et de la tourbière.

4.3.1 Enregistrement pollinique du lac de LG2

Le diagramme pollinique lacustre reflète l'apport pollinique fluvial et les apports éoliens régionaux. Le diagramme pollinique est peu diversifié; quatre zones furent déterminées à l'aide de la distance de corde contrainte par la stratigraphie.

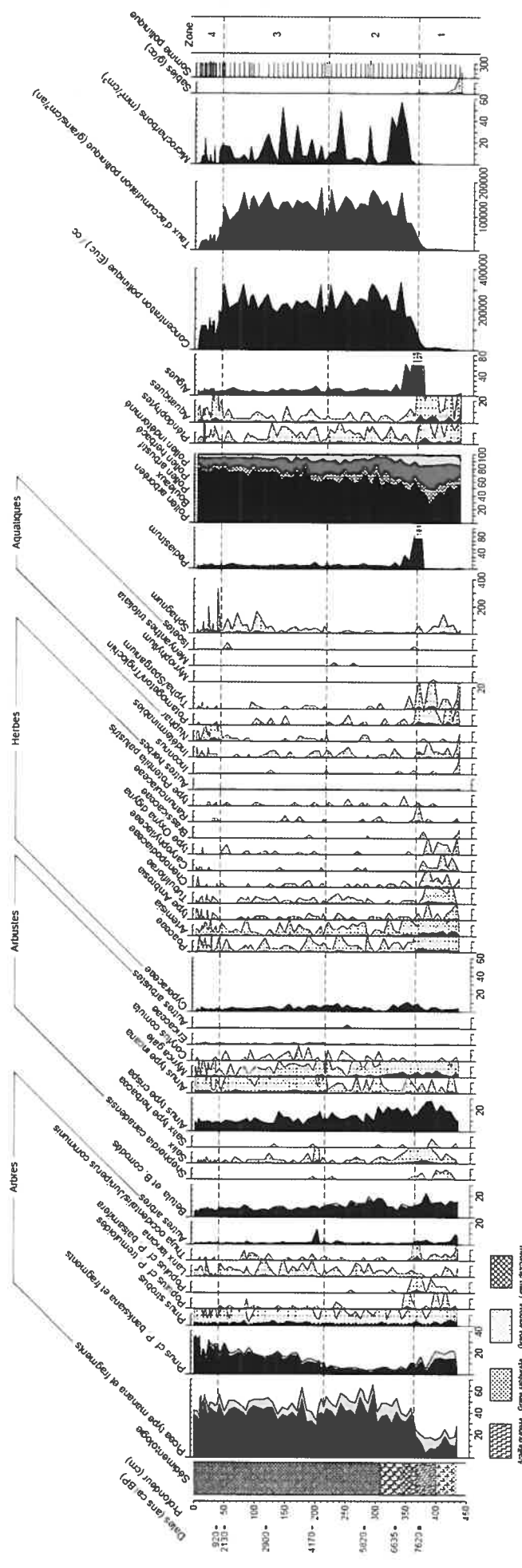


Figure 4.6. Diagramme sporopollinique résumé du profil central du lac de LG2. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

Zone 1 : 434 à 360 cm (9000 à 7370 ans cal. BP)

De la déglaciation à 7370 ans cal. BP, une faible représentation de *Picea mariana* (15%), des apports de 15% de *Pinus banksiana*, une forte représentation de *Populus tremuloïdes* et de *Populus balsamifera* furent enregistrés. Le taxon *Thuja occidentalis/ Juniperus communis* fut également présent à la même époque. Les arbustes (*Salix* et *Alnus crispa*) sont également bien représentés dans la zone 1 avec une moyenne de 15% et 25% respectivement. La concentration pollinique minimale probablement causée par un fort taux d'accumulation sédimentaire permet d'affirmer que la toundra herbacée domine. Le *Shepherdia canadensis*, *Populus tremuloïdes*, *P. balsamifera* et *Salix* permettent d'avancer l'hypothèse d'un milieu ouvert pour le paysage de l'époque.

Zone 2 : 360 à 210 cm (7370 à 4560 ans cal. BP)

La deuxième ZAP se différencie par une hausse de la concentration pollinique associée à l'augmentation de la représentation de *Picea mariana*. La représentation des arbustes diminue et les herbacées présentes dans la zone 1 disparaissent partiellement. Il y a donc afforestation de la région. De plus, l'activité des feux de forêts, entraînant la présence de microcharbons, débute à cette période. Cette présence confirme la constitution de la forêt des environs. Signalons aussi que le *Pinus banksiana* affiche sa plus faible représentation durant cette période. *Alnus crispa* diminue également en proportion, ce confirme la fermeture du couvert forestier. L'apparition soudaine de *Pediastrum*, prouve l'activité zooplanctonique dans le lac.

Zone 3 : 210 à 40 cm (4560 à 1440 ans cal. BP)

La représentation pollinique de deux taxons régit la définition de cette ZAP. L'augmentation du *Pinus banksiana* (5 à 20%) et des sphaignes marque cette zone. Les autres taxons polliniques restent constants. La concentration et l'influx pollinique (TAP) sont relativement stables dans cette partie du diagramme.

Zone 4 : 40 à 0 cm (1440 à 0 ans cal. BP)

La surface des sédiments lacustres révèle deux caractères particuliers. Tout d'abord, on observe une baisse du taux d'accumulation sédimentaire (il y a plus d'années dans un centimètre de sédiments accumulés) associée à une chute de la concentration pollinique. Cela signifie que l'input pollinique s'est trouvé grandement réduit puisque plus d'années d'accumulation se traduisent par moins de pollen dans un centimètre cube. Une légère baisse de la représentation du pollen de *Picea mariana* se manifeste vers la surface. Le pollen de *Nuphar* prend également de l'importance dans cette zone.

4.3.2 Comparaison des diagrammes du lac et de la tourbière

La comparaison entre lac et tourbière sera réalisée à partir du diagramme provenant de la carotte sous la dépression dans la tourbière. La résolution d'analyse étant plus fine sous la dépression (8 cm contre 16 cm sous la butte), il fut décidé d'utiliser cette carotte. Les deux diagrammes sporopolliniques (lac et la dépression de la tourbière) (figure 4.4 et 4.6) partagent certaines tendances dans les proportions des taxons.

La comparaison des diagrammes de pourcentage sporopollinique incluant tous les taxons dénombrés (voir annexes) met en évidence quelques premières similarités. À la base des deux profils, on note une faible représentation de *Picea mariana*. Toutefois, la base du profil lacustre remonte plus loin dans le temps ce qui influence nettement l'enregistrement des taxons basaux. La présence du *Populus tremuloïdes* à la base des deux profils est marquée. Ce taxon est significatif puisque le peuplier est un faible producteur pollinique. Il faut remarquer qu'il est toutefois deux fois plus important dans le diagramme lacustre. Les Chenopodiaceae sont également retrouvées à la base, et ce jusqu'à environ 4500 ans cal. BP. En remontant dans les profils, l'augmentation vers la surface du pollen de *Pinus banksiana* semble également synchrone pour les deux carottes. Les pourcentages sont légèrement plus élevés pour le lac

(entre 10 et 40%) que pour la tourbière (5 à 25%). Une courte baisse de représentation de l'épinette noire à 190 cm dans le lac et à 160 cm dans la tourbe semble synchrone, les valeurs passent de 50% à 30%. Le *Larix laricina*, les Ericaceae et le *Sphagnum* sp. sont plus abondants depuis 4000 ans cal. BP. Finalement, les *Sphagnum* sont trouvés en plus grand nombre dans la tourbière que dans le lac.

Au niveau de la représentation pollinique dans le lac et dans la tourbière, des différences sont évidentes. Le *Salix* est bien représenté dans le profil lacustre et n'est que sporadiquement présent dans la tourbe. La plus grande abondance de saule à la base semble propre au lac. Le *Myrica gale* est présent tout au long des deux profils, il est nettement mieux représenté à la base du profil lacustre qu'à la base du profil de tourbe. La représentation des Cyperaceae est nettement différente dans la tourbière et dans le lac. Les pourcentages de Cyperaceae peuvent atteindre 60% dans la tourbe et sont compris entre 3 et 15% dans le lac. La représentation de ce taxon pollinique est clairement influencée par les apports locaux. Le grand nombre d'herbacées à la base du profil lacustre n'est pas simultanée dans la tourbe. L'augmentation des Caryophyllaceae, du type *Oxyria digyna* et des Brassicaceae est absente à la base de la tourbière; seule une présence sporadique de ces taxons est observée. La représentation des *Pediastrum* diffère grandement entre les sites : une faible abondance est observée à la base de la carotte de tourbe et un grand nombre fut observé vers 7000 ans cal. BP dans le lac. Les différences basales peuvent s'expliquer par l'absence de dépôt de matériel à cette époque dans la tourbière; donc cette période ne peut être comparée d'un milieu de dépôt à l'autre. Finalement, le profil de la concentration pollinique (CP) des deux sites est totalement différent. Le lac montre une concentration qui oscille entre 100 000 et 350 000 grains.cm⁻³ sauf à la base et en surface, tandis que la CP de la tourbière oscille entre 50 000 et 150 000 sauf à la base où elle dépasse les 200 000 grains.cm⁻³. Peu de variations majeures régissent l'évolution de la

CP; il reste qu'une légère augmentation des CP entre 260 et 210 cm est perceptible dans la tourbière.

4.3.3. Analyse pollinique des carottes lacustres

Le résumé du diagramme pollinique de la carotte latérale #1 (figure 4.7) montre deux unités: 1) la base inorganique où le pollen de *Picea mariana* et de *Pinus banksiana* est important (environ 20% de représentation chacun), avec le pollen de *Populus tremuloïdes*, celui de *Shepherdia canadensis* ainsi que plusieurs herbacées, et 2), l'accumulation organique au dessus de 157 cm. Dès le début de l'accumulation organique, la concentration pollinique atteint son maximum, le pollen de *Picea mariana* triple et le *Pinus banksiana* devient également très important (environ 60% et 20% respectivement); les Ericaceae apparaissent, les herbacées diminuent, le *Nuphar* et les *Isoètes* sont bien représentés. Le bloom de *Pediastrum* marque le changement de statut trophique dans le lac et fait une coupure nette entre la base inorganique et le début de l'accumulation pollinique des taxons terricoles. La concentration pollinique diminue légèrement vers la surface et l'influx pollinique (taux d'accumulation pollinique) suit cette tendance. De plus, le *Nuphar* en surface présente un pic sans égal (il atteint 62%).

La carotte latérale #2 (figure 4.8) qui se trouve plus près du ruisseau a enregistré sensiblement les mêmes changements polliniques que ceux trouvés dans la carotte latérale #1 (figure 4.7). Seul le comportement de la concentration et de l'influx polliniques diffèrent sensiblement. En effet, la concentration pollinique a un profil plutôt convexe du début de l'accumulation organique à la surface. Le calcul de l'influx pollinique à partir de la seule date obtenue rend l'influx beaucoup plus faible que dans la carotte latérale #1 et que dans le centre du lac.

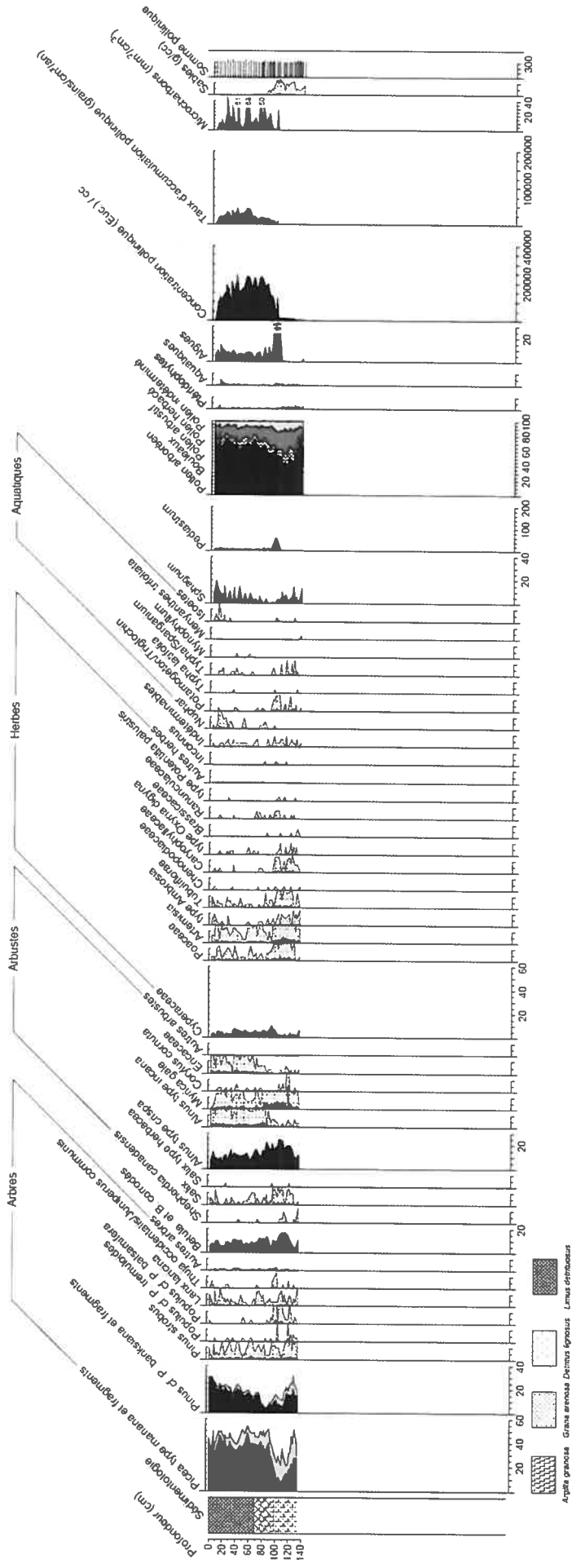


Figure 4.8. Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #2 du lac de LG2. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

Encore une fois, la proportion des taxons change peu dans la stratigraphie du profil de la carotte latérale #3 (figure 4.9). Les tendances mentionnées pour la carotte latérale #1 sont pratiquement les mêmes. La concentration pollinique ainsi que l'influx pollinique suivent un schème très similaire à celui de la carotte latérale #1.

Si l'on étudie en particulier les taxons polliniques aquatiques, il faut conclure qu'ils varient trop sporadiquement dans les trois carottes latérales pour identifier des zones où leur présence serait révélatrice de changements du niveau d'eau. Deux évidences restent : le pollen de *Nuphar* se concentre dans les 50 cm de surface tandis que celui de *Potamogeton* occupe plutôt la base des carottes.

4.4 Détection des changements du niveau de l'eau du lac de LG2

4.4.1 Caractérisation des sédiments de surface

Les 21 échantillons de surface prélevés à la Benne Eckman furent ordonnés selon la plus petite distance à la berge (figure 4.10). Les résultats montrent que certains taxons et types de matériel occupent un intervalle défini de distance à la berge (figure 4.11). Une limite apparaît nettement à 95 m de la berge. C'est toutefois entre 0 et 20 m que les macrorestes terricoles sont les plus abondants. Les fragments de bois sont également très abondants à moins de 20 mètres des berges et ce sont les fragments de plus de 1 mm qui sont principalement abondants pour ces distances. Le sable grossier et fin se concentre aussi dans cet intervalle, ce qui fait que la PAF à 600 °C est minimale, la teneur en MO est réduite et, bien sûr, la teneur en résidu est la plus élevée.

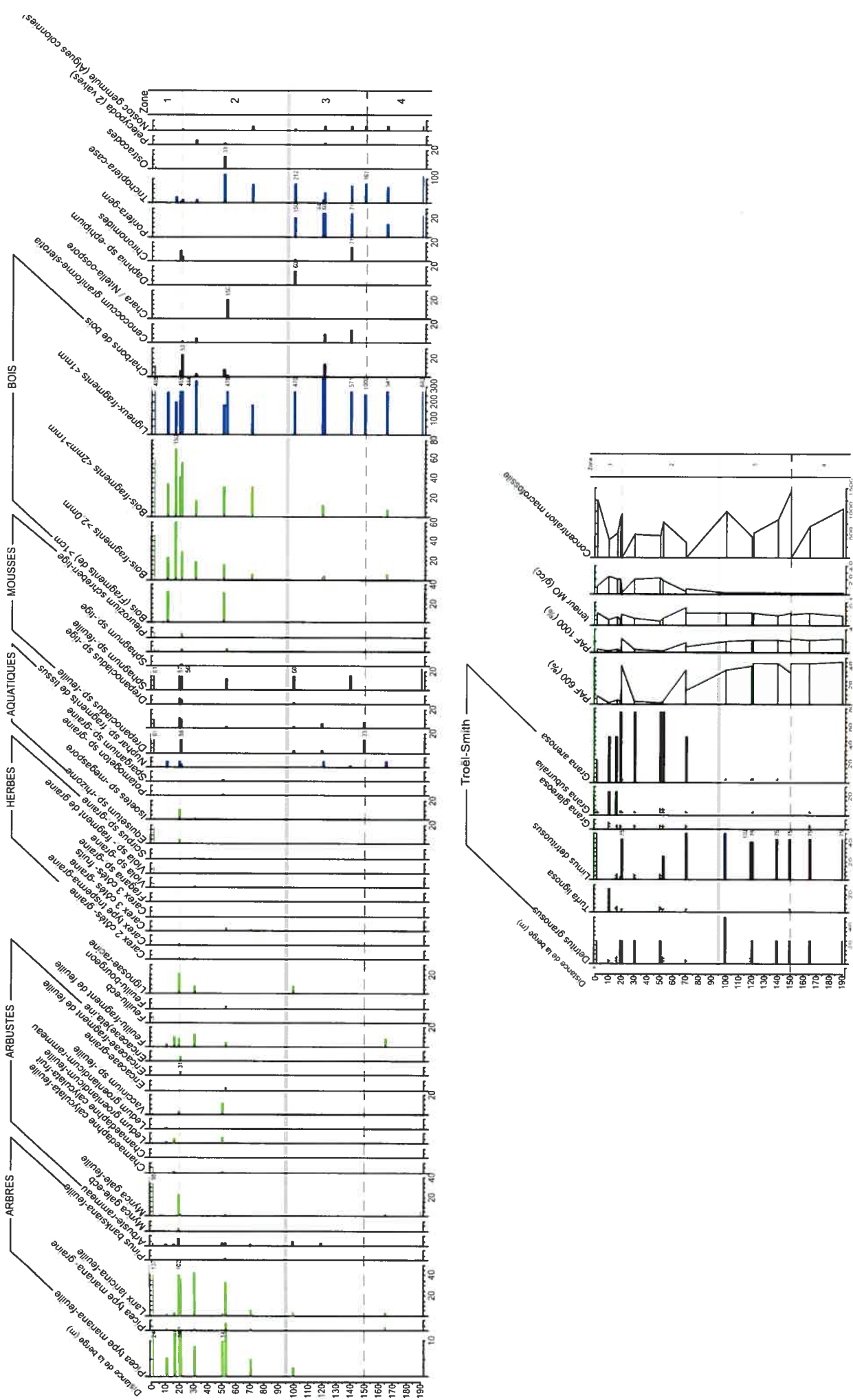


Figure 4.11. Représentation macrofossile des 21 échantillons de surface du lac de LG 2. Les taxons caractéristiques de faibles distances à la berge sont en vert et de longues distances sont en bleu.

Entre 20 et 95 m des berges les macrorestes terricoles sont retrouvés en moins grand nombre bien qu'ils restent abondants. Les feuilles de *Picea mariana* et de *Larix laricina* sont toujours dénombrées par exemple. Les herbacées sont nettement moins abondantes et les restes aquatiques deviennent rares; les fragments de bois de plus de 1 mm sont moins importants que dans l'intervalle précédent. On note que le sable fin (*Grana arenosa*) est dominant dans l'intervalle de distance entre 20 et 95 m; le *Limus detrituosus* est assez variable allant jusqu'à 50% de la constitution des sédiments; la teneur en MO et la PAF sont à la hausse mais la teneur en résidu reste encore dominante.

Une coupure nette de la représentation macrofossile est observée à 95 m des berges. Les macrorestes d'arbres et d'arbustes deviennent nettement plus rares et les herbacées disparaissent. Les mousses et les aquatiques gagnent quelques pièces. Les petits fragments de bois (moins de 1 mm) sont caractéristiques des distances de plus de 100 m. Les gemmules de Porifera et les cases de Tricoptera sont également plus fréquentes à partir de 95 m de la berge. *Limus detrituosus* est dominant ce qui amène une hausse de la PAF à 600°C et de la teneur en MO; le sable est très faiblement représenté.

Au-delà de 150 m des berges, on observe une légère diminution du contenu en fragments de bois inférieurs à 1 mm, les gemmules de Porifera diminuent et la PAF à 600 °C est maximale.

4.4.2 Analyse sédimentologique des carottes lacustres

La PAF réalisée en continu (à tous les centimètres) sur les carottes lacustres révèle des changements de la composition sédimentaire primordiaux pour la compréhension de l'accumulation des sédiments.

La perte au feu à 1000°C (figure 4.12) indique peu de fluctuations dans la composition inorganique du lac. Toutefois, des pourcentages légèrement plus élevés à la base semblent être une caractéristique des quatre profils.

Pour ce qui est des changements de perte au feu à 600°C, ils sont beaucoup plus importants. La comparaison et l'interprétation des profils seront abordées dans le chapitre 5. D'emblée, on peut toutefois affirmer que les profils latéraux ne sont pas des répliques amenuisées du profil central. La transition du matériel limono-argileux vers la gyttja se manifeste par une hausse brusque des valeurs de PAF à 600°C. On note des différences importantes des pourcentages de PAF entre les profils latéraux: entre 100 et 160 cm de profondeur pour les carottes latérales #1 et #3, les pourcentages d'une même profondeur peuvent atteindre 10% de différence, et surtout, les tendances ne sont pas partagées.

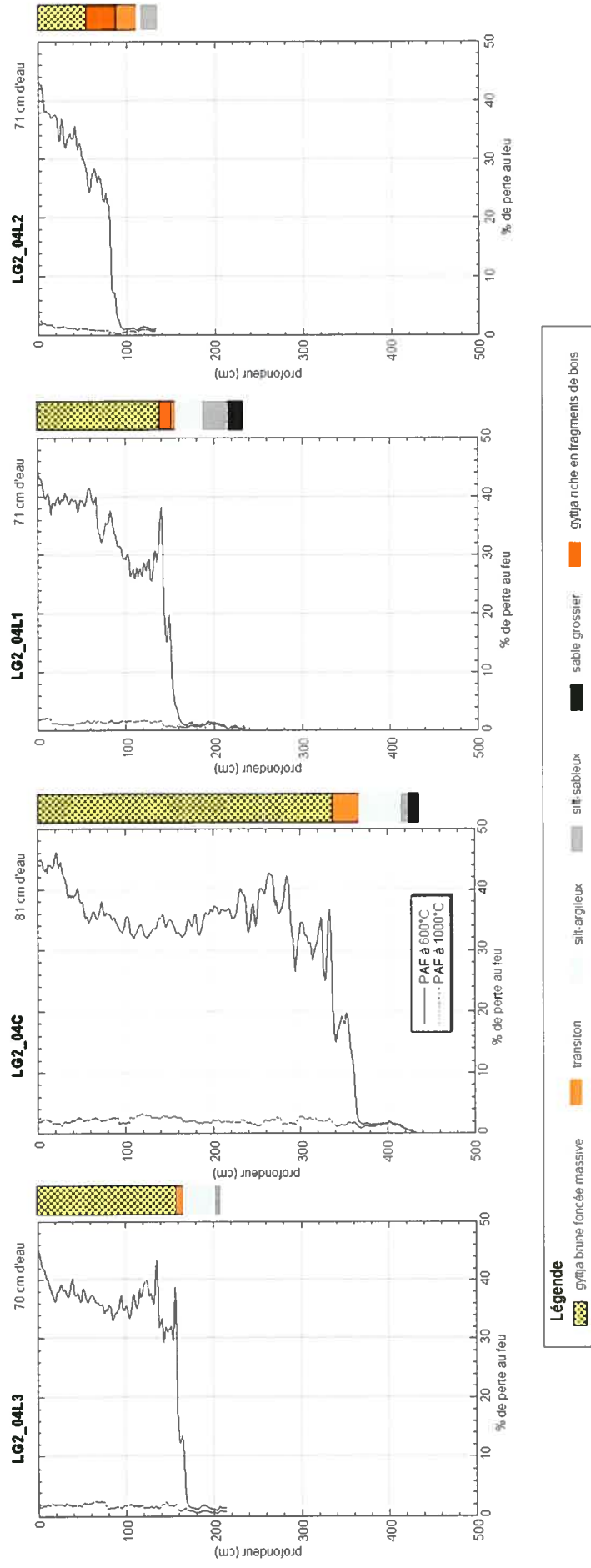


Figure 4.12. Perte au feu (PAF) lissée sur 3 valeurs des quatre carottes lacustres selon la profondeur.

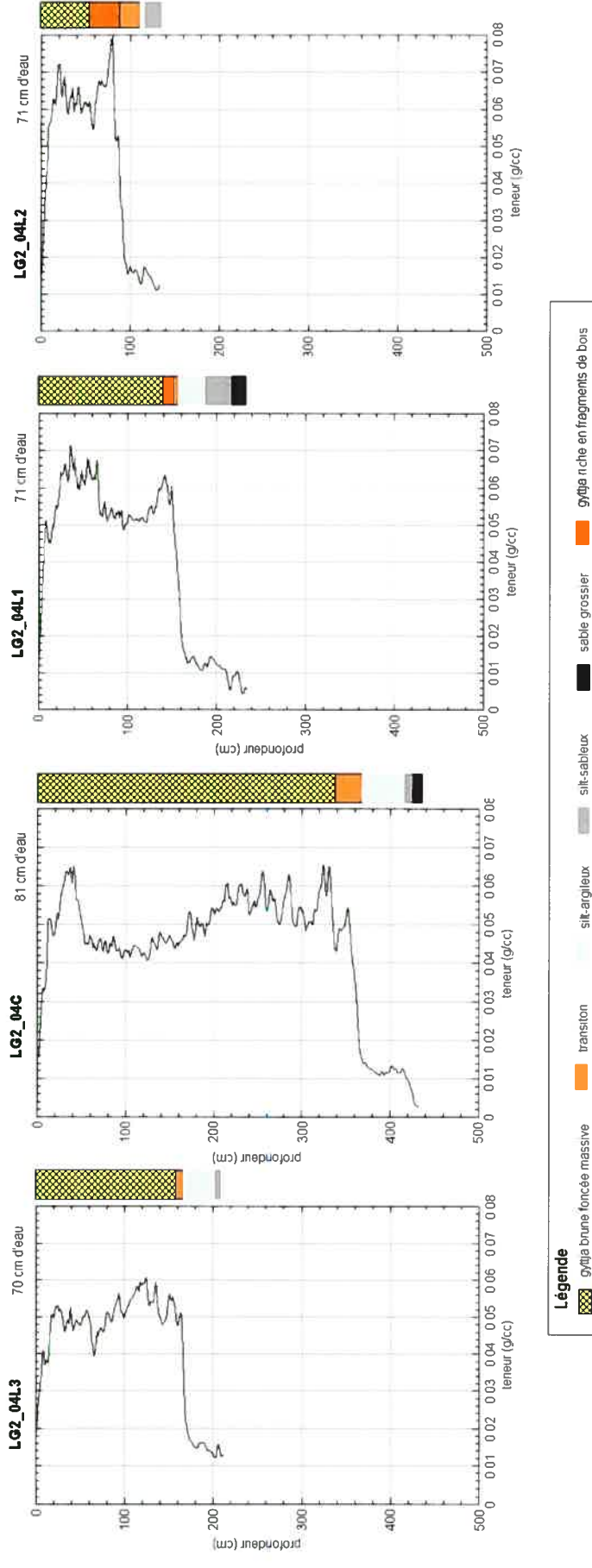


Figure 4.13. Teneur en matière organique (MO) lissée sur 3 valeurs des quatre profils lacustres selon la profondeur

Les teneurs en matière organique (MO) des carottes révèlent que certaines fluctuations sont partagées dans l'ensemble du bassin lacustre : l'augmentation initiale de la teneur en MO atteint au moins 0,06 g/cc et une hausse en surface apparaît dans tous les profils. Certaines différences sont aussi manifestes. La zone entre 160 et 60 cm des profils latéraux #1 et #3 montre encore une fois les écarts les plus grands avec 0,01 g/cc. Le profil latéral #2 atteint des valeurs en MO maximales dans l'horizon de gyttja riche en bois, avec 0,078 g/cc. Le profil latéral #3 est celui qui arbore les valeurs les moins élevées, entre 60 et 20 cm, et ses teneurs se maintiennent (à un niveau près) sous 0,06 g/cc de teneur en MO.

L'accumulation inorganique (figures 4.12, 4.13 et 4.14) des carottes du lac montre des tendances communes et ce, à partir de la PAF et de la teneur en résidu. Elles montrent qu'il n'y a pas eu d'apport en matériel inorganique ailleurs qu'à la base des quatre profils. Deux pulsations de résidus sont illustrées à la base des quatre profils.

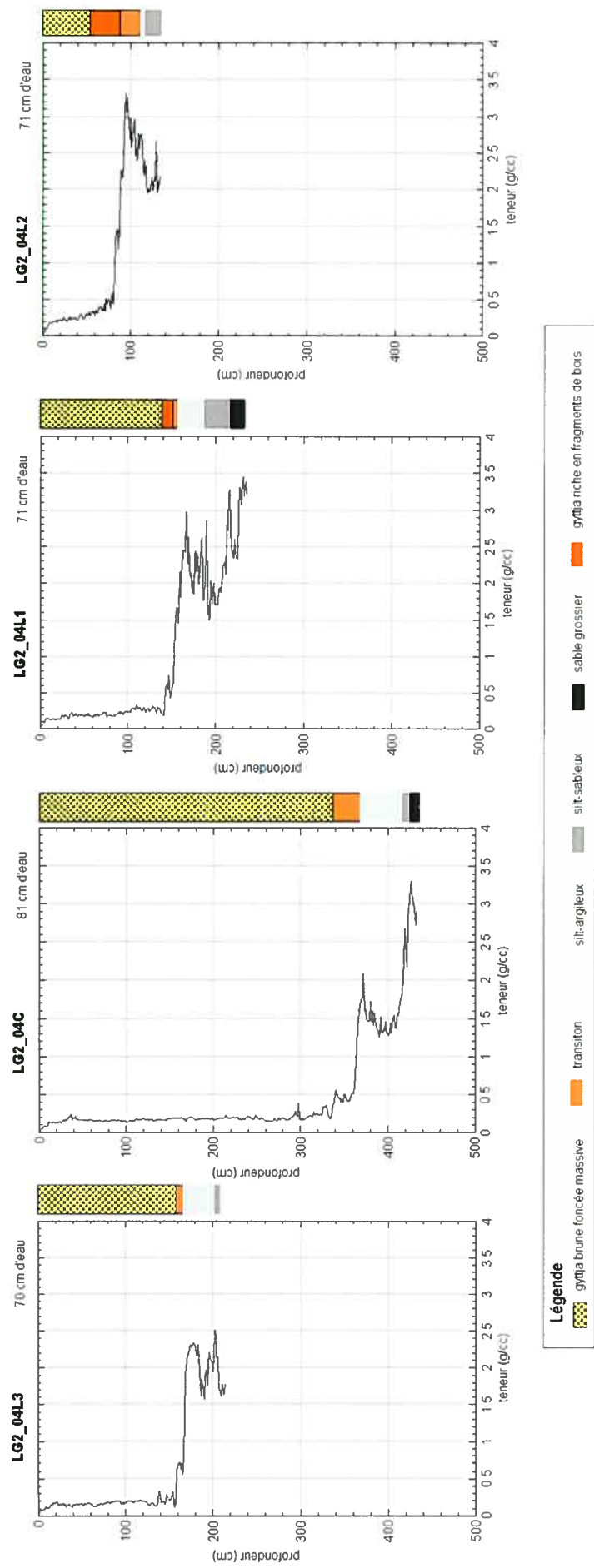


Figure 4.14. Teneur en résidu des quatre profils selon la profondeur.

4.4.3. Analyse macrofossile des carottes lacustres

L'analyse macrofossile du transect de carottes dans l'axe du ruisseau présente la composition macrofossile du centre vers les berges. Les 106 niveaux du profil central ne furent pas analysés par la même personne, ce qui affecte le diagramme macrofossile. Les horizons identifiés en gris (figures 4.15, 4.16, 4.17) furent examinés pour l'obtention de matériel datable au radiocarbone; cette analyse fut moins complète que d'habitude. L'impact se fait sentir sur la concentration macrofossile qui se trouve nettement réduite à ces endroits.

Entre la base et 327 cm du profil central (figure 4.15), un milieu saumâtre a occupé le lac car *Zanichellia palustris* et *Eudendrium* dominant l'assemblage macrofossile. Avant 395 cm, des fragments de membranes retrouvés sur les periostraca des mollusques sont présents avec des tiges d'*Eudendrium*. Des restes de plantes arctiques-alpines comme *Dryas integrifolia*, *Salix nana*, *Vaccinium uliginosum* var. *alpinum*, *Arenaria* sp. et *Sibbaldia procumbens* témoignent de l'ouverture et du froid des environs du lac dans la zone 1. Entre 7620 et 6660 ans cal. BP (395 et 327 cm), les macrorestes d'arbres et d'arbustes sont retrouvés sporadiquement dans les horizons analysés (*Larix laricina*, *Empetrum nigrum*, *Shepherdia canadensis*), avec des herbes (*Asteraceae* et *Scirpus*).

Suite à cette période saumâtre, dans la zone 2, les mousses arrivent avec des fragments de bois et *Cristatella mucedo* apparaît également. Des macrorestes d'arbres et des arbustes sont observés sur des échantillons contigus (*Larix laricina*, *Picea mariana* et *Myrica gale*).

De 6660 ans cal. BP à 920 ans cal. BP (327 à 30 cm), la représentation macrofossile dans le lac a peu changé. Les pièces provenant d'arbres sont toujours dénombrées, de même que l'*isoètes* et les mousses. Seule l'abondance des fragments de bois semble avoir changé. Les plantes aquatiques sont présentes de façon sporadique durant cette période.

De 900 ans cal. BP à aujourd'hui les restes de *Nuphar* semblent particulièrement nombreux, avec des dénombrements entre 20 et 60 pièces par niveau.

La carotte latérale #1 partage les tendances du profil central (figure 4.16). À la base dans la zone 1, les membranes retrouvées sur les periostraca des mollusques et les tiges d'*Eudendrium* furent dénombrées. Des restes de plantes de milieux ouverts telles que l'*Empetrum nigrum* ou *Sibaldia procumbens* ont été rencontrées. *Zanichellia palustris*, vers 165 cm de profondeur, est beaucoup plus abondant que dans le profil central. Des macrorestes d'*Alnus crispa*, de *Vaccinium uliginosum* et de *Salix* furent trouvés entre 190 et 163 cm. Peu après, l'accumulation organique débute, les macrorestes d'arbustes et d'arbres arrivent massivement avec le *Myrica gale*, le taxon *Populus/Salix*, le *Chamaedaphne calyculata*, *Picea mariana* et *Larix laricina*. Les plantes aquatiques sont nettement représentées avec *Myriophyllum* sp., le *Potamogeton* sp. et *Ranunculus* type *sceleratus*. C'est également à ce moment qu'on trouve les oospores de *Chara/Nitella* et *Cristatella mucedo*. Au-dessus de 150 cm, *Picea mariana* est présent de façon continue; des restes de feuillus sont également trouvés, l'apparition des *Nuphar* est manifeste et les mousses sont toujours présentes jusqu'à 90 cm. Finalement, à partir de 50 cm, les fragments de *Nuphar* deviennent importants jusqu'à la surface. La concentration macrofossile dans la latérale #1 est nettement plus élevée que dans le profil central, pouvant atteindre 1000 pièces par 100 cm³. Cette concentration macrofossile tend à diminuer jusqu'à 300 pièces par 100 cm³ à la surface.

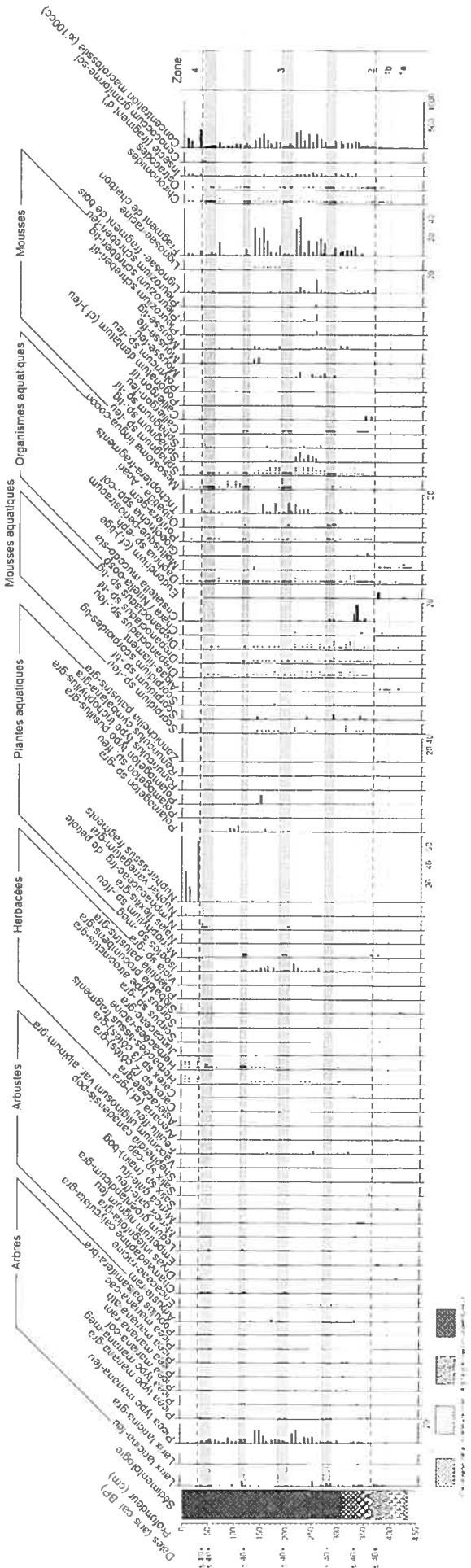


Figure 4. 15. Diagramme macrofossile de la carotte centrale du lac de LG.

La carotte latérale #2 fut analysée seulement dans les horizons ciblés pour dater le profil (figure 4.17). La séquence basale de la carotte présente des similitudes avec les deux autres profils. Une herbacée arctique-alpine est retrouvée à la base du profil (*Potentilla norvegica*) avec du *Potamogeton* sp., des graines de *Zanichellia palustris*, des periostraca de mollusque, des tiges d'*Eudendrium*, un fragment de lichen ainsi que de l'*Aulacomnium palustre*. Les macrorestes terricoles arrivent en même temps que l'accumulation organique dans le lac, avec le mélèze et l'épinette noire, et les aquatiques de la zone précédente restent présents; les mousses, le *Daphnia* sp. et les *Porifera* apparaissent également.

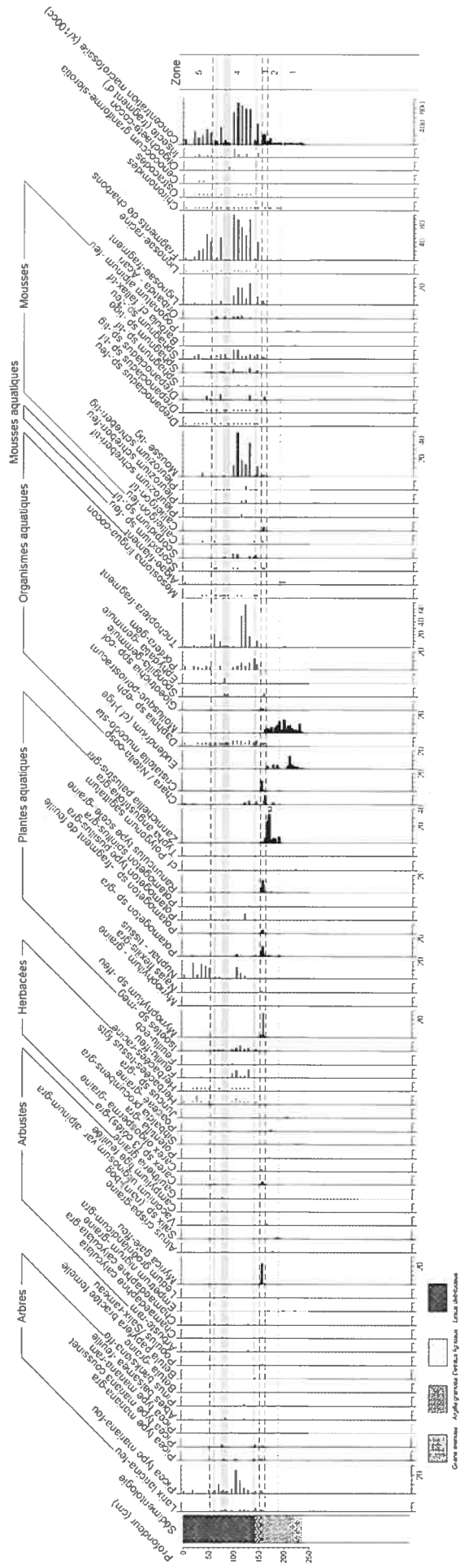


Figure 4.16. Diagramme macrofossile de la carotte latérale #1 du lac de LG

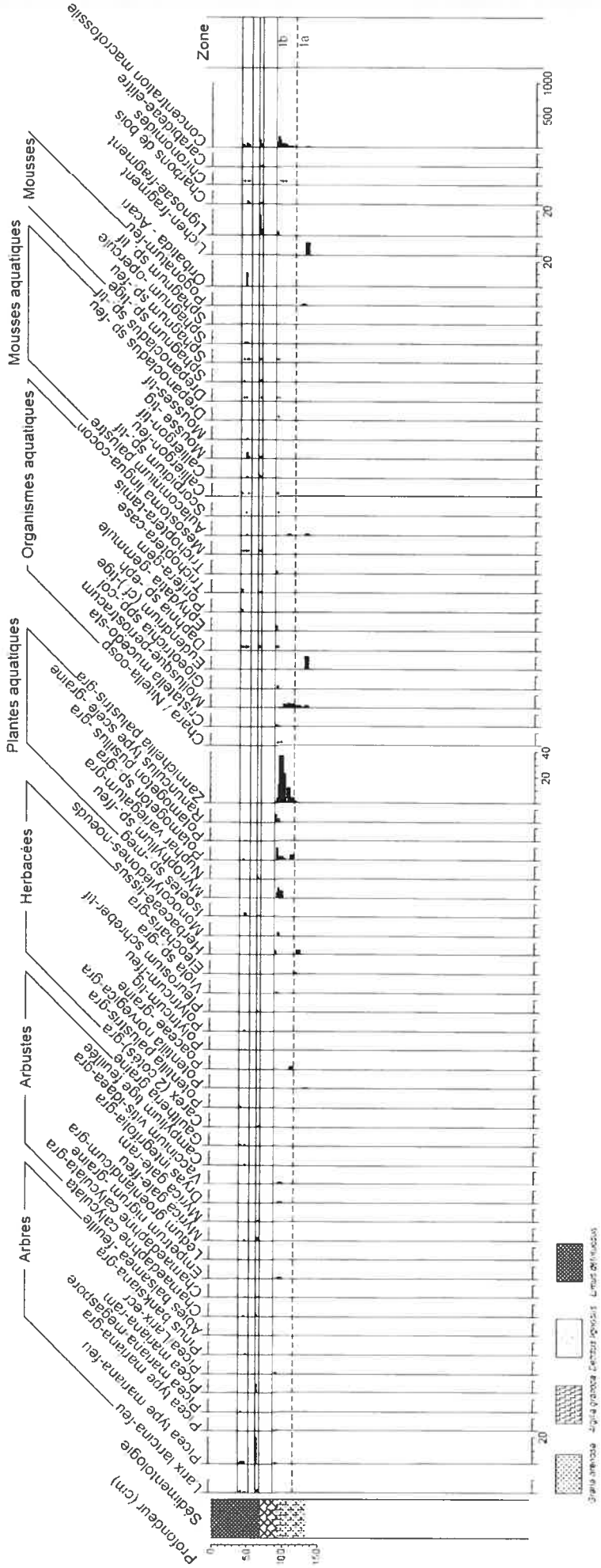


Figure 4.17. Diagramme macrofossile partiel de la carotte latérale #2 du lac de LG2.

Chapitre 5. Interprétation et discussion

Dans ce chapitre cinq thèmes couvrant les différentes hypothèses de recherche seront abordées. Dans un premier temps, la comparaison du lac et de la tourbière sera présentée. La détection des changements de niveaux d'eau viendra en second. Ensuite, une section sera consacrée à l'analyse de la végétation régionale. En quatrième lieu, la dynamique postglaciaire de la végétation tourbicole sera traitée. Finalement, le chapitre sera clos par une section qui discute des conditions générales d'accumulation du carbone en Radissonnie depuis la déglaciation.

5.1 Comparaison du lac et de la tourbière

5.1.1 Sources de pollen

Les apports polliniques de la tourbière et ceux du lac proviennent de sources de différentes natures. La définition des composantes de ces apports est primordiale pour la compréhension des sections qui vont suivre. À la lumière des résultats et de ce qui est attendu selon le modèle d'accumulation pollinique présenté précédemment, le comportement des concentrations polliniques schématisé est présenté dans la figure 5.1. Les sources de pollen sont tourbicoles, lacustres et régionales.

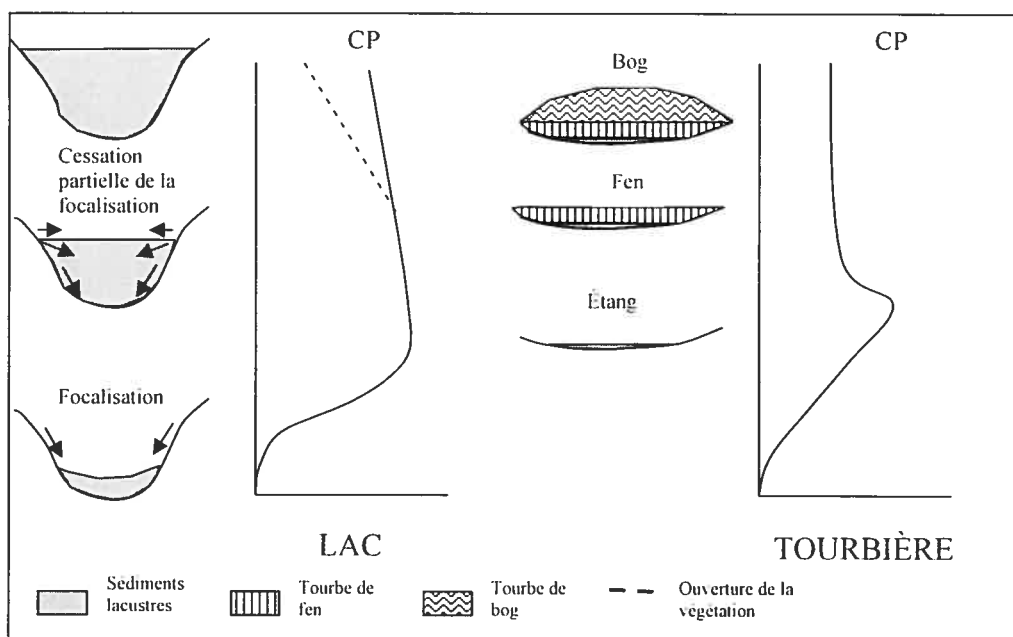


Figure. 5.1. Modèle de l'évolution de la concentration pollinique sous l'hypothèse d'un input pollinique régional constant dans un lac et dans une tourbière

La concentration pollinique (CP) dans un lac augmente suite à l'afforestation régionale et surtout grâce à la focalisation sédimentaire des sédiments organiques dans la partie profonde du lac (Davis et Ford, 1982). Le lac va progressivement se combler selon sa morphométrie initiale (la théorie de Lehman, 1975). Ce comblement entraîne un arrêt de la focalisation car la pente dans les sédiments devient trop faible. Cet arrêt de la focalisation peut alors être indiqué par une diminution dans la CP. Sous un input pollinique régional constant, la CP ne devrait pas diminuer une fois le lac comblé. Pourtant les résultats ont démontré les CP diminuent vers la surface (courbe pointillée du modèle) dans le lac de LG2. Cette diminution est expliquée par une ouverture du couvert végétal et non par la dynamique de l'accumulation sédimentaire.

En ce qui concerne la tourbière, une forte CP est attendue à la base si la tourbière était un plan d'eau initialement. Ensuite, la CP chute lorsque le plan d'eau s'entourbe et devient un fen. Finalement, la CP diminue encore lors de

l'ombotrophisation puisque les apports polliniques par l'eau circulante sont interrompus.

5.1.2 Input pollinique

La comparaison des résultats (figure 5.2) au modèle pour le lac permet les conclusions suivantes : la concentration pollinique lacustre augmente effectivement à la base du profil; la diminution de CP suite à l'arrêt de la focalisation sédimentaire est mal définie; une diminution de la concentration pollinique et de l'influx à partir de 2200 ans cal. BP dans le lac permet de soutenir l'hypothèse de l'ouverture du paysage et d'une diminution de la densité du couvert végétal régional depuis cette époque. Cette tendance est moins bien définie dans la tourbière. Les fluctuations des mesures de CP et d'influx proviennent en partie de l'imprécision de la méthode du calcul de la concentration utilisée. Il faut donc rester prudent sur l'interprétation des petits changements et plutôt se concentrer sur les grandes tendances.

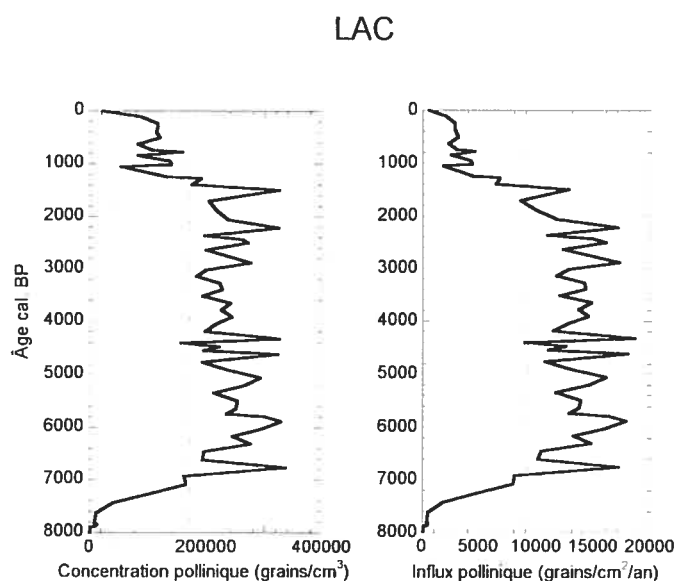


Figure 5.2 Concentration et Influx pollinique en fonction de l'âge pour le profil central du lac de LG2. Les lignes verticales sont les moyennes des valeurs du profil.

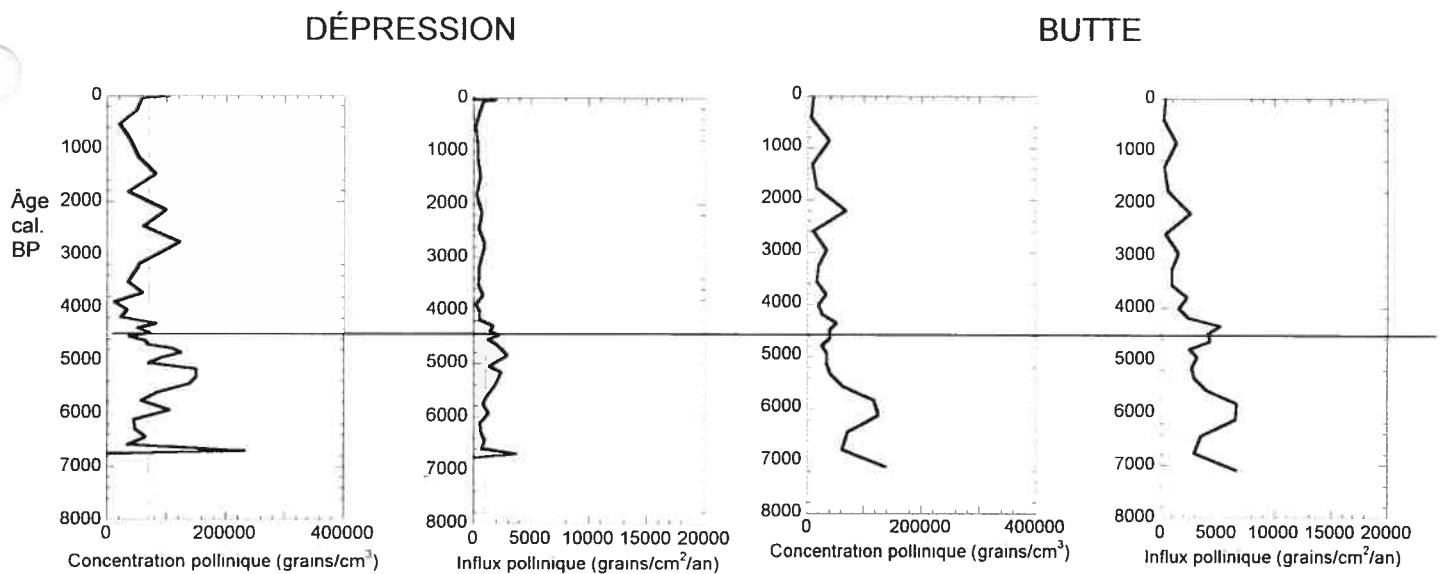


Figure 5.3 Concentration et Influx pollinique en fonction de l'âge sous la dépression de la tourbière de LG2 à gauche et sous la butte de la tourbière de LG2 à droite. La ligne horizontale représente le passage de fen à bog et les lignes verticales sont les moyennes des valeurs du profil.

La concentration pollinique sous la dépression atteint $150\,000\text{ grains.cm}^{-3}$ dans la partie correspondant au fen dans la tourbière jusque vers 5200 ans cal. BP, ce qui se situe dans la transition de fen à bog déterminée par Beaulieu-Audy (2006). Sous la butte c'est plutôt vers 6000 ans cal. BP que la CP est maximale. Ces deux maxima se trouvent dans la période où un fen occupe cette tourbière. La concentration pollinique sous la dépression et sous la butte augmente légèrement entre 2000 et 3000 ans cal. BP. Il faut également constater que la concentration pollinique est plus élevée sous la dépression que sous la butte mais l'influx pollinique est, quant à lui, plus élevé sous la butte. Ceci reste sans explication.

La comparaison des influx entre le lac et la tourbière servira à distinguer l'apport pollinique d'origine éolienne et fluviale. Nous partons de la prémisse que les apports polliniques régionaux sont constants, ainsi le lac et la tourbière reçoivent la même quantité de pollen régional. En sachant que l'input pollinique d'une tourbière ombrotrophe (bog) provient seulement de l'atmosphère, il est possible de quantifier la proportion de l'apport pollinique

régional éolien dans le lac et celui provenant des apports fluviaux. Il faudra toutefois soustraire le pollen tourbicole aux apports de la tourbière pour y parvenir (section 5.4). Ce n'est qu'une fois cet apport retiré de l'apport pollinique du bog que l'on pourra quantifier l'apport pollinique régional. Les pulsations d'influx pollinique dans le lac, encore présentes une fois l'apport éolien considéré, peuvent alors représenter des apports fluviaux plus intenses.

Afin de mieux quantifier la différence entre les influx du lac et de la tourbière, voici quelques chiffres. L'influx pollinique moyen de la séquence ombrotrophe sous la dépression de la tourbière est de $977 \text{ grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ tandis que sous la butte il est de $1860 \text{ grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Dans le lac l'influx moyen est de $9509 \text{ grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la période correspondant à l'ombrotrophisation de la tourbière. Le ratio de l'influx pollinique lacustre sur l'influx pollinique moyen de la tourbière ($1418.5 \text{ grains.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) révèle que le taux d'accumulation pollinique lacustre est 6,7 fois plus abondant en moyenne que dans la tourbière. Un test a été effectué à partir de deux espèces communes aux deux sites ne pouvant provenir que de sources régionales (*Pinus banksiana* et *Alnus crispa*). Le ratio de l'influx pollinique entre le lac et la butte est de 5,39 pour le pin gris et de 5,48 pour l'aulne crispé. Le ratio entre la dépression et le lac est de 2,79 pour le pin gris et de 5,90 pour l'aulne crispé. La moyenne de ces influx est de 4,89 mais il faut noter la forte influence de la valeur basse (2,79). Malgré tout ceci reste assez intéressant : il y aurait 5 fois plus de pollen dit régional dans le lac que dans la tourbière. D'ores et déjà, on note la prépondérance de l'influence des apports fluviaux dans l'input pollinique lacustre.

5.1.3 Comparaison des diagrammes de la tourbière de LG2 et du lac de LG2

Les diagrammes sporopolliniques ont été construits en fonction de l'âge pour rendre la comparaison possible entre les sites. La simple observation des

changements de représentation pollinique des trois profils selon l'âge pose les assises pour l'interprétation du paysage régional et de la végétation tourbicole.

Tout d'abord, l'accumulation pollinique débute beaucoup plus tôt dans le lac (7620 ans cal. BP pour le début de l'accumulation organique) que dans la tourbière (6760 et 7010 ans cal. BP pour la tourbière). Avant 7500 ans cal. BP, le pollen déposé dans le lac était du pin blanc, du pin gris, du peuplier faux-tremble, du genévrier commun, de la shepherdie du Canada, du saule, de l'aulne crispé; plusieurs herbacées et aquatiques sont à leur représentation maximale (figure 5.4). Le désert périglaciaire et la colonisation du paysage par les héliophiles semblent se dérouler à ce moment.

À partir de 7500 ans cal. BP, un changement graduel jusqu'à 6600 ans cal. BP se produit dans le diagramme lacustre : le *Pediastrum* arrive en grande quantité, la présence d'herbacées chute, le peuplier chute également, le bouleau et l'aulne crispé diminuent pour laisser la place au pollen d'épinette noire. La concentration pollinique augmente drastiquement dans le lac. Le pollen d'épinette noire domine l'input pollinique et celui du mélèze laricin gagne de l'importance. Entre 7500 et 6600 ans cal. BP, la tourbière enregistre sous la butte une augmentation de l'épinette noire, un pic de genévrier commun, la baisse des cypéracées et la présence de plantes aquatiques (figure 5.6). La région est donc en période d'afforestation.

Entre 6600 et 5300 ans cal. BP, le diagramme pollinique lacustre est caractérisé par un faible apport pollinique de pin gris et par une légère hausse de l'aulne crispé. Dans le diagramme pollinique de la butte de la tourbière : l'épinette noire augmente progressivement, le pin gris reste également faiblement représenté, le mélèze arrive à cette période, l'aulne crispé atteint 10% de représentation et les cypéracées dominent totalement le diagramme. Le *Potamogeton* sp. et le taxon *Typha/Sparganium* sont

spécifiques à cette zone. Le diagramme sous la dépression de la tourbière quant à lui, illustre une augmentation de l'épinette noire plus variable, une faible représentation du pin gris, une proportion d'aulne crispé atteignant entre 10 et 15%, des cypéracées totalement dominantes et des herbacées toutes particulièrement bien représentées durant cette période. Le paysage régional est donc dominé par l'épinette noire et la tourbière traverse une période de fen.

De 5300 à 4500 ans cal. BP, l'épinette noire domine toujours et le pin gris reste faiblement représenté dans les trois diagrammes. Le bouleau et l'aulne crispé diminuent dans les trois profils. Les éricacées deviennent plus importantes sous la butte de la tourbière et dans le lac à partir 5300 ans cal. BP. Ce n'est qu'à 4900 ans cal. BP que les Ericaceae commencent à augmenter sous la dépression de la tourbière de LG2. L'ombrotrophication de la tourbière survient à ce moment.

Entre 4500 et 2000 ans cal. BP, une augmentation continue de la représentation de *Pinus banksiana* se présente dans les trois carottes. La concentration pollinique des deux profils de tourbière avait commencé à diminuer auparavant et elle atteint des valeurs minimales durant cette période. L'arrivée de *Sphagnum* et des rhyzopodes est observée, les éricacées atteignent des valeurs de 20% de représentation à cette époque. Sous la dépression de la tourbière, la représentation des cypéracées baisse subitement vers 4500 ans cal. BP pour recommencer à augmenter seulement vers 3250 ans cal. BP. Dans le lac de LG2, la représentation du mélèze laricin, du saule, de l'aulne rugueux et des spores de sphaignes augmente.

Finalement, entre 2000 ans cal. BP et aujourd'hui, le lac est caractérisé par une diminution de l'influx pollinique annuel, la hausse de la représentation du pin gris et une forte représentation de pollen de *Nuphar*. Sur la butte de la tourbière, moins de pollen de pin blanc est déposé et les spores de sphaigne

sont quasi-absentes. Dans la dépression de la tourbière, la représentation de l'épinette noire atteint des valeurs de 60% de représentation, les cypéracées sont dominantes et deux pics de sphaigne sont observés.

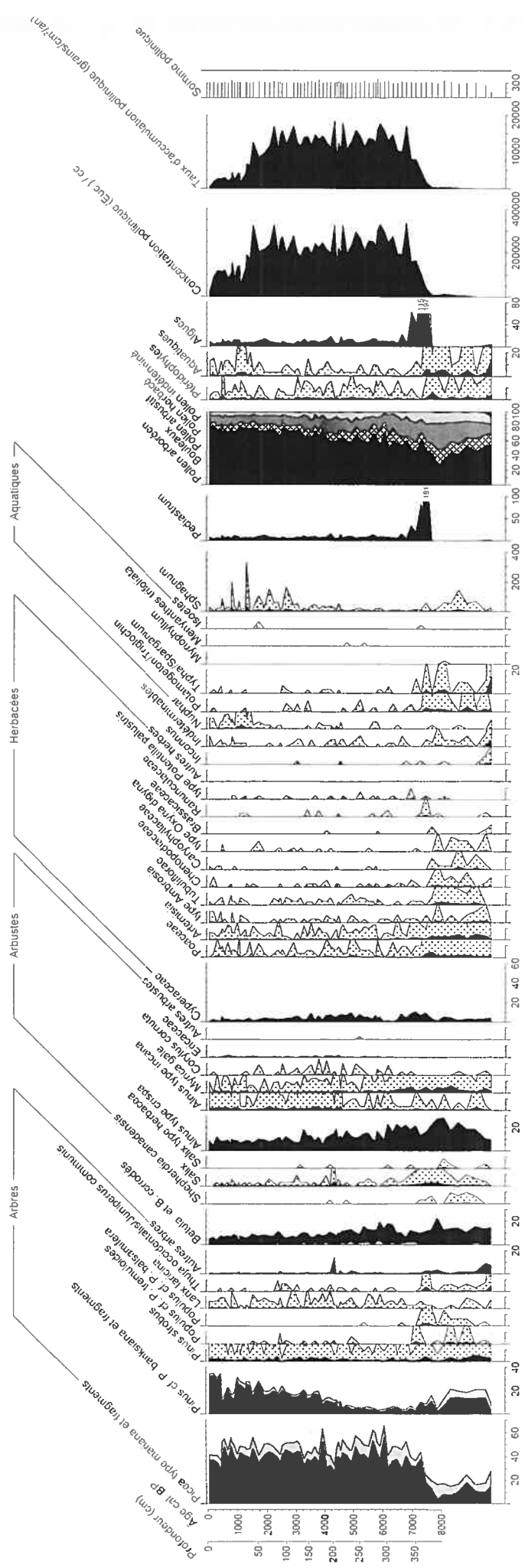


Figure 5.4. Diagramme sporopollinique résumé de la carotte centrale du lac de LG2 selon l'âge. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

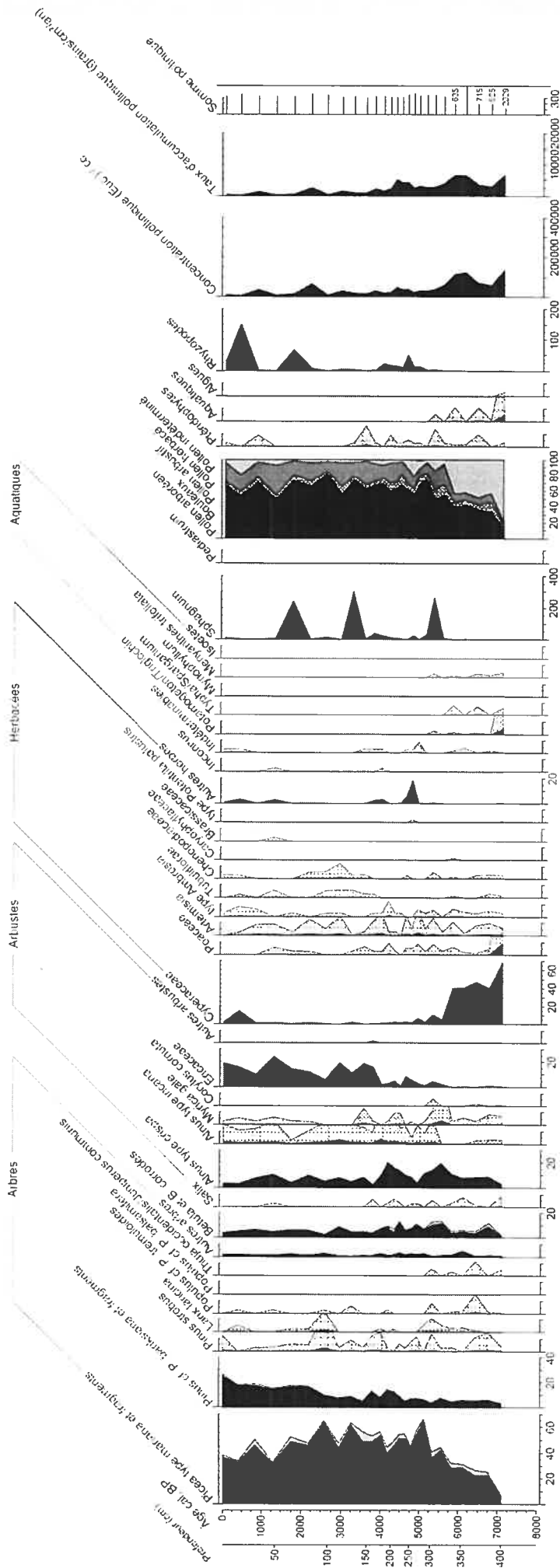


Figure 5.6. Diagramme sporopollinique résumé de la butte de la tourbière de LG 2 selon l'âge. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

5.1.4 Comparaison des taux d'accumulation sédimentaires

Il convient maintenant d'examiner comment s'est effectuée l'accumulation de la tourbe et des sédiments dans le lac depuis le retrait marin. Les deux carottes de la tourbière seront présentées en premier et suivra l'accumulation sédimentaire du lac.

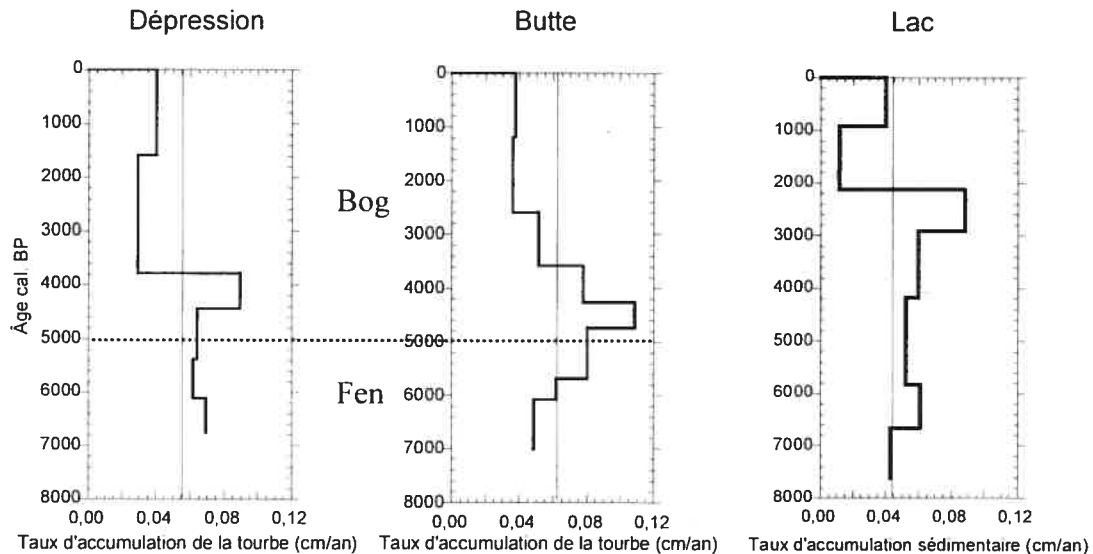


Figure 5.7. Taux d'accumulation sédimentaire des trois carottes de LG2 selon l'âge: à gauche la dépression de la tourbière, au centre la butte de la tourbière et à droite la carotte du lac de LG2. Les lignes verticales représentent les moyennes du taux d'accumulation sédimentaire de chaque profil.

La tourbe s'est accumulée à un taux moyen de 0.063 cm par an dans la carotte prélevée sous la butte, mais ce taux s'établit à 0,056 cm par an dans la carotte échantillonnée sous la dépression. Le taux est donc en moyenne de 12,5 % supérieur sous la butte, les deux carottes remontant toutes deux à 7000 ans cal. BP environ. Le taux maximum diffère de 400 ans entre les deux carottes, et il n'est pas enregistré exactement à la même époque; on le trouve centré sur 4600 ans cal. BP sous la butte, mais vers 4200 ans cal. BP sous la dépression. Quant au taux minimum, il est plus marqué et s'étend sur une plus longue période sous la dépression que sous la butte. Enfin, sous la dépression, le taux initial d'accumulation de la tourbe est largement supérieur à celui sous la butte (figure 5.7). On aura noté que le nombre et la position des déterminations

chronologiques affecte l'allure des courbes et le synchronisme des changements enregistrés dans les deux carottes.

Cette comparaison illustre l'importante variation naturelle de l'accumulation de la tourbe, même dans deux carottes séparées par 100 mètres à peine. Comme la tourbe sous la dépression actuelle est moins épaisse (320 cm à 6700 cal. BP) que sous la butte actuelle (400 cm à 7000 cal. BP), on doit s'attendre à ce que le taux d'accumulation moyen y soit plus faible, puisqu'elles couvrent sensiblement la même durée de 7000 ans, à 6% près. La base des deux carottes étant située sensiblement à la même altitude absolue, on ne peut invoquer de différence majeure dans les conditions initiales d'entourbement, telle une cuvette bien définie. L'examen des données macrofossiles des deux carottes permettrait peut-être de trancher, mais elles ne sont disponibles que pour celle située sous la butte. La stratigraphie illustre bien pourtant des différences notables entre les 2 stratigraphies. La succession de tourbe herbacée et à sphaigne dans la dépression (figure 4.4 : chapitre 4) montre que la dépression n'est peut-être pas toujours restée une dépression dans la tourbière. Au maximum du taux d'accumulation autour de 4000 ans cal. BP une tourbe avec un maximum de sphaignes est observée, la dépression était possiblement une butte.

Une baisse du taux d'accumulation de la tourbe (TAT) est centrée sur 3800 ans cal. BP sous la dépression et sous la butte elle se situe à 4200 ans cal. BP jusqu'en surface. Cette différence de 300 ans s'explique probablement par le choix des niveaux datés qui influencent le taux d'accumulation de la tourbe. Le changement de TAT est plus abrupt sous la dépression passant de 0.089 à 0.029 cm.an^{-1} en 600 ans tandis qu'il diminue progressivement entre 0.11 et 0.36 cm.an^{-1} en 2200 ans sous la butte. Cette diminution dans le TAT reste quand même une tendance lourde enregistrée à deux endroits dans la tourbière.

Le taux d'accumulation sédimentaire dans le lac se comporte différemment. Le taux d'accumulation est minimal à la base comme dans le cas de la tourbière. La moyenne du taux d'accumulation sédimentaire (TAS) est de 0.044 cm.an^{-1} . Entre 6600 ans cal. BP et 3000 ans cal. BP le taux d'accumulation sédimentaire est relativement semblable oscillant entre 0.052 et 0.061 cm.an^{-1} et une hausse du taux d'accumulation se situe entre 3000 et 2200 ans cal. BP et le taux d'accumulation sédimentaire diminue en surface.

Le lac et la tourbière au niveau de l'accumulation sédimentaire seule, paramètre qui influence l'accumulation pollinique, ne semble pas partager de tendances communes dans le temps. La diminution du TAT pour la tourbière a débuté depuis 4500 à 4000 ans cal. BP tandis que le ralentissement du TAS dans le lac n'apparaît que depuis 2200 ans cal. BP.

5.2 Détection des changements de niveau d'eau

Est-ce que le lac étudié a subi des changements de niveau d'eau? Cette question sera traitée à l'aide de la reconstitution de l'accumulation sédimentaire du lac selon trois volets : la sédimentologie, le pollen et les macrorestes végétaux. Finalement, cette section sera close par une argumentation sur l'avènement de changement(s) du niveau de l'eau et la comparaison avec d'autres sites.

5.2.1 Sédimentologie

La sédimentologie sera présentée afin de voir si des hiatus sont indiqués ou confirmés par des changements sédimentologiques (figure 5.8).

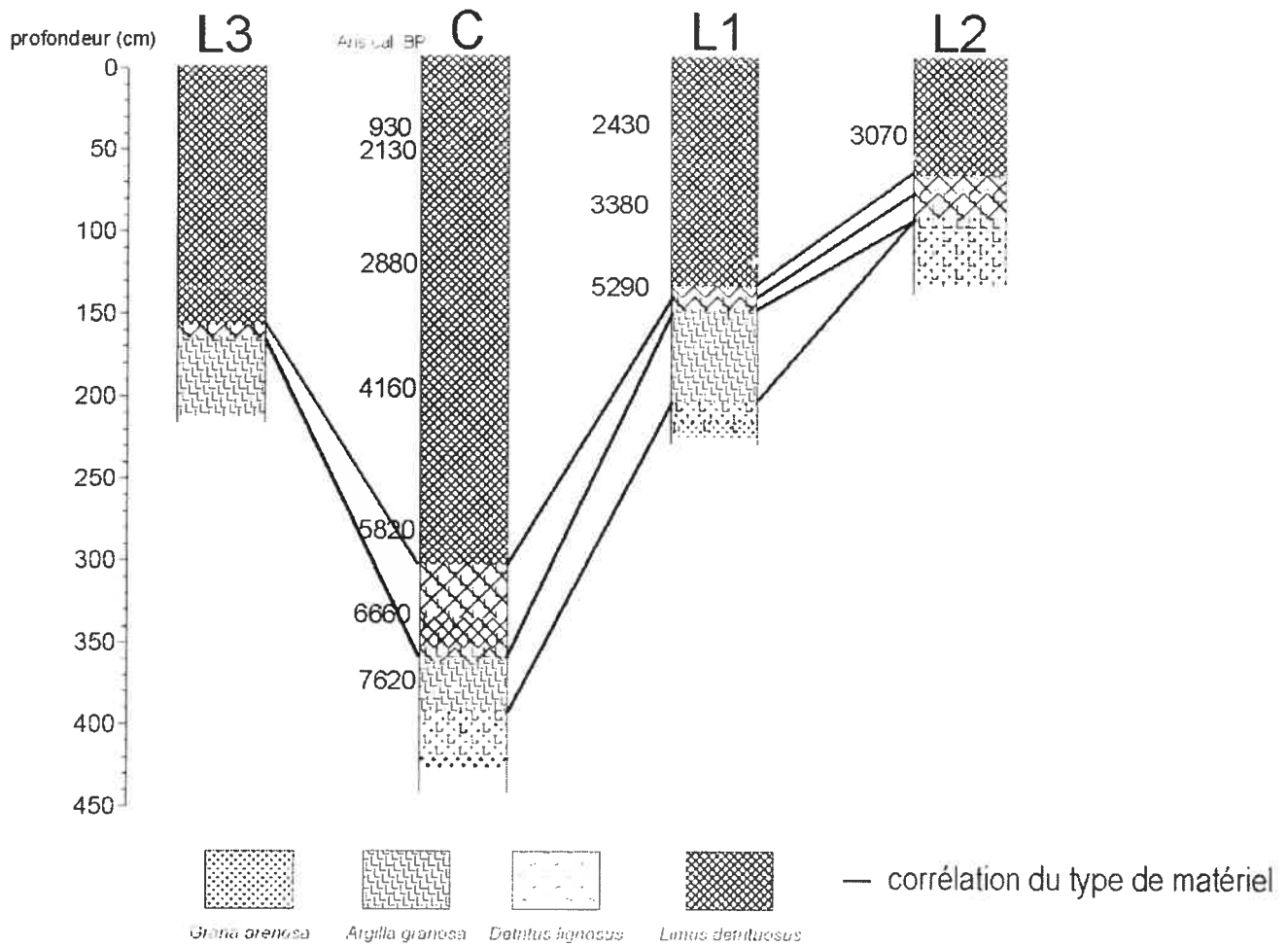


Figure 5.8. Sédimentologies des carottes lacustres comparées

La base inorganique des carottes est synchrone tel que prévu par le modèle d'accumulation sédimentaire exposé dans le chapitre 3. Toutes les carottes ont accumulé du limon-argileux à la base et la carotte centrale, la carotte latérale #1 et de la carotte latérale #2 ont accumulé du sable à la base (figure 5.8). Le synchronisme de cette base est également soutenu par les assemblages polliniques et macrofossiles (voir sections suivantes). Une zone de transition composée de matériel organique et inorganique est présente dans chaque carotte (L3 : 160 à 168 cm; centrale : 310 à 365 cm; L1 : 149 à 157 cm; L2 : 79 à 94 cm), surmontée par une accumulation organique uniforme jusqu'en surface. La richesse en fragments de bois constitue un élément particulier des

sédiments des carottes latérales #1 et #2 par rapport à la centrale et à la latérale #3. Ceci ne peut constituer une indication solide de changement de niveau d'eau puisqu'il a été prouvé par l'étude des sédiments de surface que les fragments de bois voyagent sur de grandes distances dans le bassin selon leur taille. Ils sont plus abondants au bord certes, mais les petits fragments sont très abondants au centre également. Il faut quand même souligner que cette présence est probablement révélatrice d'un rapprochement des berges mais qu'il faut nuancer ce propos par la réalité observée en surface aujourd'hui.

Une différence importante marque la base du profil central. L'accumulation organique débute avant 5820 ans cal. BP dans le profil central tandis que dans le profil latéral #1 une date de 5290 ans cal. BP a été obtenue; cela indique un hiatus de 530 ans dans l'accumulation dans la carotte latérale #1. Ce hiatus causé sans doute par la focalisation sédimentaire pourrait également impliquer l'avènement d'un bas niveau d'eau ayant suivi la période du retrait de la mer de Tyrrell dans la région. Le profil latéral #2 et #3 ont également enregistré un hiatus durant cette période (voir plus loin).

L'analyse sédimentologique plus fine obtenue à l'aide de la perte au feu, montre des différences pouvant servir à corréler l'accumulation des sédiments entre le profil central et les profils latéraux dans le lac. La comparaison des pertes au feu selon l'âge mesuré et estimé pose toutefois problème (figure 5.9).

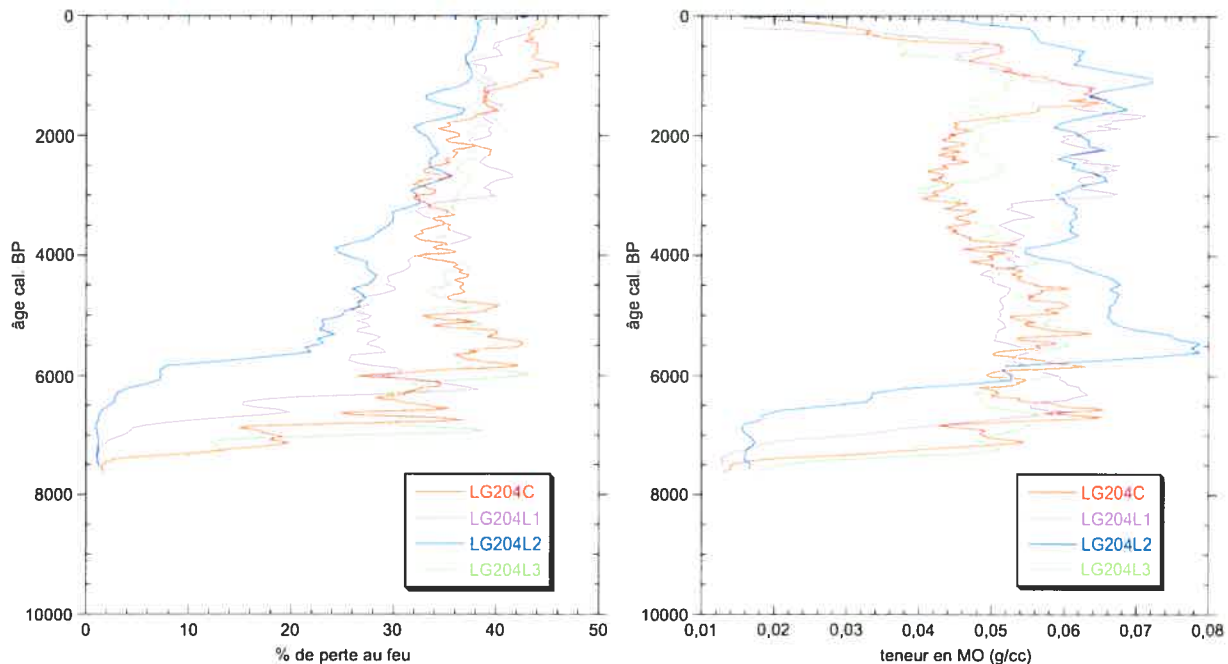


Figure 5.9 PAF à 600°C et Teneur en MO selon les modèles d'âge estimés dans le lac

Dans un premier temps, les quatre dates mesurées sur les carottes latérales #1 et #2 sont insuffisantes pour bien comparer les profils latéraux au profil central. Certaines tendances des courbes de la PAF et de la teneur en MO sont toutefois très semblables. Par exemple, le début de l'accumulation organique enregistre un petit pic avant d'atteindre le maximum, ce qui tend à prouver que le dépôt s'est produit uniformément sous la surface du lac. Selon les interpolations entre les âges, ceci n'est absolument pas synchrone, élément qui est contraire au modèle d'accumulation sédimentaire proposé.

La similarité entre les tendances des fluctuations permet de poser le postulat suivant : des tendances semblables ont de fortes chances d'être synchrones dans un bassin lacustre. À partir de ce postulat, les pertes au feu des latérales furent considérées comme reflétant possiblement des enregistrements non-continus de l'accumulation sédimentaire, le profil central étant le seul qui soit considéré continu.

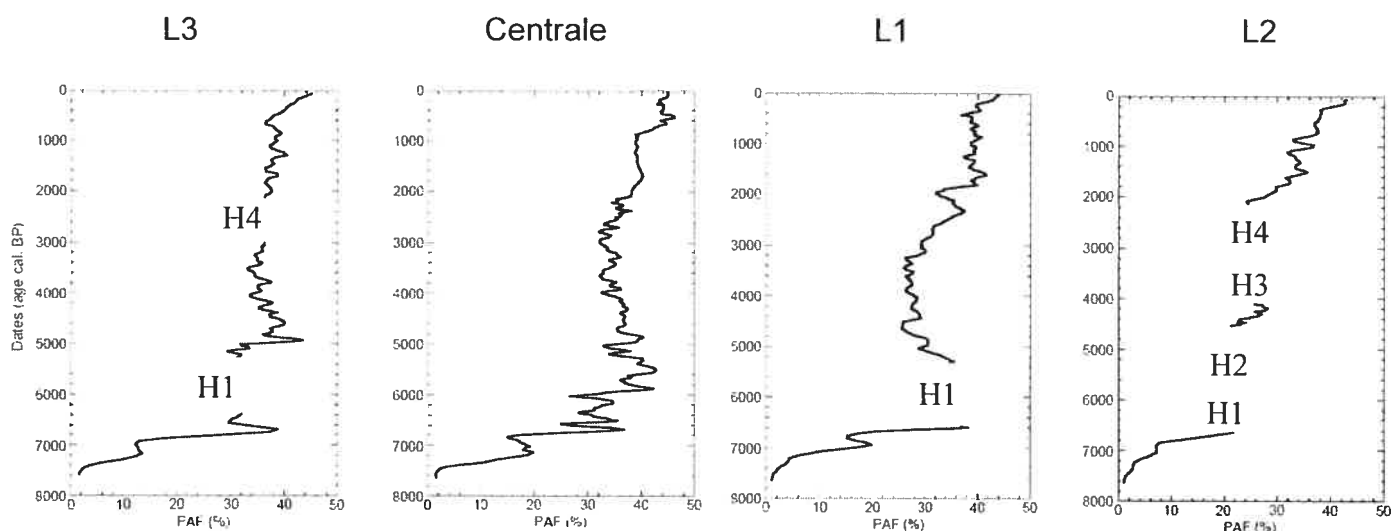


Figure 5.10. Découpage des PAF à 600 °C selon les tendances majeures de la carotte centrale pour la carotte latérale #3 à gauche, centrale au centre-gauche, latérale #1 au centre-droit et latérale #2 à droite.

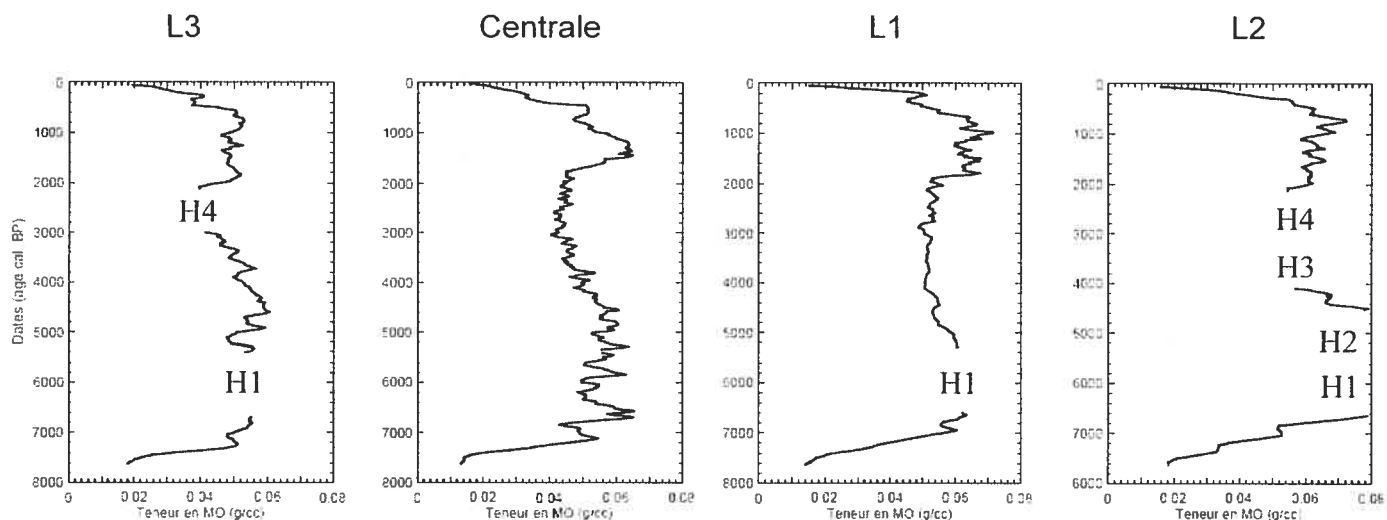


Figure 5.11 Découpage des teneurs en MO selon les tendances majeures de la carotte centrale pour la carotte latérale #3 à gauche, centrale au centre-gauche, latérale #1 au centre-droit et latérale #2 à droite.

La comparaison de la séquence de perte au feu montre deux hiatus possibles (H1 et H4 sur les figures 5.10 et 5.11) et deux hiatus (H2 et H3) évoquant probablement une transition dans la carotte latérale #2. Les ajustements se sont faits en utilisant les âges du profil central comme référence. Cet exercice amène

deux constats : les âges mesurés sur le profil latéral #1 et #2 entre 2000 et 3100 ans cal. BP seraient des âges possiblement trop vieux. Il est proposé qu'à ces niveaux le matériel daté fut redéposé dans les sédiments plus jeunes. Le hiatus du profil latéral #1 se trouve entre 6600 ans cal. BP et 5300 ans cal. BP, un hiatus parfaitement synchrone est trouvé dans la carotte latérale #3 et dans la carotte latérale #2. L'absence de sédimentation dans la carotte latérale #2 couvre l'intervalle entre 6600 et 4600 ans cal. BP. Entre 5300 ans et 4600 ans cal. BP (H2 : figure 5.10 et 5.11), seule la carotte latérale #2 n'accumule pas de sédiment, la sédimentation ayant repris dans les profils latéraux #1 et #3. Ceci laisse penser qu'une hausse du niveau de l'eau était en cours. La reprise de la sédimentation dans le profil latéral #2 entre 4600 et 4000 ans cal. BP semble soutenir cette hypothèse. Entre 4000 et 3000 ans cal. BP, encore une fois, seule la latérale #2 subit un arrêt de sédimentation (H3). Entre 3000 et 2000 ans cal. BP, la sédimentation dans le profil latéral #2 demeure interrompue mais le profil latéral #3 enregistre également une interruption de sédimentation (H4). Pour avancer l'hypothèse d'un abaissement du niveau lacustre, il faut que plus d'un indice soit observé. Deux hiatus ont été observés à partir de l'étude approfondie des PAF: H1 entre 6600 et 5300 ans cal. BP et H4 pour deux des trois profils latéraux entre 3000 et 2000 ans cal. BP. Le profil latéral #1 a nécessairement accumulé des sédiments depuis 5300 ans cal. BP puisqu'un âge fut mesuré. Il est jugé que cet âge mesuré correspond à l'âge réel puisqu'il ne semble pas trop jeune lorsqu'on compare la tendance des PAF au profil central. Les arrêts de sédimentation H2 et H3 sont probablement des moments de hausse (H2) et de baisse (H3) du niveau de l'eau révélés par le profil latéral #2 puisque le changement de la limite sédimentaire a seulement affecté cette zone latérale. Cette convergence des indicateurs est intéressante. Passons maintenant, au second indicateur.

5.2.2 Indicateurs polliniques

La stratigraphie pollinique des carottes latérales servira encore une fois à la détection de possibles hiatus sédimentaires qui sont des indices de l'abaissement du niveau de l'eau.

La difficulté de détection de hiatus pollinique est accrue dans le cas des diagrammes de la Baie de James ce qui s'explique en partie par la « monotonie de l'histoire de la végétation » énoncée par Richard (1979). Le manque de changement dans les assemblages polliniques rend plus difficilement détectables de possibles manques dans le diagramme pollinique des profils latéraux.

Pourtant, des hiatus ont été découverts dans la stratigraphie pollinique. La comparaison des diagrammes sporopolliniques amène à la conclusion que les couches basales sont synchrones puisqu'elles partagent toutes le même type d'assemblage pollinique dominé par le peuplier faux-tremble, les herbacées, le bouleau et une forte représentation de l'aulne crispé. Il y a donc peu ou pas de focalisation des sédiments lacustres comprenant le pollen du retrait de la mer à 7100 cal. BP. Un premier repère palynostratigraphique se situe tout juste au début du minimum de *Pinus banksiana* et à la limite des sédiments organiques. Un second repère palynostratigraphique se trouve à l'augmentation du pin gris à 15-20% selon le cas vers 4000 ans cal. BP. Entre 7100 et 4000 ans cal. BP, une diminution de pin gris et une baisse de l'aulne crispé progressive est observée. Les carottes latérales #1 et #3 n'ont que partiellement enregistré ces tendances qui sont tronquées. L'intervalle entre ces deux repères ne semble pas avoir été seulement amenuisé dans les profils latéraux : il semble que la période entre 6600 et 5300 ans cal. BP soit absente dans les profils latéraux #1 et #3. La carotte latérale #2, quant à elle, aurait enregistré un hiatus entre 6600 et 4600 ans cal. BP. Les hiatus trouvés à partir des indications sédimentologiques sont soutenus par les indicateurs polliniques puisque les diagrammes latéraux

tronqués sont comparables au profil central. Un hiatus retrouvé dans les carottes latérales #2 et #3 apparaît entre 3000 et 2000 ans cal. BP. Malheureusement aucun changement de pourcentage pollinique n'est observé à cette époque dans la latérale #1 mais une hausse de l'influx pollinique apparaît dans le profil central (figure 5.4). Deux arrêts de sédimentation sont donc identifiés.

Les résultats ont démontré que les taxons polliniques aquatiques n'apportent aucune indication concluante quant à la variation du niveau d'eau dans les carottes latérales. Le lac étudié ne permet d'utiliser le pollen aquatique comme Edwards *et al.* (2000) qui stipule que le pollen aquatique s'avère souvent être un indicateur révélateur des changements de niveau d'eau.

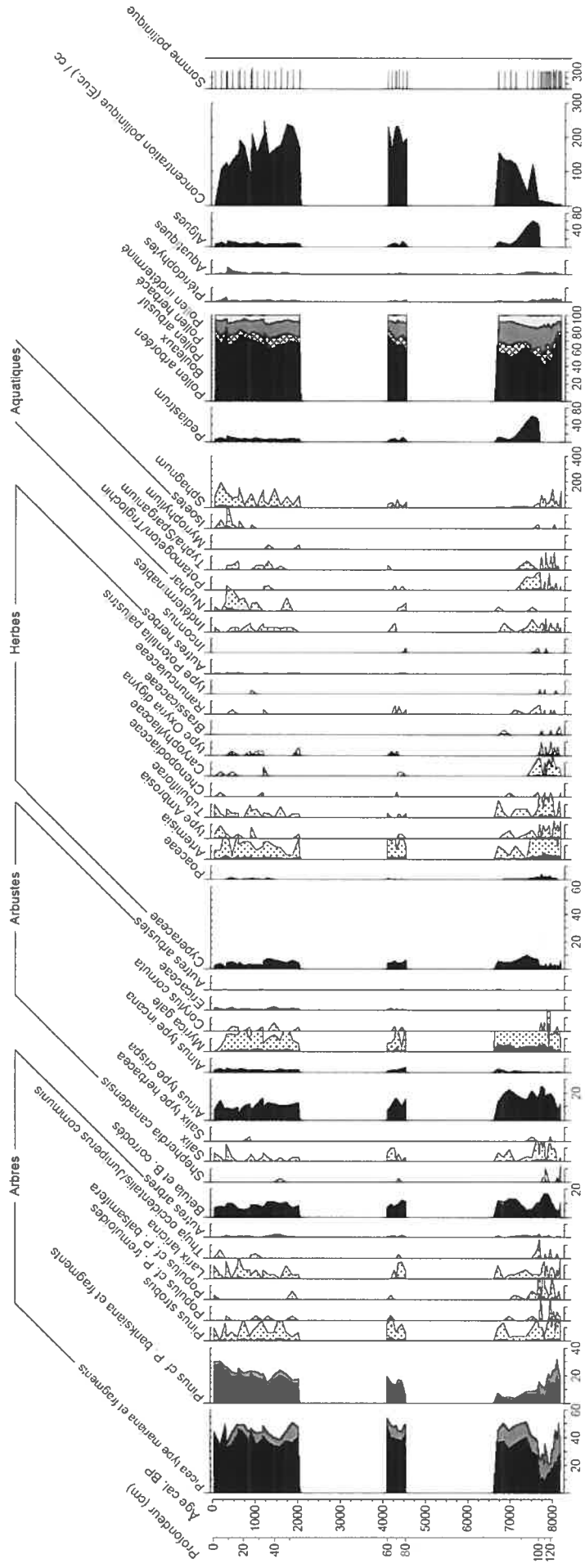


Figure 5.13 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #2 du lac de LG2 selon l'âge. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

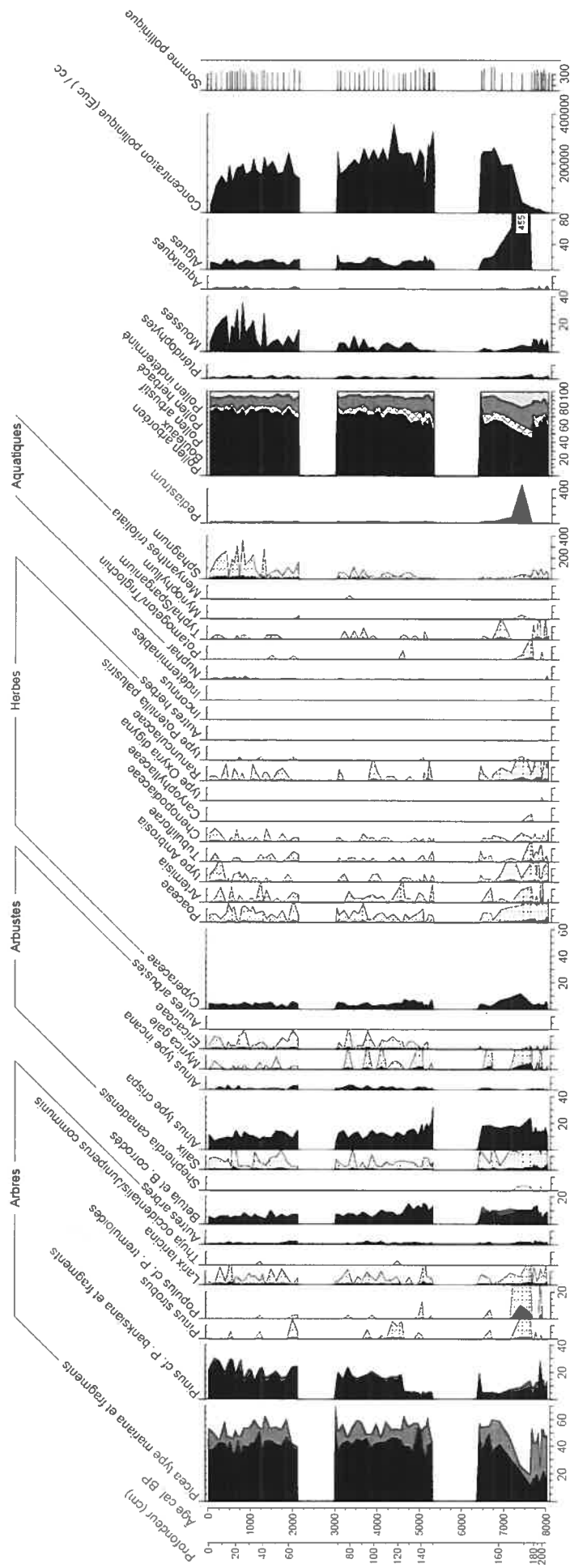


Figure 5.14 Diagramme sporopollinique résumé de la carotte latérale #3 du lac de LG 2 selon l'âge. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

L'examen des concentrations polliniques (figure 5.15) montre que le centre du lac a accumulé plus de pollen que les carottes latérales. Un influx pollinique pour les carottes latérales a été calculé par l'application d'un TAS moyen livré par les dates mesurées (tableau 4.1) ou estimées pour le contact organique. Dans le cas d'un changement du niveau d'eau, cette représentation des influx se trouve donc partiellement faussée en raison des hiatus qu'il implique. L'influx moyen est d'environ 14000 grains.cm⁻³ pour la carotte centrale de 434 à 80 cm de profondeur, mais il est visible que la concentration pollinique moyenne des latérales est trois fois plus petite avec un influx pollinique moyen avoisinant les 5000 grains.cm⁻³.

Le pollen fut manifestement focalisé vers le centre tel que Davis (1967; 1968), Davis et Brubaker (1973), Davis and Ford (1982), Davis *et al.*, (1984, 1985a, 1985b) l'ont énoncé par le passé. Il semble qu'au début de l'accumulation organique dans le lac les concentrations polliniques furent semblables et ce, pour les quatre points étudiés. Suite à cette accumulation synchrone, une tendance à la diminution des concentrations polliniques est observée pour toutes les carottes latérales. La baisse de l'influx pollinique entre 100 et 40 cm (4480 et 1880 ans cal. BP) dans la carotte latérale #1 montre que la focalisation pollinique fut particulièrement active durant cet intervalle entre le centre et ce profil. Cette diminution de l'influx s'avère donc un indice possible de changement du niveau de l'eau entre 4000 et 2000 ans cal. BP.

L'hypothèse de la diminution des apports fluviaux provenant du ruisseau de l'est (entourbé) pourrait être une des causes de la diminution de l'input pollinique en surface. Il faut toutefois tenir compte du fait que les sédiments de surface sont plus fluides sur les 30 derniers centimètres ce qui peut expliquer en partie la dilution dans un plus grand volume de l'apport pollinique régional et le ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire. Ceci ajouté au fait que l'ouverture du couvert forestier en milieu boréal produit

moins de pollen pourrait expliquer la diminution de l'influx pollinique lacustre en surface.

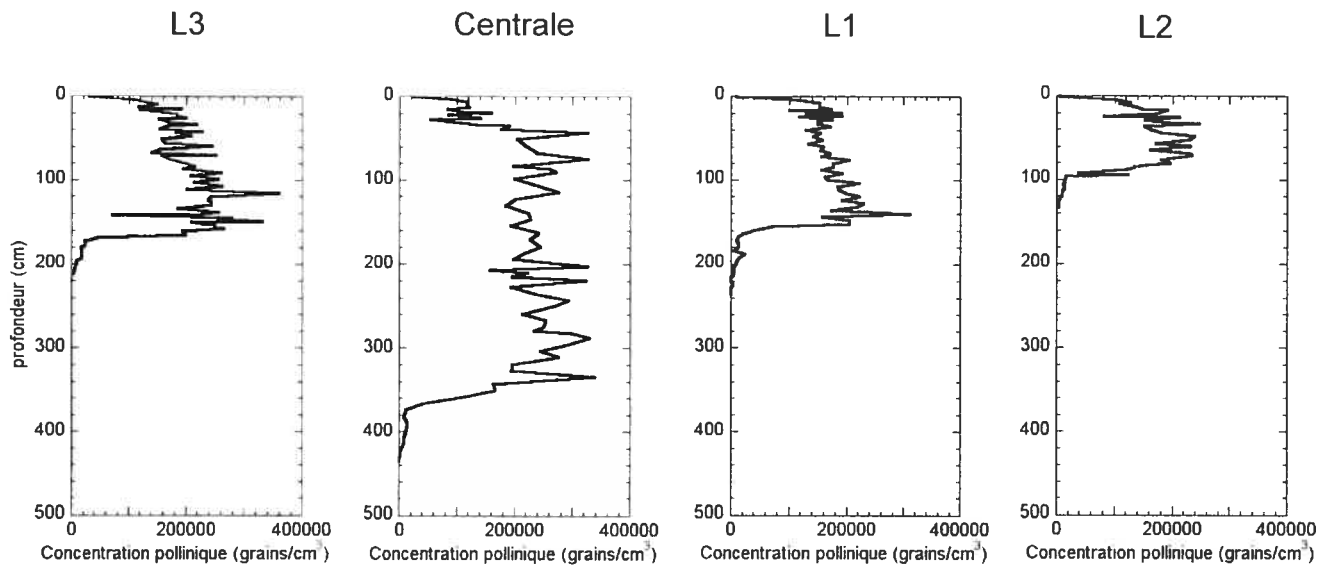


Figure 5.15. Concentrations polliniques selon la profondeur de la carotte latérale #3 à gauche, centrale au centre gauche, latérale #1 au centre droit et latérale #2 à droite.

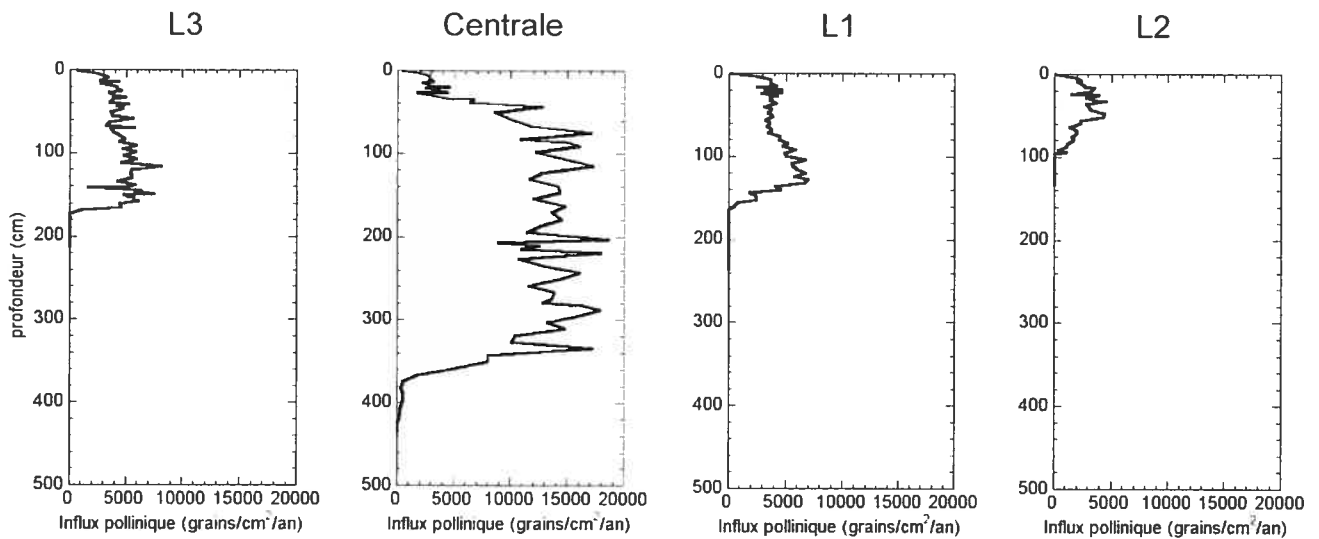


Figure 5.16 Influx polliniques selon la profondeur de la carotte latérale #3 à gauche, centrale au centre gauche, latérale #1 au centre droit et latérale #2 à droite.

5.2.3 Indicateurs macrofossiles

Les deux séquences macrofossiles complètes du profil central et de la carotte latérale #1 révèlent une succession d'assemblages semblables des zones 1 à 5. Le niveau d'eau était maximal suite au retrait de la Mer de Tyrrell puisque les sédiments tapissaient l'ensemble du bassin comme en témoigne la sédimentologie basale, les PAF et les assemblages polliniques. Les changements macrofossiles marquent bien la séquence synchrone du milieu saumâtre et de la transition du lac vers un milieu plus productif. Le phytoplancton et les plantes aquatiques au début de l'accumulation organique sont abondants sous un maximum de 231 cm d'eau pour la latérale #1 et sous 410 cm d'eau au point central. Les macrorestes de *Potamogeton sp.* et de *Ranunculus sp.* sont plus nombreux en position latérale qu'en position centrale. À partir de 6660 ans cal. BP, les mégaspores d'*Isoètes* abondent au point central mais n'apparaissent que beaucoup plus tard dans le profil latéral #1. De plus, une transition progressive vers des macrorestes végétaux marquant la colonisation végétale est observée dans le profil central tandis que la carotte latérale #1 montre une transition nette sans progression. L'absence de cette transition confirme la présence d'un hiatus entre 6600 et 5300 ans cal. BP dans le profil latéral #1. Une datation à 5290 ans cal. BP marque le début de l'accumulation organique de la carotte latérale #1 tandis que le profil central accumule cette matière bien avant (5820 ans cal. BP). De plus, des spores d'*Isoètes* furent retrouvées dans la latérale #1 vers 5300 ans cal. BP, ce qui diffère du profil central. L'horizon riche en fragments ligneux coïncide également avec cette période trouble.

Entre 132 cm (5290 ans cal. BP) et 51 cm (2000 ans cal. BP) dans la carotte latérale #1, les macrorestes indicateurs d'une faible distance à la berge ou d'une faible profondeur d'eau se distinguent du reste du profil (figure 4.16). La plus grande abondance de feuilles d'épinette noire, de fragments de feuilles de feuillus, de plantes aquatiques telles qu'*Isoètes*, *Myriophyllum*, *Nuphar*,

Potamogeton sp. et de fragments de bois incitent à avancer l'hypothèse d'un abaissement du niveau de l'eau. Durant cette période le maximum d'eau possible à ce point dans le bassin était de 203 cm. Ce serait la fin d'*Isètes* qui marquerait la fin de la période « dite » de bas niveau d'eau puisque cette fin est également marquée par une diminution du nombre de feuilles d'épinettes noires, ce qui nous amène approximativement à 2000 ans cal. BP. La carotte centrale a également enregistré cette fin, dans une moindre mesure, avec la représentation d'*Isètes* et des feuilles d'épinettes noires (figure 4.15). Ceci laisse supposer que les berges étaient plus près du centre entre 5300 et 2000 ans cal. BP. La détermination exacte de la période de ce rapprochement reste toutefois impossible : trop peu de changements taxonomiques surviennent.

La recrudescence de restes de Nuphar dans les 50 derniers centimètres autant dans le profil central que dans la carotte latérale #1 montre essentiellement le comblement progressif du lac qui permet à cette espèce d'occuper aujourd'hui plusieurs endroits dans le bassin.

En résumé, les deux bas niveaux potentiels indiqués par la sédimentologie et le pollen sont également soutenus par les macrofossiles végétaux. Cet indicateur reste toutefois moins précis.

5.2.4 Comparaison avec d'autres sites

À la lumière des analyses réalisées, une reconstitution de l'accumulation sédimentaire est proposée pour le lac de LG2. Le matériel sableux grossier retrouvé à la base des carottes provient de l'époque du retrait du glacier du Nouveau-Québec sur le paysage jamésien. Le lessivage du matériel transporté par les eaux de fontes a permis le transport du sable retrouvé dans le fond du bassin mais probablement aussi la mise en place des roches décimétriques retrouvées sur les berges du lac. Suite au retrait postglaciaire,

les limons et les argiles de la Mer de Tyrrell furent déposés uniformément dans le bassin du lac. Il semble que les organismes marins attendus dans ce type de matériel n'ont pas été déposés. Les conditions n'étaient probablement pas favorables à l'établissement ou la préservation de ces organismes. Certains indices nous permettent d'affirmer, hors de tout doute, que la Mer fut bien présente et ce sont les membranes de Periostraca ainsi que les tiges de type Eudendrium qui nous permettent de faire cette affirmation. Le lac se trouve d'ailleurs en-deça du maximum de l'altitude atteinte par la mer de Tyrrell (figure 2.1 : chapitre 2). L'accumulation synchrone de la base est prouvée par la perte au feu avec la PAF à 600°C, la teneur en MO, la teneur en résidu, les concentrations et assemblages polliniques ainsi que les assemblages macrofossiles. La proposition d'accumulation inorganique synchrone dans le bassin lacustre suite à la déglaciation telle que proposée par Davis et Ford (1982) est confirmée par plusieurs indicateurs.

Le synchronisme du début de l'accumulation de la gyttja est moins clair. La date de la transition organique remonte à 6660 ans cal. BP dans le profil central mais aucune date n'a pu confirmer la synchronicité de début de cette accumulation dans les profils latéraux. Le tout début de l'accumulation organique dans la zone de transition possède des caractères semblables : l'atteinte d'un maximum de teneur en MO, l'arrivée des restes d'arbres, d'arbustes et de plantes aquatiques dans trois diagrammes macrofossiles. La prolifération de *Pediastrum* dans les diagrammes polliniques confirme également cette synchronicité. Le tout début de l'accumulation de la gyttja est donc probablement synchrone dans le bassin. Cette accumulation synchrone ne fut que de courte durée puisqu'un bas niveau d'eau a été retracé entre 6600 et 5300 ans cal. BP.

La sédimentation organique recommence dans les profils latéraux #1 et #3 à 5300 ans cal. BP. Toutefois, le profil latéral #2 n'accumule pas de sédiment

avant 4600 ans cal BP. Ceci laisse croire que le niveau de l'eau a monté progressivement pour atteindre un maximum entre 4600 et 4000 ans cal. BP. Il faut considérer la possibilité que le hiatus basal du lac pourrait avoir été induit par le processus de focalisation sédimentaire naturel au début de l'accumulation organique dans les lacs, mais l'accumulation organique ayant déjà commencé cette hypothèse est peu probable. Un bas niveau d'eau est observé à la même période au lac Albion en Estrie, à Mansell Pond dans le Maine, au lac des Pluviers et au lac Kachisyahoot dans le Nord du Québec, au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard en Gaspésie. La période de bas niveau entre 6600 et 4600 ans cal. BP pourrait être expliquée par un climat plus sec découlant d'une incursion plus fréquente des masses d'air Pacifique dans l'est de l'Amérique du Nord durant l'Holocène moyen, ce phénomène se serait répercuté également en Radissonnie.

Le second hiatus est identifié entre 3000 et 2000 ans cal. BP par l'analyse palynostratigraphique et confirmé par l'analyse macrofossile de la latérale #1 et les hiatus sédimentaires dans les latérales #2 et #3. Outre cette convergence des indicateurs, il correspond partiellement à une période de bas niveau au lac des Pluviers, au lac Kachisyahoot et au lac Hertel. Durant cette période, seuls les sites du Québec subarctique et le lac Hertel semblent avoir enregistré des baisses du niveau d'eau marquées dans le Nord-Est américain. Le lac Kachistayoot traverse une période de bas niveau lacustre depuis 2700 ans cal. BP (Miousse *et al.*, 2003); le lac des Pluviers enregistré des bas niveaux entre 2750 et 2350 ans cal. BP et entre 2070 et 1950 ans cal. BP; le lac Hertel a enregistré un bas niveau entre 2600 et 1800 ans cal. BP. Le hiatus identifié dans les carottes latérales #2 et #3 peuvent donc être une conséquence de l'abaissement du niveau de l'eau dans le lac puisque les indicateurs semblent converger encore une fois.

Le lac Francis en Abitibi a enregistré une baisse du niveau de l'eau entre 2900 et 5720 ans cal. BP, ce qui selon les indices de bas niveau d'eau retrouvés dans la partie organique des carottes, couvre une bonne partie de l'intervalle entre 6600 et 2000 ans cal. BP où deux baisses du niveau de l'eau furent identifiées à l'aide des hiatus dans les PAF et confirmées par l'analyse macrofossile et pollinique. Cette longue période où le lac n'a pas accumulé de la matière organique partout dans le lac, semble avoir été une période de bas niveau d'eau où la focalisation sédimentaire était un processus actif entraînant le déplacement de la limite sédimentaire.

Depuis 2000 ans cal. BP, le lac a accumulé de la matière organique de façon synchrone pour les 4 carottes tel que révélé par les influx polliniques, par les PAF, et par le pollen de *Nuphar* dans les diagrammes. Le lac a atteint un stade où le comblement par les sédiments crée un bassin plat (voir figure 5.1). La diminution du taux d'accumulation sédimentaire, nous indique que le lac atteint un stade différent de son évolution. De plus, une diminution de la productivité lacustre et des forêts dans la zone boréale d'Amérique du Nord depuis 5000-4700 ans cal. BP aurait été mentionnée aussi par d'autres études (Engstrom & Hansen 1985; Liu 1990; Gajewski *et al.*, 1993; MacDonald *et al.*, 1993; Pienitz & Vincent 2000; Arsenault et Sirois, 2004). À partir de cette époque le lac eut une profondeur d'eau maximale de 120 cm. Il est illusoire de tenter de retrouver des indices de changement du niveau d'eau dans les des sédiments puisque que la limite sédimentaire ne s'applique plus entre le centre et les points latéraux; les plantes aquatiques colonisant les faibles profondeurs d'eau peuvent coloniser le bassin en entier, et le pollen peut facilement être remis en circulation par le mouvement des vagues.

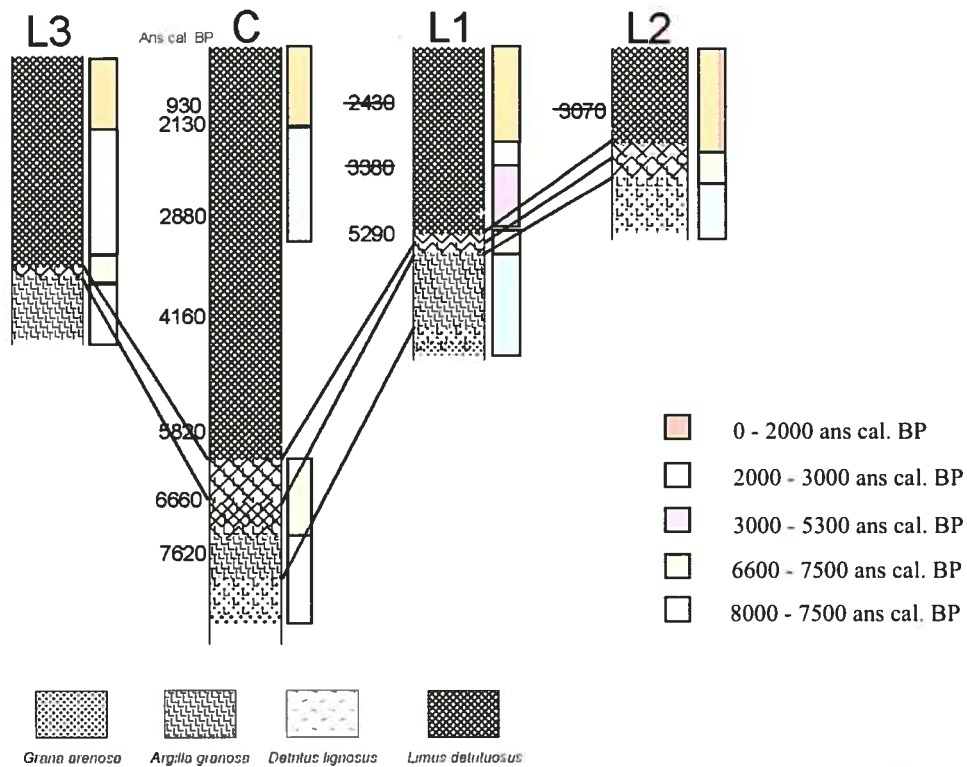


Figure 5.17. Correspondance chronostratigraphique des carottes

La quantification des baisses de niveau lacustre reste incertaine. L'abaissement du niveau d'eau a interrompu l'accumulation du matériel dans le profil latéral #2 à 6600 ans cal. BP, endroit qui pouvait avoir un maximum de 140 cm d'eau au-dessus des sédiments. Le profil latéral #1 et #3 avaient un maximum de 210 à 230 cm d'eau à cette époque. La limite sédimentaire étant définie entre 1 et 2 mètres de profondeur d'eau, la baisse du niveau de l'eau a pu se situer entre 30 cm et 130 cm. Les macrorestes ne peuvent nous spécifier la tranche d'eau à cause de la faible ampleur de la profondeur atteinte. Il est actuellement impossible de plus s'avancer sur cette question.

5.3 Dynamique postglaciaire de la végétation régionale

5.3.1 Dynamique lacustre

Tout d'abord, la dynamique de la végétation régionale sera abordée à partir du diagramme sporopollinique lacustre. Ensuite, le diagramme pollinique central du lac de LG2 sera comparé à ceux de la tourbière. Le pollen raconte l'histoire qui suit.

9000 -7500 ans cal. BP

Suite au retrait de la Mer de Tyrrell, il y a environ 8000 ans cal. BP, le paysage radissonien était entièrement mis à nu. Le matériel inorganique à la base des carottes a été apporté par ruissellement dans les bassins et il indique que la végétation ne pouvait retenir ces apports (sable, limon et argile). Le pollen révèle que le paysage a rapidement été colonisé par la toundra herbacée (*Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Oxyria digyna*, *Brassicaceae* et *Poaceae*) mais la présence simultanée du pollen de *Populus tremuloïdes*, *Populus balsamifera*, *Thuja occidentalis/ Juniperus communis*, *Sherpherdia canadensis* indique que les espèces héliophiles ont rapidement occupé le territoire et que les conditions climatiques ont permis leur croissance. Les apports de *Picea mariana* et de *Pinus banksiana* proviennent probablement en grande partie d'apports lointains. Les macrorestes végétaux sont particulièrement utiles pour délimiter l'influence des eaux marines (figures 4.15 et 4.16 : chapitre 4). Un assemblage d'eau saumâtre indiquant la présence de la Mer de Tyrrell sur le bassin du lac est évident dans la zone 1 où les plantes arctiques-alpines sont suivies par *Zanichellia palustris* qui marque la transition du lac vers un assemblage d'eau douce. L'influence marine s'est fait sentir jusqu'à 7400 ans cal. BP dans le lac.

Richard (1979) suggère un coincement de la toundra provoqué par les conditions clémentes suite à la déglaciation. La différenciation d'une ZAP initiale ou le pin gris, le bouleau et l'aulne crispé (figure 2.11, chapitre 1)

dominant est moins marquée à LG2 que dans les diagrammes de Richard. Le pic de peuplier atteint 3 à 5% tandis qu'il culmine au maximum entre 10 et 15% dans les sites de Richard (1979). Par ailleurs, la représentation des plantes herbacées reste la même dans la période à *Populus* (avant 7750 ans cal. BP). Il semble que la différenciation des deux périodes identifiées par Richard (1979) ne se délimite pas aussi aisément à LG2 que pour les sites se trouvant plus à l'est en Jamésie.

L'aulne crispé augmente et le bouleau glanduleux sont fortement représentés durant cette période, ce qui montre que la colonisation du paysage est bien amorcée et ce, peu après le retrait de la Mer de Tyrrell. Cette période n'a pas été enregistrée à la base de la tourbière. Dans une tourbière toute proche jouxtant le lac Desaulniers, la base du profil montre qu'entre 8350 et 6840 ans cal. BP un climat froid et sec régnait alors dans la zone périglaciaire. *Shepherdia canadensis* présent aussi à la base de la carotte, implique une formation végétale ouverte (Ouellet et Poulin, 1975).

7500-4000 ans cal. BP

Vers 7500 ans cal. BP une transition nette se produit dans le diagramme lacustre. Le *Pediastrum* arrive en grande quantité, la présence herbacée chute, le peuplier chute également, le bouleau et l'aulne crispé diminuent pour laisser la place au pollen d'épinette noire qui colonise la région. La végétation héliophile initiale cède la place à un couvert arborescent plus dense. L'augmentation brusque de concentration pollinique vers 7500 ans cal. BP marque donc l'afforestation régionale.

Cette période correspond aux périodes semblables dominées par les mêmes taxons à CHISM II (7300 ans cal. BP et 4100 ans cal. BP) et Béréziuk (7000 ans cal. BP et 4500 ans cal. BP) identifiées par Richard. À LG2, cette zone se

trouve s'étend de 7500 ans cal. BP à 4000 ans cal. BP. Ces résultats confirment aussi ce qui a été observé tout près dans la tourbière du lac Desaulniers (Ouellet et Poulin, 1975). Ces auteurs suggèrent que le climat de la région se réchauffe graduellement et permet une afforestation avec la présence d'espèces héliophiles. Entre 6840 ans cal. BP et 3770 ans cal. BP, une époque plus chaude et plus humide est indiquée par les maxima de *Picea*, *Betula* et *Alnus*. Le patron semble donc étendu à la Jamésie puisque les mêmes assemblages sont retrouvés au sud-ouest et au nord-ouest des sites étudiés.

Au niveau macrofossile, le passage d'eau saumâtre à l'eau douce du lac s'est effectué à cette époque : ceci coïncide avec l'afforestation régionale indiquée par les analyses polliniques, des macrorestes arboréens et des arbustes colonisent les berges du lac (figure 4.15, zone 2 : chapitre 4). La présence macrofossile prouve que les apports polliniques provenaient vraiment de sources régionales et même proximales puisque des restes fossiles furent trouvés.

4000-2000 ans cal. BP

De 4000 ans cal. BP à l'actuel, une augmentation continue de la représentation pollinique de *Pinus banksiana* est observée jusqu'en surface. Cette augmentation du pin gris fut mentionnée par Richard (1979) et par Arsenault & Sirois (2004). Des conditions sèches et froides auraient favorisé la recrudescence du pin gris dans la région : les feux de forêts devenant plus actifs en milieu boréal et en toundra forestière se firent sentir à partir de cette époque (Richard, 1979; Richard, 1982; Filion, 1984; Payette et Gagnon, 1985; Despont et Payette, 1992; Gajewski *et al.*, 1993; Lavoie et Sirois, 1998; Asselin et Payette, 2005). L'épisode néoglaciale a donc eu un impact sur la succession de la végétation dans la région. L'augmentation de la

représentation du *Pinus banksiana* est synchrone dans le lac et dans la tourbière de LG2 et est également synchrone dans la tourbière du lac Desaulniers (Ouellet et Poulin, 1975).

Les spores de *Sphagnum* sont mieux représentées qu'auparavant dans le lac, ce qui peut signifier que l'entourbement des berges s'est accru ou que les tourbières du bassin versant ont produit une plus grande quantité de spores contribuant aux apports fluviaux. Cette augmentation est synchrone à celle enregistrée sous la dépression de la tourbière (figure 5.5). Ceci laisse penser que des facteurs allogènes ont régi l'avènement de cette présence mais l'arrivée de la sphaigne fut plus précoce dans le cas de la butte de la tourbière (5250 ans cal. BP).

La présence arbustive (*Betula* et *Alnus*) dans le paysage semble également diminuer progressivement jusqu'à aujourd'hui et ce, autant dans le lac que dans les tourbières (LG2 et Desaulniers). Le néoglaciale et la plus grande incidence des feux peut également expliquer en partie ce phénomène.

2000-0 ans cal. BP

Finalement, la période la plus récente de 2000 ans cal BP à aujourd'hui est caractérisée par une diminution de l'influx pollinique annuel, par une croissance de *Nuphar* dans le lac, par une baisse de représentation de l'épinette noire et par une augmentation du pin gris. La relation *Picea mariana*–*Pinus banksiana* traduit l'influence de la cyclicité des feux sur le paysage radissonien (Arsenault et Sirois, 2004). La diminution de l'épinette noire et l'augmentation du pin gris est également observée dans la tourbière. Richard (1979) parle d'une détérioration climatique ou catathermique de 2800 ans cal. BP à nos jours et la manifestation concrète de phénomène dans nos données est la dynamique entre le pin gris et l'épinette noire ainsi que la réduction du taux d'accumulation sédimentaire en surface (figure 5.7) qui met

en évidence un ralentissement de la production biologique lacustre. Ce ralentissement de productivité lacustre semble accompagné d'un ralentissement de la productivité pollinique de la région ou de la diminution de l'apport d'une des sources du lac.

5.3.2 Les taxons locaux et la dynamique régionale de la tourbière

La pluie pollinique régionale est déposée dans la tourbière de LG2 mais elle est nettement diluée par les apports polliniques locaux des espèces colonisant cette tourbière. En conséquence, les taxons arborescants pouvant coloniser la tourbière (*Picea mariana*, *Larix laricina*, *Betula*) et les taxons manifestement locaux (Ericaceae et Cyperaceae) ont été retirés du calcul de la somme pollinique et de celui de la concentration pollinique afin d'évaluer leur influence (figures 5.18 et 5.19). Leur retrait montre que les taxons extra-locaux qui sont le mieux représentés sont dans l'ordre : *Pinus banksiana*, *Alnus crispa*, *Alnus incana* et *Pinus strobus* (figure 5.18). Le retrait des Cyperaceae et des Ericaceae met en évidence le changement survenu à 5000 ans cal. BP avec la chute du pollen arbustif et la hausse du pollen de *Pinus banksiana*. Ce changement n'est donc pas le résultat d'une influence locale mais bien d'une influence régionale. La diminution du taux d'accumulation de la tourbe ainsi que la réponse des taxons polliniques traduiraient donc une influence climatique régionale active.

Un second exercice fut également effectué en incluant le pollen des arbres potentiellement locaux dans la somme pollinique, puisqu'ils participent aussi à la végétation régionale (figure 5.19). Le retrait du pollen des seules cypéracées et éricacées de la somme pollinique rend la représentation de l'épinette noire plus constante et semblable aux résultats obtenus sur la butte de la tourbière (figure 5.6). L'opposition entre la représentation de pollen arbustif et le pollen arboréen se trouve amenuisée, mais reste encore perceptible. Le pollen local influence donc grandement le signal pollinique enregistré dans la tourbe. On ne peut savoir dans quelle mesure exactement

le pollen des taxons présents, à la fois localement et régionalement, représente chaque source pollinique. L'inclusion des taxons arboréens dans la somme pollinique constitue la meilleure pratique puisque leur retrait complet fausse totalement la représentation pollinique de la végétation régionale. Le paysage radissonnien est en effet dominé par la pessière noire et non par la pinède grise.

Une fois les cypéracées et les éricacées retirées de la somme pollinique et tout en conservant les arbres potentiellement locaux, on arrive à caractériser l'input pollinique régional. Cet input pollinique régional est séparé en deux périodes distinctes : une période où le peuplier, l'aulne crispé et les herbacées abondent jusqu'à 225 cm (4960 ans cal. BP); et une période où le pin gris augmente, le sapin baumier, le mélèze laricin, l'aulne rugueux, les sphaignes et les rhyzopodes sont plus nombreux. L'écart de l'influx pollinique moyen entre ces deux périodes va de 977.1 grains.cm⁻².an⁻¹ pour la surface (4960 à aujourd'hui ans cal. BP) à 1325.2 pour la base (6760 à 4960 ans cal. BP). Ceci nous servira de base caractériser l'apport pollinique régional éolien dans le lac de LG2.

Le retrait des taxons locaux a engendré l'élimination de 2 à 37% de la représentation pollinique initiale dans la tourbière selon les niveaux. Ceci représente somme toute un intervalle assez large.

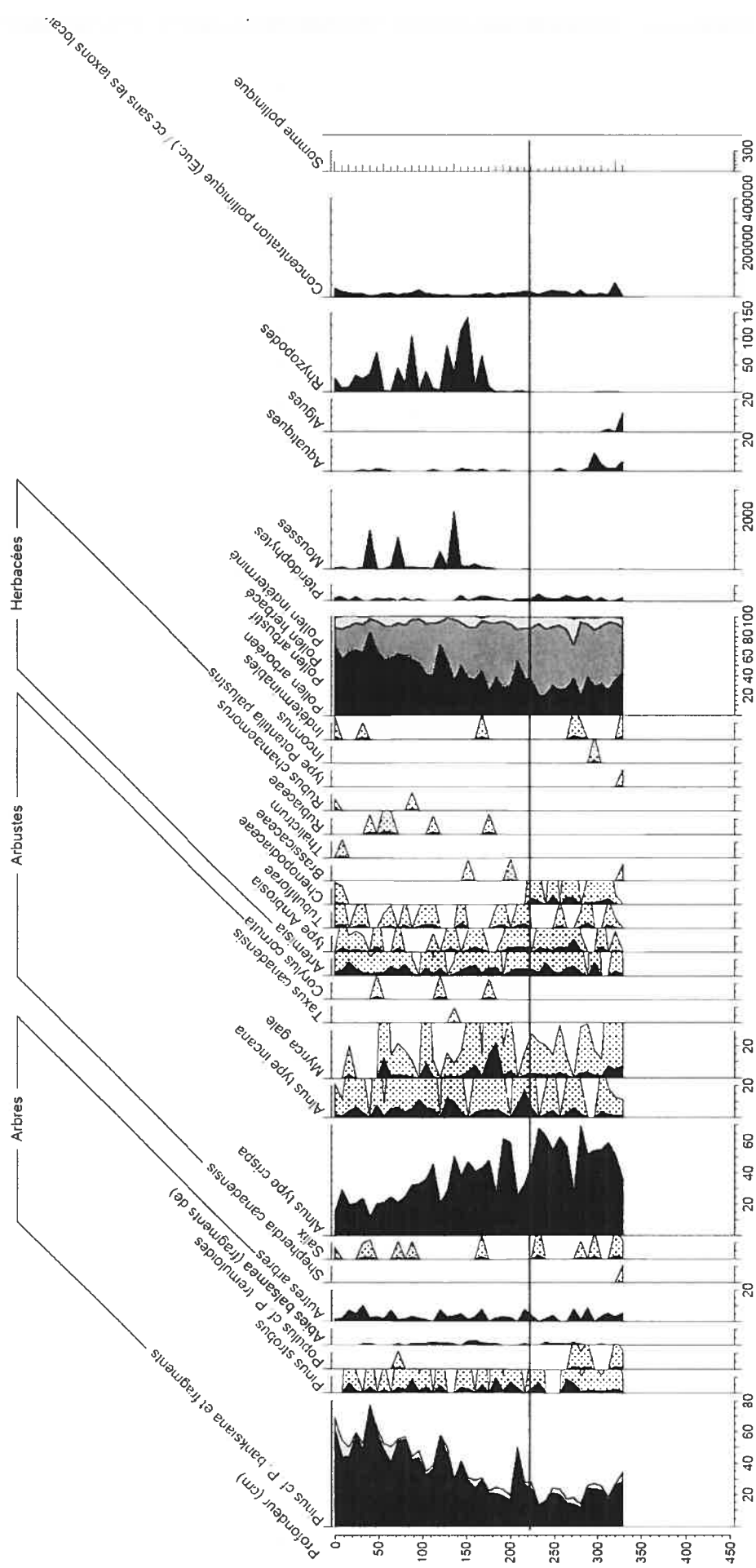


Figure 5.18 Diagramme sporopollinique résumé sous la dépression de la tourbière de LG 2 où le pollen de *Picea mariana*, *Larix*, *Betula*, *Ericaceae* et *Cyperaceae* fut retiré de la somme pollinique. La ligne horizontale est le passage de feu à bog. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

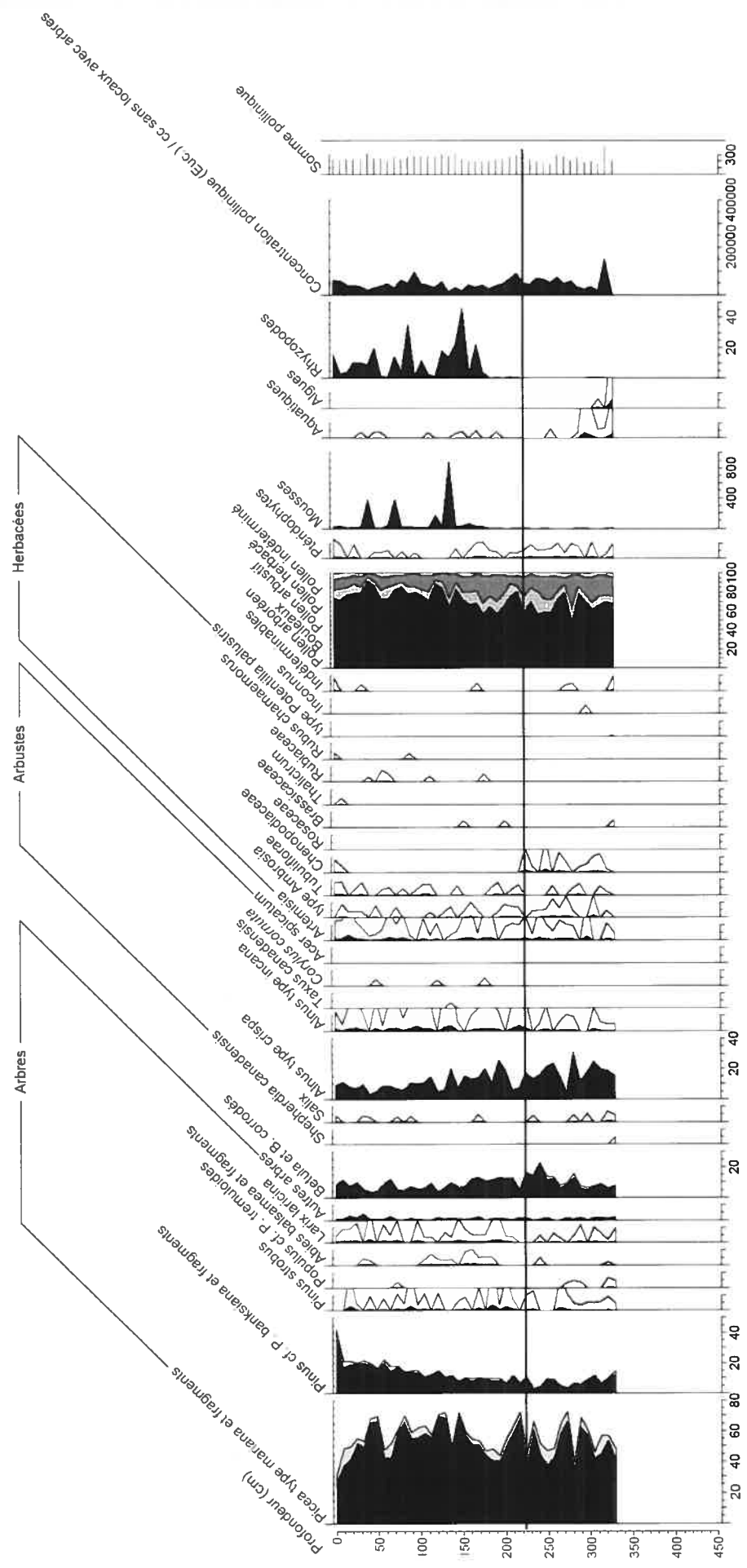


Figure 5.19 Diagramme sporopollinique résumé sous la dépression de la tourbière de LG 2 où le pollen de Ericaceae et Cyperaceae fut retiré de la somme pollinique. La ligne horizontale est le passage de fen à bog. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes blanches.

5.3.3 Input régional de la tourbière de LG 2

L'enregistrement régional pollinique de la tourbière, une fois l'influence des taxons tourbicoles dominants retirés permet une comparaison entre l'apport pollinique dans le lac et dans la tourbière. Entre 7010 ans cal. BP et 6000 ans cal. BP une période de marais eutrophe ainsi qu'un fen ont occupé la tourbière (Beaulieu-Audy, 2006). Les diagrammes sporopolliniques (figures 5.6 et 5.19) enregistrent une chute de *Populus tremuloïdes* vers 5300 ans cal. BP associée à une hausse du pollen de *Picea mariana* et une chute de la concentration pollinique reflétant le passage du fen vers la transition vers le bog. Les taxons indicateurs du passage de fen à bog arrivent vers 4250 ans cal. BP sous la dépression : l'augmentation de *Picea mariana*, de *Pinus banksiana*, l'augmentation du *Larix laricina*, l'arrivée des Ericaceae, la chute de Cyperaceae, et l'arrivée de *Sphagnum* ainsi que des rhizopodes se produisent au même instant. Ces événements ne sont pas tous synchrones dans la carotte prélevée sous la butte. Un élément est pourtant clair le passage de fen à bog ressort dans les deux diagrammes. Le retrait des espèces tourbicoles crée un diagramme assez semblable au diagramme lacustre.

5.3.4 Influence des taxons riverains dans le lac

Le retrait des espèces riveraines de la somme pollinique du lac (*Myrica gale*, *Salix*, *Larix*, *Picea*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Alnus incana*) (figures 5.20 et 5.21) crée des diagrammes qui deviennent très ressemblants aux diagrammes de la tourbière sans taxons locaux. La relation *Pinus-Alnus* est encore une fois mise en évidence (figure 5.20). Le retrait des arbres tend pourtant à fausser la représentation pollinique régionale alors, le fait de conserver l'épinette noire, le bouleau et le mélèze est plus fidèle à la réalité. L'inclusion des arbres dans le diagramme sans espèces riveraines (figure 5.22) engendre un diagramme très semblable au diagramme original incluant tous les taxons. Ceci illustre alors très bien le fait que l'enregistrement pollinique d'un lac est qualifié de régional.

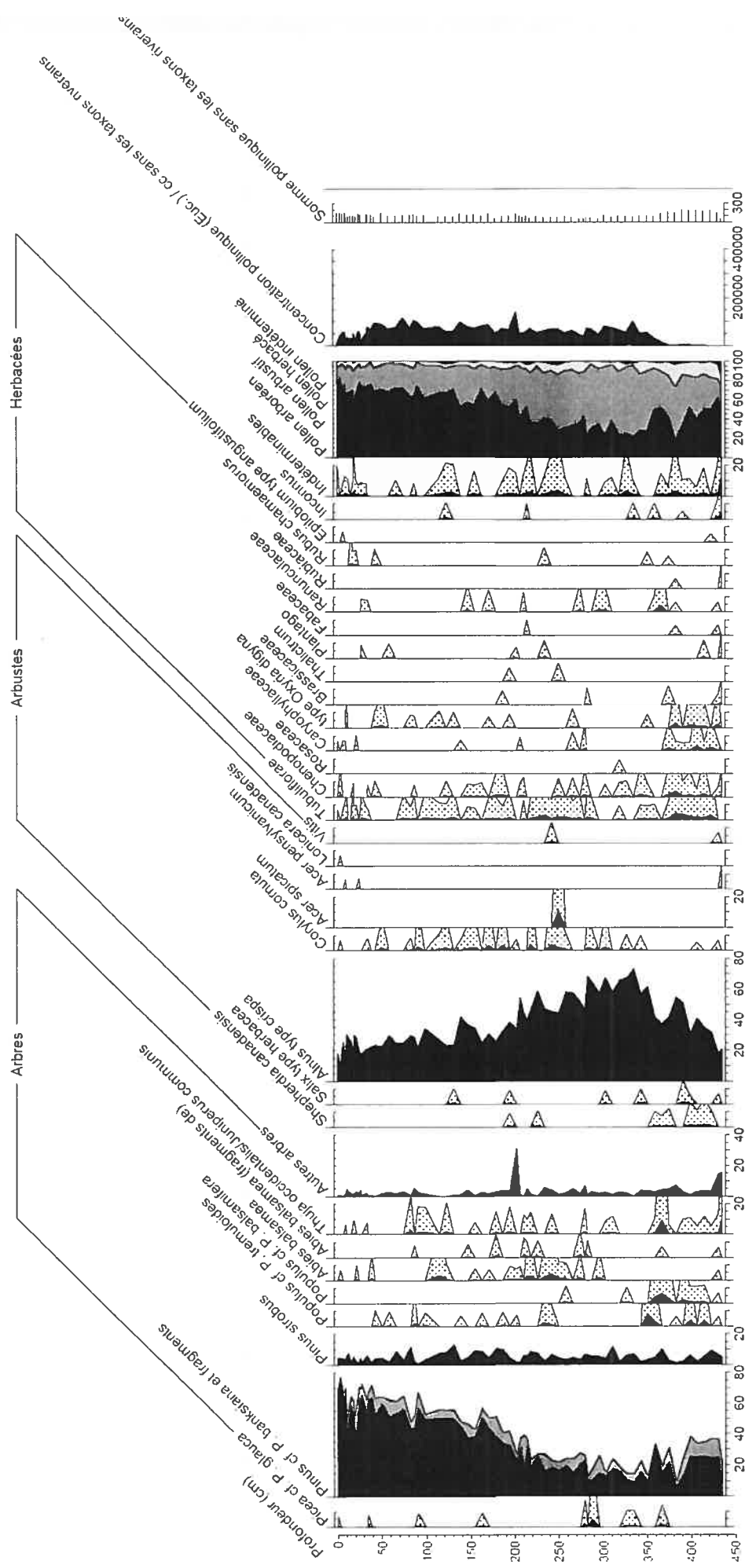


Figure 5.20. Diagramme sporopollinique résumé de la carotte centrale du lac sans *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Betula*, *Salix*, *Alnus incana*, *Myrica gale*, *Cyperaceae*, *Ericaceae* et *Pocaceae*. Une exagération de 10 fois est représentée par les courbes à points.

5.4 Dynamique postglaciaire de la végétation tourbicole

La comparaison des deux carottes de la tourbière permettra ici de mieux comprendre la dynamique de la végétation tourbicole.

La comparaison des concentrations polliniques nous amène à la conclusion que la CP dans la dépression est plus élevée que celle de la butte (figure 5.2). L'influx pollinique quant à lui est environ deux fois plus élevé sous la butte que sous la dépression. De plus, la baisse de l'influx pollinique est synchrone vers 4000 ans cal. BP. La butte, plus exposée au vent, serait également plus exposée aux apports polliniques éoliens.

L'observation des spectres polliniques selon l'âge des deux carottes permet les conclusions suivantes : l'arrivée des taxons dans les diagrammes polliniques est souvent synchrone et l'amplitude de la représentation de trois taxons (*Picea mariana*, Ericaceae, Cyperaceae), de *Sphagnum* et du groupe des rhyzopodes est différente. Les Cyperaceae dominent vraiment la représentation pollinique dans le diagramme de la dépression ce qui, pour les couches récentes, pourrait s'expliquer par la nature du biotope dans lequel se trouve la carotte étudiée. Les cycles d'abondance et de diminution des cypéracées peuvent être provoqués par l'assèchement de la dépression où l'abondance de la sphaigne devient plus importante et la stratigraphie devient de la tourbe à bryophyte. Les cypéracées sont dominantes dans les dépressions de la tourbière de LG2 (Beaulieu-Audy, 2006); cet apport est ainsi nécessairement local. Ce pollen noie l'enregistrement pollinique, ce qui fait fluctuer la représentation de l'épinette noire qui possède des sources autant régionales que locales.

Les Ericaceae sont légèrement plus abondantes sous la butte que sous la dépression ce qui s'explique encore une fois par la nature du biotope, plus arbustive cette fois. Les éricacées occupent en effet préférentiellement les

buttes de la tourbière de LG2 (Beaulieu-Audy, 2006). Elles se présentent toutefois autant sous la butte que sous la dépression (actuelle) depuis le passage de la tourbière au statut de bog.

Par ailleurs, trois pics de représentation de sphaignes ne se produisent pas au même moment entre les deux sites (4000, 2000 et 500 ans cal. BP pour la dépression et 5500, 3000 et 2000 ans cal. BP pour la butte). Cette différence marquée est probablement expliquée par la réponse des sphaignes aux variations de la nappe phréatique respective de ces deux biotopes. Les rhyzopodes arrivent de façon synchrone dans le diagramme mais sont nettement plus abondants dans le diagramme sous la dépression que dans celui sous la butte.

La dynamique de la végétation révélée par la comparaison des deux diagrammes polliniques montre bien que le paysage suite à la déglaciation était très ouvert puisque des apports régionaux de *Populus tremuloides* et de *Sherpherdia canadensis* ont été enregistrés à la base de la tourbière. Le pollen déposé n'était donc pas tourbicole. Avant 5000 ans cal. BP le site de la tourbière aurait traversé une période de marais eutrophe (7010 à 6920 ans cal. BP), celle de fen entre 6920 et 5680 ans cal. BP et une transition de fen à bog entre 5680 et 5040 ans cal. BP (Beaulieu-Audy, 2006). Le marais eutrophe n'est représenté que par un niveau d'analyse dans les diagrammes polliniques; toutefois la présence des taxons aquatiques, de *Pediastrum* ainsi que d'une concentration pollinique élevée à la base semble soutenir l'hypothèse de Beaulieu-Audy (2006). La présence du fen reste assez discrète au niveau de la représentation pollinique, mais les cypéracées sont importantes à la base des deux profils et les herbacées connaissent leur maximum de représentation.

Une coupure nette entre 5000 et 4500 ans cal. BP est enregistrée dans les deux diagrammes polliniques; la hausse de représentation du pollen

d'épinette noire, de pin gris et de mélèze laricin est présente dans les deux diagrammes polliniques; une baisse de la représentation de l'aulne crispé, l'arrivée des éricacées, la chute des cypéracées, la présence de spore de sphaignes et de rhizopodes marquent cette coupure évidente dans les deux diagrammes. L'ombrotrophisation de la tourbière (Beaulieu-Audy, 2006) se manifeste donc dans les spectres polliniques également. Le site devient donc isolé des apports polliniques fluviaux, ce qui se répercute sur la concentration pollinique qui diminue et engendre un faible influx pollinique et ce, pour les deux biotopes.

5.5 Conditions générales d'accumulation du carbone dans la région de LG2

Les conditions sous lesquelles le carbone s'est accumulé depuis la déglaciation dans le secteur de LG2 furent mises en lumière par l'histoire de la végétation provenant de la tourbière de LG2 et du lac choisi, ainsi que par la détection de changement de niveaux d'eau qui eurent cours dans la région. Le refroidissement (Néoglaciale) de l'Holocène moyen semble avoir causé les plus grands changements en Radissonnie.

L'optimum climatique de la période hypsithermale débutant entre 6300 et 6850 ans cal. BP (Viau *et al.*, 2002) caractérisé par des conditions relativement plus chaudes et sèches (Richard, 1979; Payette, 1984; Viau *et al.*, 2002) aurait eu une conséquence sur la région de LG2. La première est d'avoir accéléré la succession hydrosérale en favorisant l'entourbement dans le bassin de LG2 (Beaulieu-Audy, 2006). La période néoglaciale identifiée partout dans l'hémisphère Nord se serait manifestée dans la tourbière par une plus grande humification de la tourbe (Beaulieu-Audy, 2006). Dans le lac, c'est principalement l'arrivée du pin gris au niveau régional qui met en évidence un changement climatique important favorisant l'incidence des feux, ce qui constitue d'ailleurs un changement régional. Au niveau hydroclimatique, un bas niveau fut identifié entre 6600 et

5300 ans cal. BP, manifestation concrète de la période hypsithermale et qui crée une légère augmentation du contenu en carbone dans le lac à cette époque en favorisant légèrement la focalisation sédimentaire et de redépôt de MO fine au centre du lac.

Culminant à 4500 ans cal. BP, la diminution du taux de décomposition de la tourbe ombrotrophe de la tourbière de LG2 expliquerait l'augmentation du taux d'accumulation de la tourbe sur la butte du centre de la tourbière (Beaulieu-Audy, 2006). Cette augmentation du taux d'accumulation de la tourbe n'est pas aussi élevée sous la dépression de la tourbière où le taux d'accumulation n'excède pas 0.089 cm par année. L'augmentation du taux d'accumulation de la tourbe répondrait donc à des facteurs autogènes plutôt qu'à une influence climatique régionale puisque cette augmentation est plus faible (figure 5.7) sous la dépression de la tourbière. Une hausse ne se manifeste pas non plus dans l'accumulation sédimentaire lacustre entre 5000 et 4000 ans cal. BP.

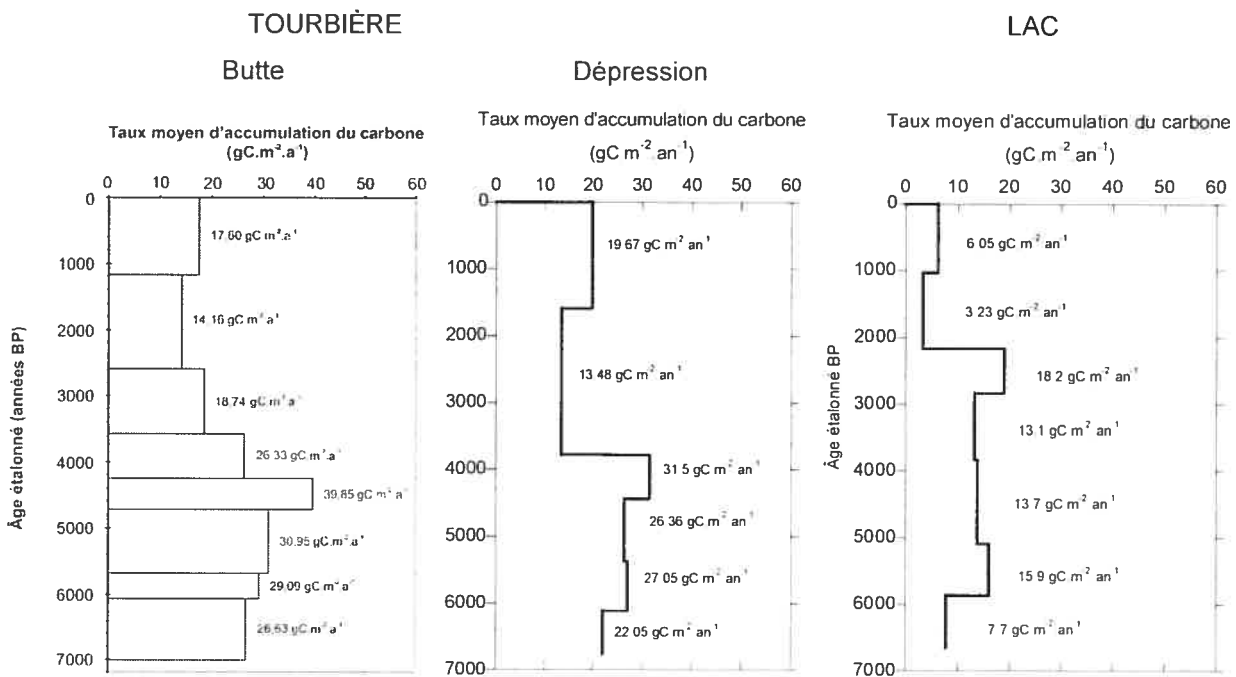


Figure 5.22. Accumulation du carbone sous la butte de la tourbière de LG2. Tiré de Beaulieu-Audy (2006) à gauche, sous la dépression de la tourbière de LG2 au centre et dans le lac de LG2 à gauche.

Une diminution de l'accumulation sédimentaire vers la surface, depuis le néoglaciale, dans la tourbière (figure 5.22) serait-elle une conséquence de la détérioration climatique? Un éclaircissement des forêts dans la toundra québécoise confirme une baisse de la densité végétale (Asselin et Payette, 2005). La décomposition de la tourbe excéderait-elle la production depuis lors? Beaulieu-Audy (2006) semble avancer que oui :

« 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 aérobique... Ce phénomène de diminution de l'humidité atmosphérique s'est sans doute combiné à la croissance verticale de la tourbière pour ainsi en diminuer l'humidité de surface ... et augmenter le temps de résidence de la tourbe dans l'acrotelme. » (Beaulieu-Audy, 2006)

De plus, la baisse du niveau d'eau trouvée entre 3000 et 2000 ans cal. BP serait une indication des conditions de sécheresse. C'est à ce moment que la plus grande quantité de carbone fut accumulée au centre du lac. Ce phénomène est encore une fois expliqué par les processus de redépôt et de focalisation engendrés par le bas niveau.

La comparaison de deux sites de la même région permet donc de confirmer certaines tendances régionales qui furent observées dans le reste du Québec ou en Amérique du Nord. Les révélations tirées de cette comparaison, quoiqu'imparfaites, parviennent à préciser le contexte climatique dans lequel ont évolué deux écosystèmes radissonniens. Les changements de températures minimums ont été de 0,5°C en Jamésie (Kerwin *et al.*, 2004). Les changements de niveau d'eau identifiés laissent supposer que les changements survenus entre 6600 et 2000 ans cal. BP sont probablement influencés par les fluctuations paléohydrologiques régionales qui sont elles mêmes influencées par les grandes tendances de changements climatiques planétaires dans l'hémisphère Nord. Les bas niveaux lacustres apparaissent également au même moment que la faible

accumulation de carbone dans la tourbière. Ce genre de changement peut avoir des conséquences sur la dynamique régionale du carbone de la région de la Grande rivière.

Outre ces grandes tendances, il faut remarquer que le lac accumule moins de carbone que l'écosystème tourbeux mais qu'il contribue également au budget de carbone régional. Il faut également savoir que ces estimations de « stockage de carbone à long terme » ne sont que des valeurs minimales du stockage du carbone d'une époque car depuis lors, une perte constante de carbone a eu lieu.

Chapitre 6. Conclusion

Les deux objectifs de cette recherche étaient 1) la détection des changements de niveau d'eau induits par un changement climatique régional et 2) la caractérisation de l'input pollinique régional obtenu par la comparaison des diagrammes de la tourbière et du lac de la région de LG2.

Il a été montré à l'aide de la construction du modèle de sédimentation lacustre que deux abaissements du niveau de l'eau ont eu cours entre 6600 ans cal. BP et 2000 ans cal. BP au lac de LG2. Les hiatus dans la sédimentation indiqués par les PAF et la palynostratigraphie furent confirmés par l'analyse macrofossile du profil central et latéral #1. Les méthodes utilisées permettent donc la reconstitution des changements de niveau d'eau dans le lac. Le bilan hydrique du lac ne peut être correctement estimé. Conséquemment, le changement des précipitations n'a pu être déterminé avec une précision satisfaisante. Il s'est avéré impossible de quantifier les changements de précipitations pour deux raisons. La première lacune est l'imprécision de l'estimation de la baisse du niveau de l'eau dans le lac. La faible profondeur d'eau du lac est en partie responsable. Les hiatus sédimentaires créés et les macrofossiles ne peuvent déterminer clairement à eux seuls jusqu'où le niveau d'eau a baissé. La seconde lacune est l'impossibilité de détecter des fluctuations d'influx importantes associées à des changements d'apports fluviaux dans les carottes latérales. Par ailleurs, la focalisation sédimentaire active dans le lac fut soulignée autant par le pollen que par les indicateurs sédimentologiques.

La comparaison de l'accumulation dans la tourbière et dans le lac a permis de conclure que certains changements dans le taux d'accumulation de la tourbe et donc du carbone étaient associés à des changements hydrologiques identifiés dans le lac. Les deux périodes de bas niveaux d'eau identifiés correspondent au changement du taux d'accumulation du carbone à long terme dans la tourbière. Le ralentissement des deux taux

d'accumulation sédimentaire montre l'influence du Néoglaciale sur l'accumulation des deux sites. Le rôle de la composante climatique régionale confirme que le climat a affecté l'accumulation de la tourbe à LG2. Il ne faut toutefois pas faire le lien de cause à effet trop facilement. Les facteurs autogènes ont également eu leur rôle à jouer dans le processus.

L'histoire postglaciaire de la végétation radissonnienne fut grandement précisée avec l'analyse pollinique et macrofossile des deux sites. Des différences importantes ont été observées par rapport aux autres études dans la période de toundra et d'afforestation suite à la déglaciation. La tremblaie-parc et la période de toundra herbacée se confondent contrairement aux sites étudiés plus près de la limite marine. L'hypothèse du climat chaud favorisant une succession rapide est particulièrement intéressante dans ce contexte. La monotonie de la végétation caractéristique du milieu boréal reste confirmée encore une fois. La comparaison de deux diagrammes sporopolliniques de la même tourbière a permis de mieux définir l'influence du pollen local dans une carotte de tourbe et de prendre conscience de la nature des biotopes et que leur composition affecte la représentation des différentes espèces dans la carotte. Le cas des Cyperaceae et d'Ericaceae fut assez éloquent. La comparaison des diagrammes de la tourbière au diagramme central lacustre a aidé à mieux circonscrire la représentation de la végétation locale dans la tourbière mais elle n'a pas rendu possible l'identification d'éventuelles anomalies dans l'input pollinique lacustre pouvant avoir été induites par des changements de niveau d'eau. Force est d'admettre que l'histoire postglaciaire de la végétation est mieux rendue par le diagramme de sédiments lacustres plutôt que par ceux de la tourbière. L'input régional estimé dans la tourbière a pu permettre la quantification de l'apport fluvial qui est 6,7 fois plus élevé que l'input pollinique régional dans la tourbière.

Finalement, certains points restent quand même à éclaircir pour mieux comprendre l'influence climatique et paléohydrologique en Radissonie. Un meilleur contrôle chronologique pourrait éclaircir les périodes de bas niveaux identifiées. Les dates latérales ne se sont pas toujours avérées fiables malgré la rigueur du sous-échantillonnage. Les processus de redépôt et de focalisation ont grandement affectés les sédiments des latérales. Le gel hivernal peut également avoir affecté les sédiments du lac, vu le faible gradient de profondeur d'eau. L'analyse macrofossile de la latérale #3 et l'analyse complète de la latérale #2 auraient également pu donner d'autres indices des événements ayant régi l'accumulation sédimentaire. Un lac plus profond aurait également pu nous simplifier la tâche, mais ce lac ne fut pas déniché.

Cette recherche a réussi à soulever la possibilité de l'avènement de changement de niveaux d'eau induits par les influences climatiques globales holocènes dans la région de LG2. La détection de tels changements dans cette région où la végétation change peu et où les lacs accumulent peu de sédiments montrent toute la difficulté et l'utilité des conclusions obtenues dans le cadre de cette étude.

Il est évident que d'autres études de niveaux d'eau à l'échelle de l'Holocène doivent être menées dans les basses terres de la Baie de James afin de mieux comprendre et délimiter l'influence des changements paléohydrologiques sur l'accumulation dans les lacs mais également dans les tourbières. Ces deux écosystèmes abondent d'ailleurs particulièrement dans ces terres éloignées.

Références

- Aaby, B. et Berglund, B.E. 1986. Characterization of peat and lake deposits. pp. 231-246, in: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, B.E. Berglund (ed.), J. Wiley & Sons, 869 p.
- Alm, J. Schulman L., Walden, J., Nykänen, H., Martikainen, P.J., et Silvola, J. 1999. Carbon balance of a boreal bog during a year with exceptionally dry summer. *Ecology*, 80: 161-164.
- Almquist, H., Dieffenbacher-Krall, A.C., Flanagan-Brown, R. et Sanger, D., 2001. The Holocene record of lake levels of Mansell Pond, central Maine, USA. *The Holocene*, 11(2) : 189-201.
- Arlen-Pouliot, Y. et Bhiry, N. 2005. Characterization of peat and lake deposits. In *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, édité. B.E. Berglund, p. 231-246. Chichester : John Wiley and Sons, 869p.
- Arsenault et Sirois, L.. 2004. The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees. *Journal of Ecology*, 92 (3): 490.
- Asnong, H. 2001. Histoire postglaciaire de la végétation, des feux et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec. *Mémoire de M.Sc.*, Géographie, Université de Montréal, 186 p.
- Asnong, H. et Richard, P.J..H. 2003. La végétation et le climat postglaciaires du centre et de l'est de la Gaspésie , au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 57 (1): 37-63.
- Asselin, H. et Payette, S. 2005. Late Holocene opening of the forest tundra landscape in northern Québec, Canada. *Global Ecology & Biogeography*, 14 (4): 307-313.
- Astrade, L. et Bégin, Y. 2003. La dendrochronologie: Un outil de diagnostic et d'évaluation du fonctionnement des hydrosystèmes. pp. 204-216/Chap. 10, in *Les forêts riveraines des cours d'eau - Écologie, fonctions et gestion*, H. Piegay, G. Patou, Ch. Ruffinoni (eds), CNRS-France, Institut pour le développement forestier.
- Barber, K.E. 1994. Deriving Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: some misconceptions regarding the sensitivity and continuity of the record. *Quaternary Newsletter*, 72: 1-9.

- Bartlein, P.J., Edwards, M.E., Shafer, S.L. and Barker, E.D., Jr. 1995. Calibration of Radiocarbon Ages and the Interpretation of Paleoenvironmental Records. *Quaternary Research*, 44 (3): 417-424.
- Barttabee, R.W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19: 107-124.
- Beaudoin, A. 2003. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology*, 29 (3): 387-390.
- Beaulieu-Audy, V. 2006. Reconstitution paléoécologique et dynamique de la végétation actuelle de trois tourbières dans la région de la rivière La Grande, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise., Géographie, Université du Québec à Montréal. 160 p.
- Bégin, Y. et Payette, S. 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Bégin, Y. et Payette, S. 1989. La végétation riveraine du lac à l'Eau Claire, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (1): 39-50.
- Bégin, Y. 2001. Tree-Ring dating of Extreme Lake levels at the Subarctic boreal interface. *Quaternary research*, 55: 133- 139.
- Bennett, K.D. et Fuller, J.L. 2002. Determining the age of the mid-Holocene *Tsuga canadensis* (hemlock) decline, eastern North America. *The Holocene*, 12 (4): 421-429.
- Bengtsson, L. et Malm, J. 1997. Using rainfall-runoff modeling to interpret lake level data. *Journal of Paleolimnology*, 18 (3): 235-248.
- Benninghoff, W.S. 1962. Calculation of Pollen and Spore Density in Sediments by Addition of Exotic Pollen in known Quantities. *Pollen et Spores*, 4 (2): 332-333.
- Birks, H. et Birks. H. 1980. *Quaternary Palaeoecology*. Edward Arnold, London, 289 p.

- Birks, H.H. 2003. The importance of plant macrofossils for the reconstruction of late-glacial vegetation and climate: examples from Scotland, western Norway, and Minnesota, USA. *Quaternary Science Reviews*, 22: 453-473.
- Blodau, C. 2002. Carbon cycling in peatlands - A review of processes and controls. *Environmental Reviews*, 10: 111-134.
- Bosch, J.M. et Helwett, J.D. 1982. A review of catchment experiment to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.
- Botch, M.S., Kobak, K.I., Vinson, T.S. and Kolchugina, T.P. 1995. Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union. *Global Biogeochemical Cycles*, 9 (1): 37-46.
- Boyle, J.F. 2001. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. pp. 83-141, in: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments/ Volume 2 – Physical and Geochemical Methods*, W.M. Last and J.P. Smol (eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 504 p.
- Boyle, J.F. 2004. A comparison of two methods for estimating the organic matter content of sediments. *Journal of paleolimnology*, 31: 125-127.
- Carcaillet, C. et Richard, P.J.H. 2000. Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics*, 16: 549-559.
- Chambers, F.M. et Charman, D.J. 2004. Holocene environmental change: contribution from the peatland archive. *The Holocene*, 14 (1): 1-6.
- Clymo, R.S. 1984. The limits to peat bog growth. pp. 605-654, in *Proceedings of the Royal Society*, London, Series B, N° 303.
- Clymo, R.S., Turunen, J. and Tolonen, K. 1998. Carbon accumulation in peatland. *Oikos*, 81: 368-388.
- Comtois, P. 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie, Québec. *Mémoire de M.Sc.*, département de géographie, Université de Montréal, 321 p.
- Comtois, P. 1983. Représentation pollinique actuelle à Lanoraie (Québec), et méthodologie de l'analyse pollinique. *Canadian Journal of Botany*, 61 (5): 1510-1521.

- Couillard, L. et Grondin, P. 1986. *La végétation des milieux humides du Québec*. Les Publications du Québec, Gouvernement du Québec, Ministère de l'Environnement, 400 p.
- Davis, M.B. 1967. Pollen deposition in lakes as measured by sediment traps. *Geological Society of America, Bulletin* 78: 849-858.
- Davis, M.B. 1968. Pollen grains in lake sediments: redeposition caused by seasonal water circulation. *Science*, 162: 796-799.
- Davis, M.B. and Brubaker, L.B. 1973. Differential sedimentation of pollen grains in lakes. *Limnology and Oceanography*, 18: 635-646.
- Davis, M.B. et Ford, M.S. 1982. Sediment focusing in Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and Oceanography*, 27: 137-150
- Davis, M.B., Moeller, R.E. et Ford, J. 1984. Sediment focusing and pollen influx. pp. 261-293, *in: Lake Sediments and Environmental History*, E.Y. Haworth and J.W.G. Lund (eds), University of Leicester Press, Leicester, 411 p.
- Davis, M.B., Ford, M.S. and Moeller, R.E. 1985. A. Sedimentation. *An ecosystem approach to aquatic ecology: Mirror Lake and its environments*. Likens, G.E. (ed.). Springer-Verlag, New York. p. 345-366.
- Davis, M.B. 1985b. B. Historical considerations I. History of the vegetation on the Mirror Lake watershed. *An ecosystem approach to aquatic ecology: Mirror Lake and its environments*. Likens, G.E. (ed.). Springer-Verlag, New York. p. 53-65.
- 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*, 44: 242-248.
- Dearing, J.A. et Foster, I.D.L. 1986. Lake sediments and palæohydrological studies. pp. 67-90, *in: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, B.E. Berglund (ed.), J. Wiley & Sons, 869 p.
- Dearing, J.A. 1997. Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. *Journal of Paleolimnology*, 18: 1-14.
- Despôts, M. et Payette, S. 1992. Recent dynamics of jack pine at its northern distribution limit in northern Québec. *Canadian Journal of Botany*, 70: 1157-1167.

- Desrosiers, M. et Bégin, Y. 1992. Étude dendrochronologique de l'érosion associée aux crues du Saint-Laurent, Saint-Antoine-de-Tilly, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (2) : 173-180.
- Dieffenbacher-Krall, A.C. et Halteman, W.A. 2000. The relationship of modern plant remains to water depth in alkaline lakes in New England, USA. *Journal of Paleolimnology*, 24: 213-229.
- Digerfeldt, G. 1986. Studies on past lake-level fluctuation, in B.E. Berglund *Handbook of Holocene Palaeoecology and Paleohydrology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 869 p.
- Digerfeldt, G. 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, 17: 165-182.
- Digerfeldt, G., Almendinger, J.E. et Björck, S. 1992. Reconstruction of past lake levels and their relation to groundwater hydrology in the Parkers Prairie sandplain, west-central Minnesota. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94: 99-118.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K. 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 237-263.
- Edwards M.E., Bigelow, N.H., Finney, B.P. et Eisner, W.R., 2000. Records of aquatic pollen and sediment properties as indicators of late-Quaternary Alaskan lake levels. *Journal of Paleolimnology*, 24: 55-68.
- Environnement Canada. 2005. Normales climatiques au Canada 1971-2000». En ligne. http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climate_normals/ (Consulté le 19 décembre 2006.)
- Faegri, P.E., Kaland, P.E. et Krzywinski, K.. 1989. *Textbook of pollen analysis*. 4th Edition. John Wiley & Sons. Ltd. 328 p.
- Filion, L. 1984. Analyse macrofossile et pollinique de paléosols de dunes en Hudsonie, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(2): 113-122.
- Fortin, D. 2002. Conditions du développement postglaciaire du marais riverain du lac Bromont. *Mémoire de M.Sc. Géographie*, Université de Montréal. 63 p.

- Frolking, S., Roulet, N.T., Moore, T.R., Richard, P.J.H., Lavoie, M. et Muller, S.D. 2001. Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation. *Ecosystems*, 4:479-498.
- Fung, I, Prather, M, John, J, Lerner, J. et Matthews, E. 1991. Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle. *Journal of Geophysical Research*, 96 (July 20) : 13,033-13,065.
- Gajewski, K., Winkler, M.G. et Swain, A.M. 1985. Vegetation and fire history from three lakes with varved sediments in northwestern Wisconsin (U.S.A.). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44: 277-292.
- Gajewski, K. 1988. Late Holocene climate changes in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29 (3): 255-262.
- Gajewski, K., Payette, S. et Ritchie, J.C.. 1993. Holocene vegetation history at the boreal-forest-shrub-tundra transition in north-western Québec. *Journal of Ecology*, 81: 433-443.
- Glew, J.R., 1988. A portable extruding device for close interval sectioning of unconsolidated core samples. *Journal of Paleolimnology*, 1 : 235-239.
- Glew, J.R., 1989. A new trigger mechanism for sediment samplers. *Journal of Paleolimnology*, 2 : 241-243.
- Glew, J.R. et Last, W.M. 2001. Sediment core collection and extrusion. pp. 73-105, in *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments/ Volume 1 – Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, W.M. Last and J.P. Smol (eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 548 p.
- Gorham, E., Janssens, J.A. et Glaser, P.H. 2003. Rates of peat accumulation during the postglacial period in 32 sites from Alaska to Newfoundland, with special emphasis on northern Minnesota. *Canadian Journal of Botany*, 81: 429-438.
- Grimm, E.C., 2004. TG View. Illinois State Museum, Springfield, Ill.
- Grimm, E.C., 1993. TG View. Illinois State Museum, Springfield, Ill.
- Gorham, E. 1991. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1: 182-195.
- Hannon, G.E et Gaillard, M-J., 1997. The plant macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnology*, 18: 15-28.

- Hardy, L. 1977. La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la Baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (3-4) : 261-273.
- Harrison, S.P. 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3: 157-167.
- Harrison, S.P. et Metcalfe, S.E. 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation pattern. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Harrison, S.P et Digerfeldt, G. 1993. European Lakes as palaeohydrological and paleoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12: 233-248.
- Heiri, O., Lotter, A.F. et Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproductibility and comparability results. *Journal of Paleolimnology*, 25: 101-110.
- Hilbert, D.W., Roulet, N. et Moore, T. 2000. Modelling and analysis of peatland as dynamical systems. *Journal of Ecology*, 88: 230-242.
- Hilaire-Marcel, C. 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie de Québec*, 20 : 185-220.
- Janssen, C.R. 1966. Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forests of Northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. *Ecology*, 47 (5): 804-825.
- Kerwin, M.W., Overpeck, J.T., Webb, R.S. et Anderson, K.H.. 2004. Pollen-based summer temperature reconstructions for the eastern Canadian boreal forest, subarctic, and Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 23 (18-19): 1901-1924.
- Kettles, I.M. et Tarnocai, C. 1999. Development of a model for estimating the sensitivity of Canadian peatlands to climate warming. *Géographie physique et Quaternaire*, 53: 323-338.
- Klarqvist, M. 2001. Peat growth and carbon accumulation rates during the holocene in boreal mires. *Acta Universitatis Agriculturae Sueciae, Silvestria* 203.

- Korhola, A., Alm, J., Tolonen, K., Turunen, J. et Jungner, H. 1996. Three-dimensional reconstruction of carbon accumulation and CH₄ emission during nine millennia in a raised mire. *Journal of Quaternary Science*, 11 (2): 161-165.
- Kuhry, P., Halsey, L.A., Bayley, S.E. et Vitt, D.H. 1992. Peatland development in relation to Holocene climatic change in Manitoba and Saskatchewan (Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 (5): 1070-1090.
- Kuhry, P. et Zoltai, S.C. 1994. Past Climatic Change and the Development of Peatlands: An Introduction. *Journal of Paleolimnology*, 12 (1): 1-2.
- Larouche A.C., 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 M.Sc.*, Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, 117 p.
- Lavoie, M. 1998. Dynamique de l'entourbement et fluctuations des niveaux lacustres postglaciaires au Québec méridional. *Thèse de doctorat*, Département de géographie, Université de Montréal, 302 p.
- Lavoie, L. et Sirois, L. 1998. Vegetation changes caused by recent fires in the northern boreal forest of eastern Canada. *Journal of Vegetation Science*, 9: 483-492.
- Lavoie, M. et Richard, P.J.H.. 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*, 54 (2): 169-185.
- Lavoie, M. et Richard, P.J.H. 2000b. Postglacial water-level changes of a small lake southern Québec, Canada. *The Holocene*, 10 (5): 621-634.
- Lavoie, C. et Arseneault, D. 2001. Late Holocene Climate of the James Bay Area, Québec, Canada, Reconstructed Using Fossil Beetles. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33 (1): 13-18.
- Lehman, J.T. 1975. Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: The effect of sediment focusing. *Quaternary research*, 5: 541-550.
- Lévesque, P.E.M., Dinel, H., et Larouche, A. 1988. *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*. Centre de recherche sur les terres (Ottawa), Direction générale de la recherche, Agriculture Canada. Publication no 1817. 65 p.

- Livingstone, D.A. 1955. Some pollen profiles from arctic Alaska. *Ecology*, 36(4): 587-600
- Lotter A.F., Merkt, J. et Sturm, M., 1997. Differential sedimentation versus coring artefacts: a comparison of two widely used piston-coring methods. *Journal of Paleolimnology*, 18: 75-85.
- Loewen, B., C. Chapdelaine et Richard, P.J.H. 2005. Holocene shoreline Occupations and Water-level Changes at lac Mégantic, Québec. *Canadian Journal of Archaeology*, 29: 267–288.
- Lundqvist, G. 1924. Utvecklingshistoriska insjöstudier. *Sveriges geol. unders., Ser. C*: 330.
- MacDonald, G.M., Larsen, C.P.S., Szeicz, J.M. et Moser, K.D. 1991. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: a comparison of charcoal, sedimentological and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews*, 10: 53-71.
- Mäkilä, M. 1997. Holocene lateral expansion, peat growth and carbon accumulation on Haukkasuo, a raised bog in southeastern Finland. *Boreas*, 26 (1): 1-14
- Malmer B. et Wallén, N. 1996. Rate of carbon accumulation in hummocks and hollows. pp. 262-268, in: *Northern peatlands in global climatic change*, Laiho, R., Laine, J. and Vasander, H., eds., Publications of the Academy of Finland, 1/96, Helsinki, 314 p.
- Martin, A.C. et Barkley, W.D. 1961. *Seed identification manual*. University of California Press, Berkeley and Los Angeles, 221 p.
- McAndrews, J.H. 1966. *Postglacial history of prairie, savanna and forest in northwestern Minnesota*. Memoirs of the Torrey Botanical Club. T. Delevoryas (ed.). 22(2): 71 p.
- McAndrews, J.H., Berti, A.A. et Norris, G. 1973. *Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region*. Royal Ontario Museum/ Life Sciences, Miscellaneous Publications, 61 p.
- Miousse, L. Bhiry, N. et Lavoie, M. 2003. Isolation and water-level fluctuations of lake Kachishayoot, Northern Québec, Canada. *Quaternary research*, 60: 149-161.
- Moore, P.D., Webb, J.A. et Collinson, M.E.. 1991. *Pollen analysis*. Blackwell Scientific, Oxford: 216 p.

- Muller, S. 2001. Conditions de l'accumulation du carbone dans une tourbière du Québec méridional : l'influence des facteurs autogènes et des contrôles allogènes. *Thèse de Ph.D.*, département de géographie, Université de Montréal, 171 p.
- Muller, S.D., Richard, P.J.H., Guiot, J., de Beaulieu, J.-L. et Fortin, D., 2003. Postglacial climate in the St. Lawrence lowlands southern Québec: pollen and lake-levels evidence. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 193: 51-72.
- Nurse, A.M. 2003. 12,000-year record of lake-level and vegetative change at Mathews Pond, Piscataquis County, Maine, USA. *M.S. Thesis*, University of Maine, 80 p.
- Odgaard, B.V. 1992. The fire history of Danish heathland areas as reflected by pollen and charred particles in lake sediments. *The Holocene*, 2: 218-226.
- Oksanen, P.O., Kuhry, P et Alekseeva, R.N. 2001. Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic. *The Holocene*, 11: 25-40.
- Ouellet, M. et Poulin, P.H. 1975. *Quelques aspects paléoécologiques de la tourbière et du lac Desaulniers et quelques spectres sporopolliniques modernes de bassin de la Grande Rivière, baie James, Québec*. INRS-EAU, rapport scientifique no 54, 48 p
- Ovenden, L. 1990. Peat accumulation in northern wetlands. *Quaternary Research*, 33: 377-386.
- Parent J. et P.J.H. Richard. 1991. *Taxons sporopolliniques du nord-est de l'Amérique du Nord*. Laboratoire de Paléobiogéographie et de Palynologie, Département de géographie, Université de Montréal. 59 p.
- Parisien, M.-A. et Sirois, L., 2003. Distribution and dynamics of tree species across a fire frequency gradient in the James Bay region of Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 33(2): 243-256.
- Payette. S. 1988. Late-Holocene development of subarctic ombrotrophic peatlands: allogenic and autogenic succession. *Ecology*, 69 (2): 516-531.

- Payette, S. 1992. *Fire as a controlling process in the North American boreal forest*. pp. 145-169, in: "A systems Analysis of the Global Boreal Forest", H.H. Shugart, R. Leemans and G.B. Bonan (eds), Cambridge University Press, Cambridge.
- Payette S. et Fillion, L. 1993. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree-line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Payette S. et Delwaide, 1991. Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyse dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire*, 45 : 59-67.
- Payette, S. et Rochefort, L. (directeurs). 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Pitkänen, A., Turunen, J. et Tolonen, K. 1999. The role of fire in the carbon dynamics of a mire, eastern Finland. *The Holocene*, 9: 453-462.
- Rybnicková, E. et Rybnicek, K. 1971. The determination and elimination of local elements in pollen spectra from different sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 11: 165-176.
- Richard, P.J.H. 1970. Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. *Le Naturaliste canadien*, 97: 1-34; 97-161; 241-306.
- Richard, P.J.H. 1977. *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique*. 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 du nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 93-112.
- Richard, P.J.H. 1998. Pollen influx to Lac Dolbeau, Gaspé Peninsula: a Holocene record of lake-level change. *The Geological Society of America 33rd Annual Meeting, Northeastern Section*, Portland, Maine, March 19-21, 1998. Abstracts with programs, volume 30 (1): p. 70.
- Richard, P.J.H. et Fréchette, B., 1999. Bas niveau lacustre au lac François, Abitibi, et implications pour l'évolution holocène de la végétation régionale. *Colloque de l'AQQUA, 67^e Congrès de l'ACFAS*, Université d'Ottawa, 10-14 mai 1999.

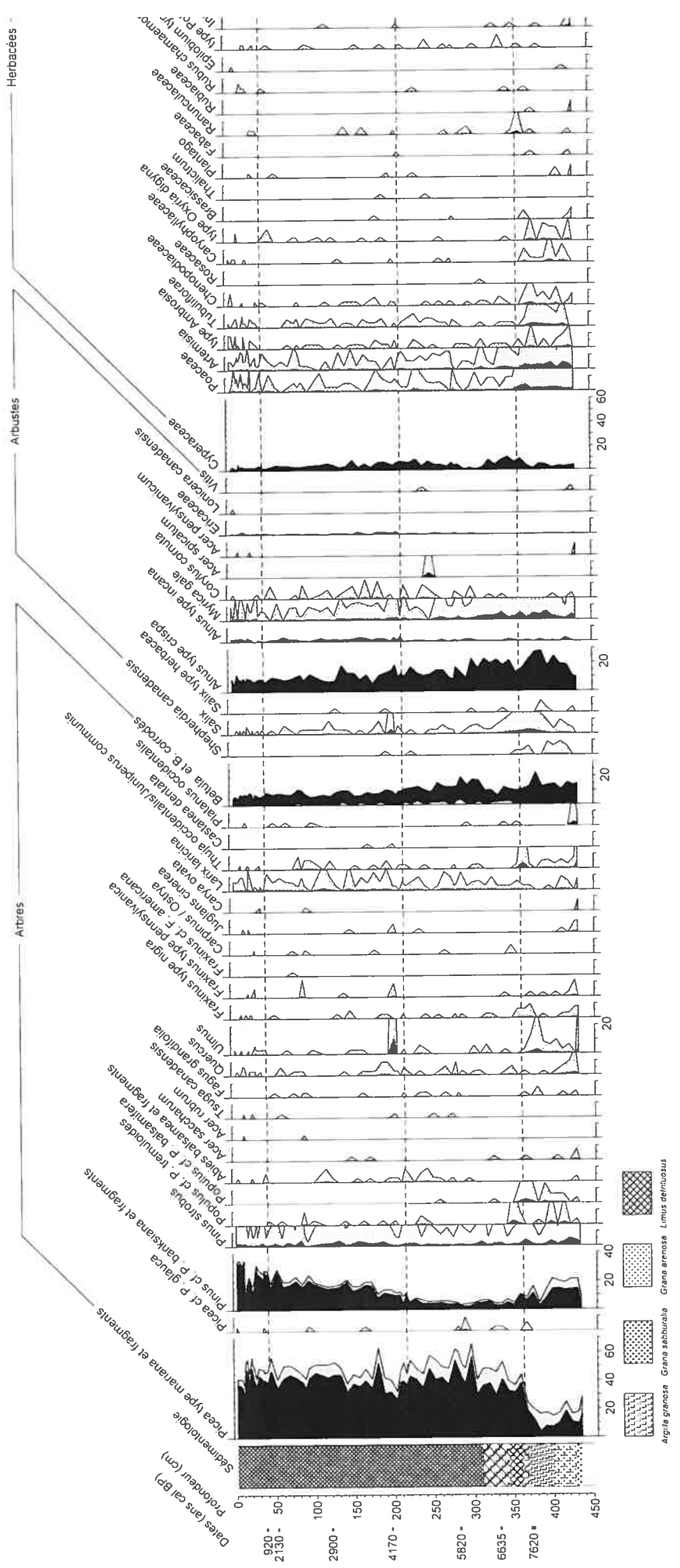
- Robinson, S.D. et Moore, T. 1999. Carbon and peat accumulation over the past 1200 years in a landscape with discontinuous permafrost, northwestern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 13 (2): 591-601.
- Roulet, N. 2000. Peatlands, Carbon storage, Greenhouse gases, and the Kyoto Protocol : Prospects and signifiacnce for Canada. *Wetlands*, 20: 605-615.
- Roulet, N., P. M. Lafleur, P. J.H. Richard, T. R. Moore, E. R. Humphreys et Bubier, J. 2007. Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Global Change Biology*, 13, 397–411, doi: 10.1111/j.1365-2486.2006.01292.x
- Sclesinger, W.H. 1997. *Biogeochemistry: An analysis of global change*. San Diego, Academic Press, Toronto. 443p.
- Shuman, B. 2003. Controls on loss-on-ignition variation in cores from two shallow lakes in the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology*, 30 (4): 371-385.
- Shuman, B., Bartlein, P.J. et Webb III, T. 2005. The magnitudes of millennial- and orbital-scale climatic change in eastern North America during the Late Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 24 (20-21): 2194-2206.
- Shuman, B. and Donnelly, J.P. 2006. The influence of seasonal precipitation and temperature regimes on lake levels in the northeastern United States during the Holocene. *Quaternary Research*, 65 (1): 44-56.
- Street-Perrott, F.A. et Harrison, S.P. 1985. Lake-Levels and climate reconstruction. pp. 291-340, in: *Paleoclimate Analysis and Modeling*, A.D. Hecht (ed.), Wiley, New York.
- Stuvier, M. et Reimer. 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35: 383-396.
- Swain, A.M. 1973. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quaternary Research*, 3 (3): 383-396.
- Synergy Software. 2003. KaleidaGraph version 3.6.

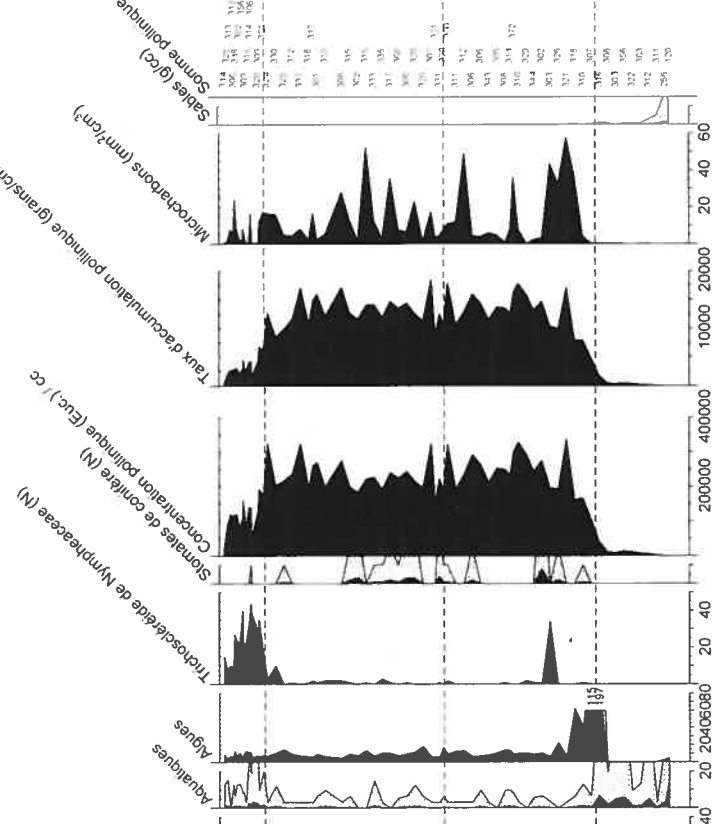
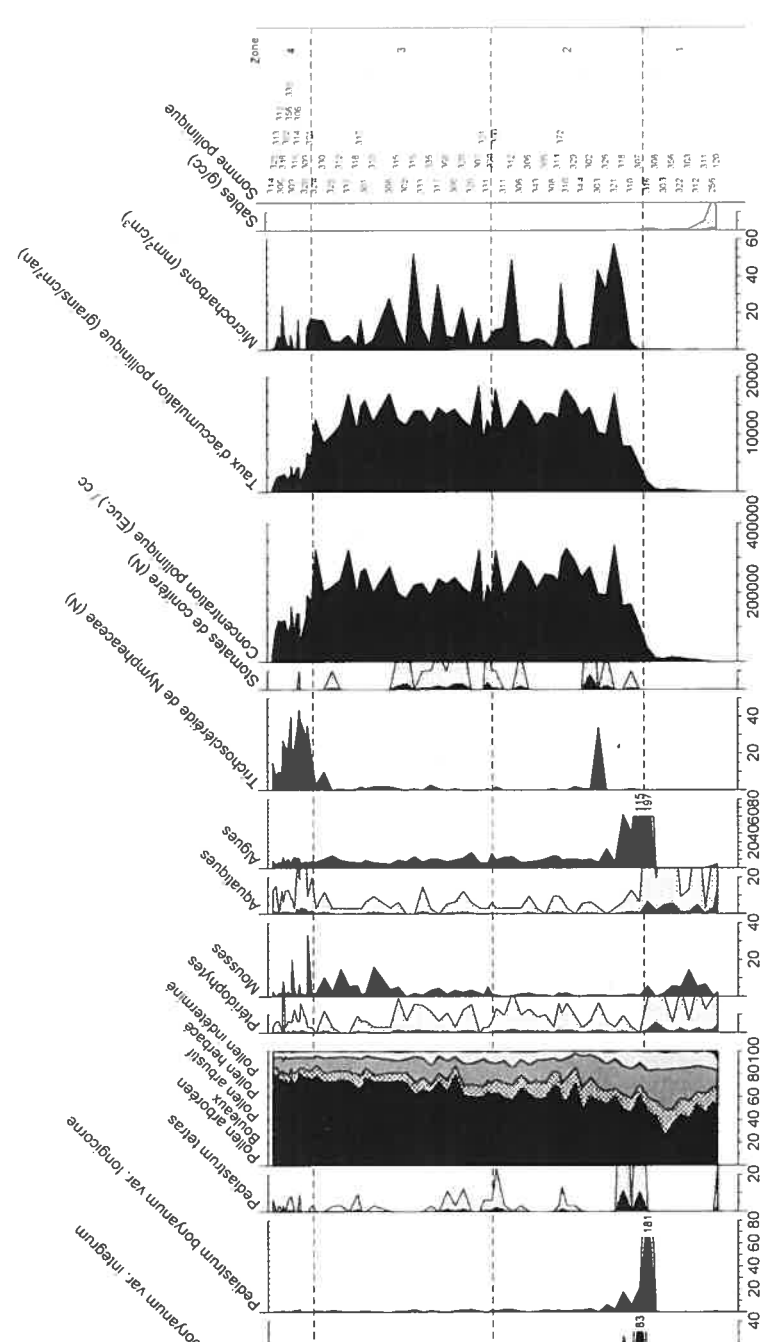
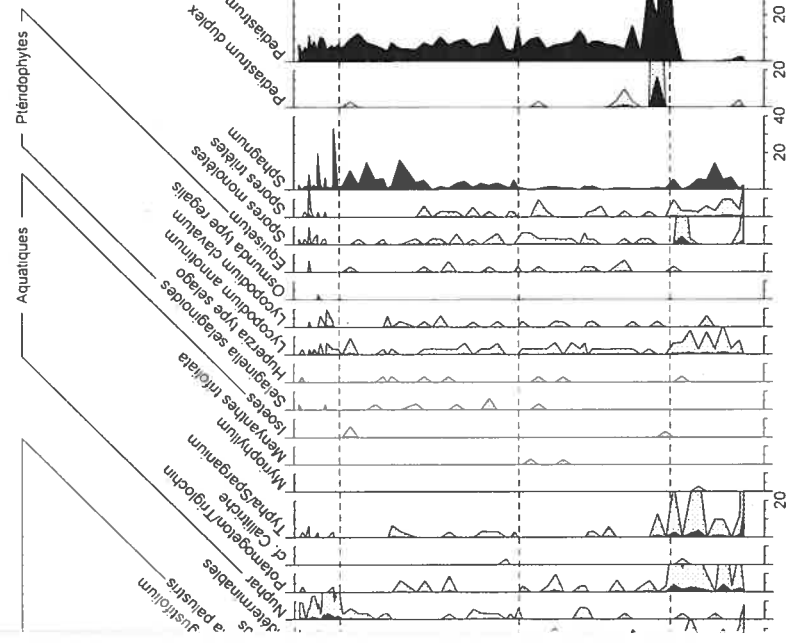
- Tardif, J. et Bergeron, Y. 1997. Comparative dendroclimatological analysis of two black ash and two white cedar populations from contrasting sites in the Lake Duparquet region, northwestern Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 27: 108-116.
- Telford, R.J., E. Heegaard et H.J.B. Birks. 2004a. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene* 14,2 : 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*, 23:1-5.
- Tolonen, K. et Turunen, J. 1996. Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change. *The Holocene*, 6 (2): 171-178.
- Troels-Smith, J. 1955. *Characterization of unconsolidated sediments*. Danmarks Geologiske Undersøgelse, ser. IV, vol. 3 (10): 37-73.
- Turunen, J. Tahvanainen, T. and Tolonen, K. 2001. Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia. *Global Biogeochemical Cycles*, 15 (2): 285-296.
- Turunen, J. 2002. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12 (1): 69-80.
- Turunen, J. 2003. Past and present carbon accumulation in undisturbed boreal and subarctic mires: a review. *Suo*, 54 (1): 15-28.
- Turunen, C. et Turunen, J. 2003. Development history and carbon accumulation of a slope bog in oceanic British Columbia, Canada. *The Holocene*, 13 (2): 225-238.
- Turunen, J., Roulet, N.T. et Moore, T.R. 2004. Nitrogen deposition and increased carbon accumulation in ombrotrophic peatlands in eastern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB3002, doi: 10.1029/2003GB002154, 2004.
- Vassiljev, J., Harrison, S.P. et Haxeltine, A. 1995. Recent lake-level and outflow variations at Lake Viljandi, Estonia: validation of a coupled lake-catchment modelling scheme for climate change studies. *Journal of Hydrology*, 170: 63-77.
- Vassiljev, J. 1998. The simulated response of lakes to changes in annual and seasonal precipitation: implication for Holocene lake-level changes in northern Europe. *Climate Dynamics*, 14: 791-801.

- Vincent, J.-S. et Hardy, L. 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4): 357-372.
- 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, 25 p.
- Vincent, J.-S. 1989, Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. pp. 266-295/chapitre 7, in: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Fulton, R.J. (ed.), Commission géologique du Canada, Ottawa, 900 p.
- Vitt, D.H., Halsey, L.A., Bauer, I.E. et Campbell, C. 2000. Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene. *Canadian Journal of Earth Science*, 37: 683-693.
- Von Post, L. 1916. Om skogsträdpollen i sydsvenska torfmosslagerföljder. *Geol. för. Stockholm förhdl.*, 38: 384 p.
- Warner, B.G. (ed.). 1990. *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Reprint series 5, 170 p.
- Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Markgraf, V., Kutzbach, J.E., Bartlein, P.J., Wright, H.E., Jr. et Prell, W.L. 1993. Climatic Changes during the Past 18,000 Years Regional Syntheses, Mechanisms, and Causes. pp. 514-535, in: *Global Climates since the Last Glacial Maximum*, Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. and Webb III, T., eds., University of Minnesota Press, Minneapolis, 569 p.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H. 1993. Vegetation, Lake Levels, et Climate in Eastern North America for the Past 18,000 years. pp. 415-467, in: *Global Climates since the Last Glacial Maximum*, Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. and Webb III, T., eds., University of Minnesota Press, Minneapolis, 569 p.
- Young, J.A. et Young, C.G. 1992. Seeds of Woody Plants in North America. 525 p. + ill., in : *Books on Forests & Trees / Catalog 473* (1992).
- Yu, Z. et McAndrews, J.H. 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4 (2): 141-152.

Zhao, C., D. Sayer, H.H. Birks, M. Hughes et S.M. Peglar. 2006. Spatial representation of aquatic vegetation by macrofossils and pollen in a small and shallow lake. *Journal of Paleolimnology*, 35 : 335-350.

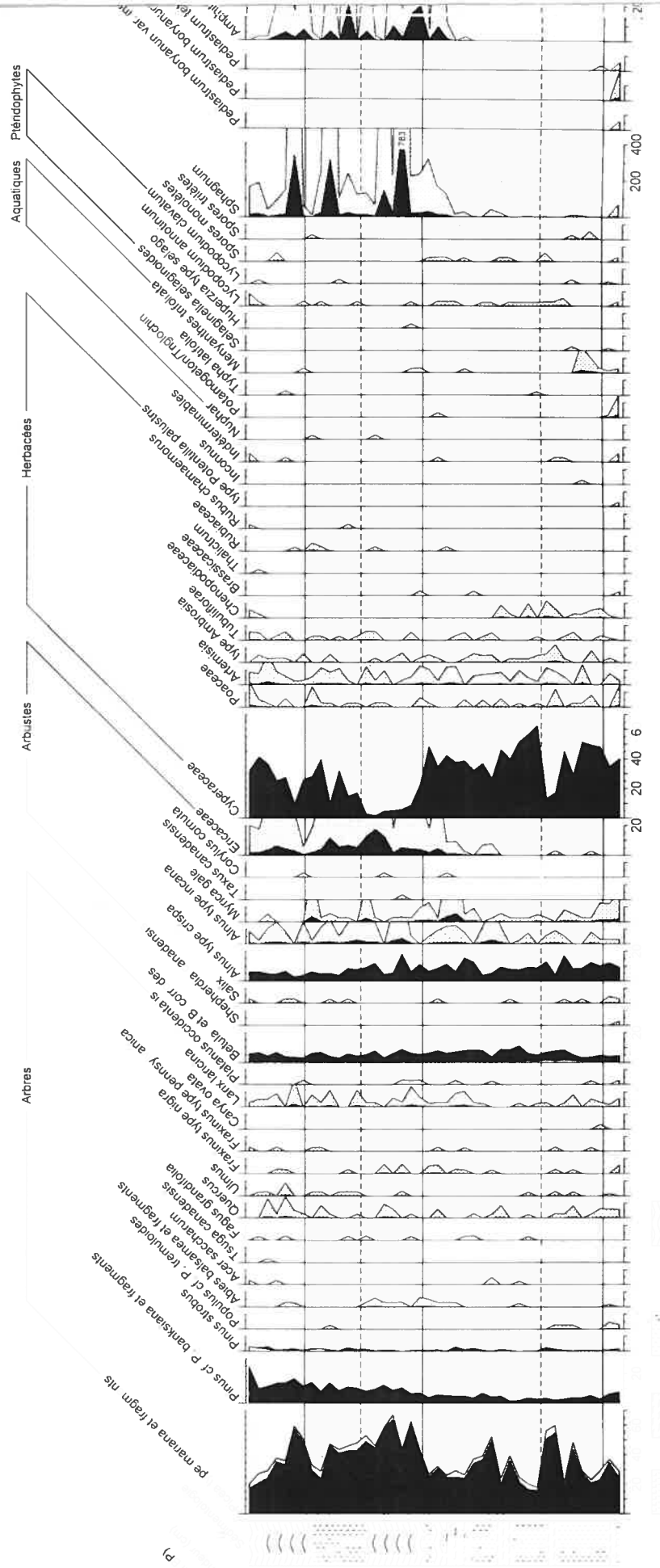
Diagramme sporopollinique complet
Profil central du lac de LG2

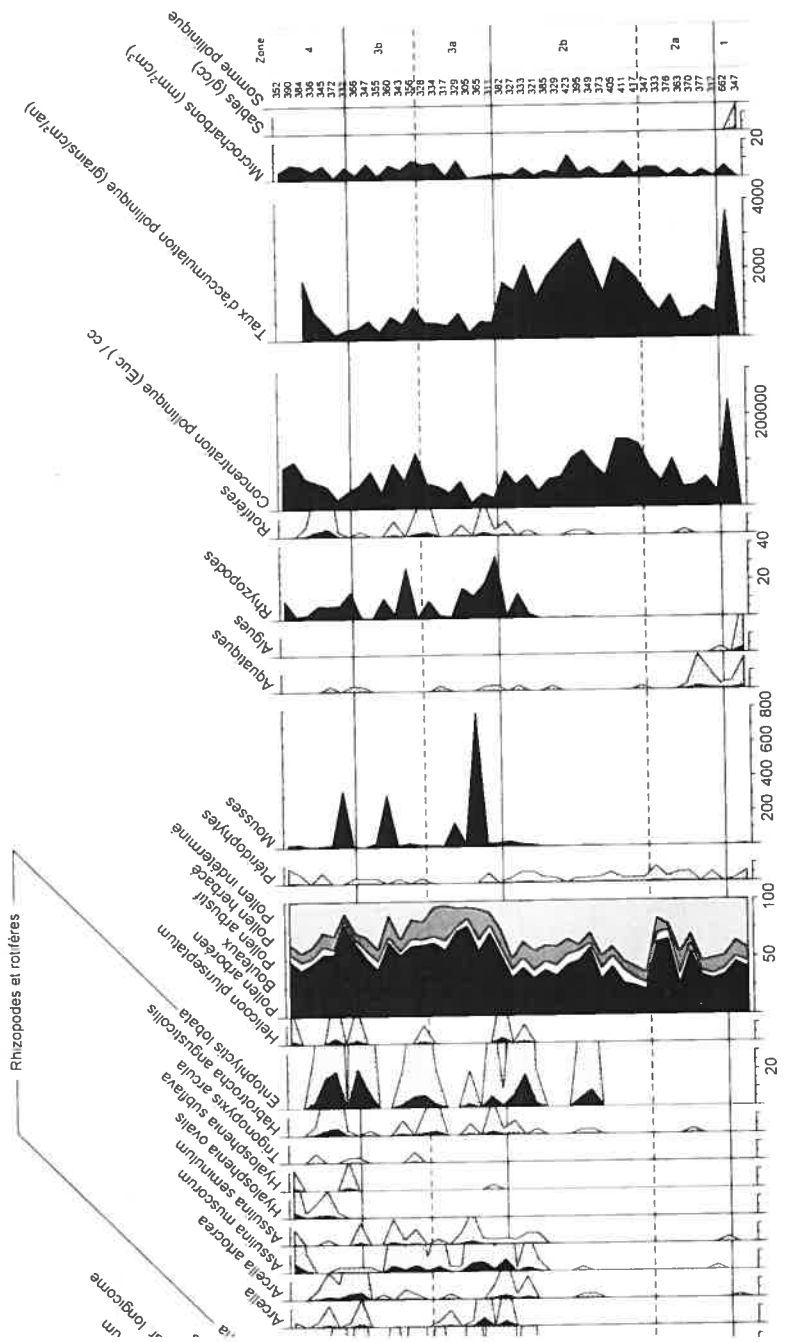




Zone 4 3 2 1

Diagramme de pourcentage sporopollinique complet
Dépression de la tourbière de LG2





dophytes

Rhizopodes et rotifères

