

2m11.3049.10

Université de Montréal

Développement postglaciaire du marais riverain du lac Bromont
&
Examen critique de la méthode de détection des changements de niveaux d'eau

par
David Fortin

Département de Géographie
Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)
en Géographie

Juin 2002

© David Fortin, 2002



G

59

N54

2002

N.012

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé

Développement postglaciaire du marais riverain du lac Bromont
&
Examen critique de la méthode de détection des changements de niveaux d'eau

présenté par :
David Fortin

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Président-rapporteur	André Roy, Professeur, Université de Montréal
Directeur de recherche	Pierre J.H. Richard, Professeur, Université de Montréal
Directeur de recherche	Pierre Gangloff, Professeur, Université de Montréal
Membre du jury	Laël Parrott, Professeure, Université de Montréal

Résumé

Une analyse critique de la signification paléoclimatique des fluctuations de niveaux lacustres proposées pour le sud du Québec fait l'objet du premier chapitre de ce mémoire. Les conditions climatiques nécessaires à l'abaissement d'un lac sous le niveau de son seuil (lac fermé) durant des périodes couvrant plusieurs millénaires étant irrécyclable avec les formations végétales présentes dans le sud du Québec à l'Holocène, nous rejetons l'hypothèse du contrôle climatique sur le niveau des lacs du sud du Québec durant cette période. Cette conclusion remettant en question la validité des inférences de changements de niveaux d'eau effectuées à partir d'indices paléoécologiques, une critique de la méthode de détection est proposée dans le second chapitre. Dans cet objectif, six carottes sédimentaires ont été prélevées au sein et à la marge du lac Bromont. Des analyses polliniques, du contenu en macrorestes végétaux ainsi que de la teneur en matière inorganique des sédiments permettent d'illustrer l'ambiguïté des indices détectés par cette méthode. De plus, cette étude précise l'histoire holocène de la végétation des collines de Bromont, confirmant l'établissement hâtif de l'érablière à *Tsuga* dès 8500 années éal. BP ainsi qu'un probable contrôle climatique sur la végétation durant la période d'afforestation entre 12 400 et 11 000 années éal. BP.

Mots-clés : Paléoécologie, paléohydrologie, marais riverain, niveaux lacustres, histoire de la végétation, Québec méridional.

Abstract

The climatic significance of holocene lake levels records from the southern Québec region is discussed in the first chapter. Since climatic conditions necessary to induce long term low lake level are incoherent with the climatic stability shown by vegetation records during the same period, we refute the hypothesis of a climatic control on lake levels during the Holocene for the region. In order to evaluate the significance of paleolimnologic lake level change proxies, 6 sedimentary cores from the lake Bromont and an adjacent marsh have been studied. The analysis of pollen, plant macroremains and the estimate of the inorganic matter content in these cores illustrated the effect of natural infilling on peat initiation and development at the margin of the lake. This study also confirms the early development of *Acer-Tsuga* formations in the watershed around 8500 cal. years BP and shows a possible climatic control on vegetation during the *afforestation* period, between 12 400 and 11 000 cal. years BP.

Key-words: Paleoecology, paleohydrology, marsh, lake level, vegetation history, southern Québec.

Table des matières

Résumé	III
Abstract	IV
Table des matières	V
Liste des tableaux	VI
Liste des figures.....	VII
Liste des annexes.....	IX
Liste des sigles et abréviations	X
Dédicace	XI
Remerciements	XII
Introduction générale.....	1
PREMIER CHAPITRE Analyse paléoclimatique des reconstitutions de niveaux lacustres holocènes au Québec méridional.....	5
1. Problématique.....	5
2. Matériel et méthodes	8
3. Résultats	12
4. Discussion	13
5. Conclusion.....	15
DEUXIÈME CHAPITRE, Analyse paléoécologique des sédiments du lac Bromont.....	16
1. Problématique.....	16
2. Site.....	20
3. Matériel et méthodes	27
3.1. Description des profils.....	28
3.2. Contrôle chronologique.....	34
4. Résultats	38
4.1. Zonation des diagrammes polliniques.....	38
4.2. Chronologie des ZAP	42
4.3. Histoire régionale de la végétation.....	44
4.4 Évolution postglaciaire du marais riverain - Chronologie de l'entourbement.....	49
4.5. Discussion de la validité des indicateurs de changements de niveaux lacustres.....	52
5. Conclusion	55
Conclusion générale	57
Bibliographie	58

Liste des tableaux

Tableau 1.	Description des sites pour lesquels des <i>statuts lacustres</i> ont été proposés dans le nord-est de l'Amérique du Nord	3
Tableau 2.1	Normales climatiques pour la station de Saint-Hubert.....	9
Tableau 2.2	Estimation de l'évaporation potentielle et de l'évapotranspiration actuelle pour le Québec méridional.....	9
Tableau 2.3	Évaporation potentielle, ruissellement et bilan hydrique mensuel pour un lac théorique de 10 ha compris dans un bassin versant de 100 ha sous le scénario climatique $T = T_{\text{actuelle}} + 4^{\circ}\text{C}$ et $P = P_{\text{actuelles}} - 35\%$	12
Tableau 3.1.	Dates basales régionales.....	24
Tableau 3.2	Datations ^{14}C	37

Liste des figures

Figure 1.1	Carte des sites pour lesquels des <i>statuts lacustres</i> ont été établis dans le nord-est de l'Amérique du Nord	2
Figure 1.2	Fréquence des <i>statuts lacustres</i> par millénaire pour le nord-est de l'Amérique du Nord	2
Figure 2.1	Synthèse des niveaux lacustres d'Acadie.....	6
Figure 2.2	Changements proposés du niveau des lacs Albion et Hertel à l'Holocène ..	6
Figure 2.3	Représentation schématique du modèle FORHYM2	11
Figure 3.1	Les zonation riveraines des lacs eutrophes et dystrophes.....	18
Figure 3.2	Topographie des collines de Bromont.....	21
Figure 3.3	Topographie régionale.....	22
Figure 3.4	Extension maximale du Lac à Candona dans les collines de Bromont	23
Figure 3.5	Extension maximale de la Mer de Champlain dans les collines de Bromont.....	23
Figure 3.6	Dates basales régionales	24
Figure 3.7	Bathymétrie et localisation des carottes sédimentaires au lac Bromont.....	26
Figure 3.8	Représentation schématique des carottes prélevées au lac Bromont.....	26
Figure 3.9	Description du profil Brom3	29
Figure 3.10	Description du profil Brom1	30
Figure 3.11	Description du profil Brom240	32
Figure 3.12	Description du profil Brom140	33
Figure 3.13	Description du profil Brom120	33
Figure 3.14	Description du profil Brom60	33
Figure 3.15	Relation âge/profondeur des profils datés	36
Figure 3.16	Représentation graphique de l'analyse en composantes principales.....	41
Figure 3.17	Chronologie des zones d'assemblage pollinique.....	43

Figure 3.18 Corrélations palynostratigraphiques.....50

Liste des annexes

1. Diagramme de pourcentages polliniques Brom3
2. Diagramme de pourcentages polliniques Brom1
3. Diagramme de pourcentages polliniques Brom240
4. Diagramme de pourcentages polliniques Brom120
5. Diagramme de pourcentages polliniques Brom60
6. Diagramme de pourcentages polliniques Brom140
7. Diagramme de dénombrement des macrorestes Brom1
8. Diagramme de dénombrement des macrorestes Brom240
9. Diagramme de dénombrement des macrorestes Brom120
10. Diagramme de dénombrement macrorestes Brom60

Liste des sigles et abréviations

AMS :	Analyse Spectrométrique de Masse
BDPMQ :	Base de Données Polliniques et Macrofossiles du Québec
étal. BP :	Années étalonnées avant aujourd'hui
cm, cm ³ :	Centimètre, centimètre cubes
E :	Évaporation
<i>et al.</i> :	<i>et alii</i>
g :	Gramme
km, km ² :	Kilomètre, kilomètre carré
m, m ² , m ³ :	Mètre, mètre carré, mètre cube
mm :	Millimètre,
N.D. :	Non disponible
P :	Précipitations
PAF :	Pertes au feu
EP :	Évaporation potentielle
ET :	Évapotraspiration
°C :	Degré Celsius
ZAP :	Zone d'assemblage pollinique
% :	Pourcent

Aux musiciens

Remerciements

Pierre J.H. Richard,

Pierre Gangloff,

Nicole Morasse, Alayn Larouche, Serge Muller, Hans Asnong,

Les professeurs et les étudiants du département de géographie

À tous je dois beaucoup

INTRODUCTION GÉNÉRALE

C'est dans l'objectif de préciser l'histoire climatique holocène du nord-est de l'Amérique du Nord que, dans le cadre du programme COHMAP (Climate of the Holocene - Mapping Based on Pollen Data), les premières inférences de changements de niveaux lacustres à l'Holocène ont été publiées (Harrison & Metcalfe, 1985). Des *statuts lacustres* par millénaire (niveau haut, intermédiaire ou bas) ont ainsi été interprétés de données paléocéologiques disponibles pour plus d'une vingtaine de sites dans le nord-est de l'Amérique du Nord (Figures 1.1 et 1.2, Tableau 1). Ces travaux reposent sur deux prémisses : 1. le niveau des lacs a changé en réponse aux changements du bilan hydrique de leur bassin versant à l'Holocène, 2. Ces changements passés du niveau des lacs peuvent être détectés à partir de différents indicateurs sédimentologiques, biologiques ou géomorphologiques.

L'objectif initial de ce mémoire était d'établir une histoire postglaciaire des changements du niveau du lac Bromont. Cet objectif s'inscrivait en continuité avec les travaux de Lavoie (1998), Asnong (2000) et Muller (2001) qui ont abordé l'histoire paléohydrologique Holocène du Québec, entre autres, par l'analyse et l'interprétation de changements passés du niveau de lacs du sud du Québec et de la Gaspésie.

Le développement de scénarios paléoclimatiques susceptibles d'expliquer les niveaux inférés par Muller (2001) et Lavoie & Richard (2000) des lacs Hertel et Albion s'est par la suite ajouté au premier objectif. Cette approche quantitative, exposée dans le premier chapitre, a permis de remettre en question, pour le sud du Québec au moins, une condition *sine qua non* de la validité des études de changements de niveaux d'eau, à savoir la sensibilité du niveau des lacs aux changements du bilan hydrique de leur bassin versant. Le sud du Québec connaît un fort surplus hydrique à l'heure actuelle ($P > E$) (Figure 1.1), la baisse du niveau d'un lac sous le niveau de son seuil naturel implique des changements majeurs dans le régime hydrique : l'existence de tels changements à l'Holocène n'est pas corroborée par l'histoire régionale de la végétation (Muller et Richard, 2001).

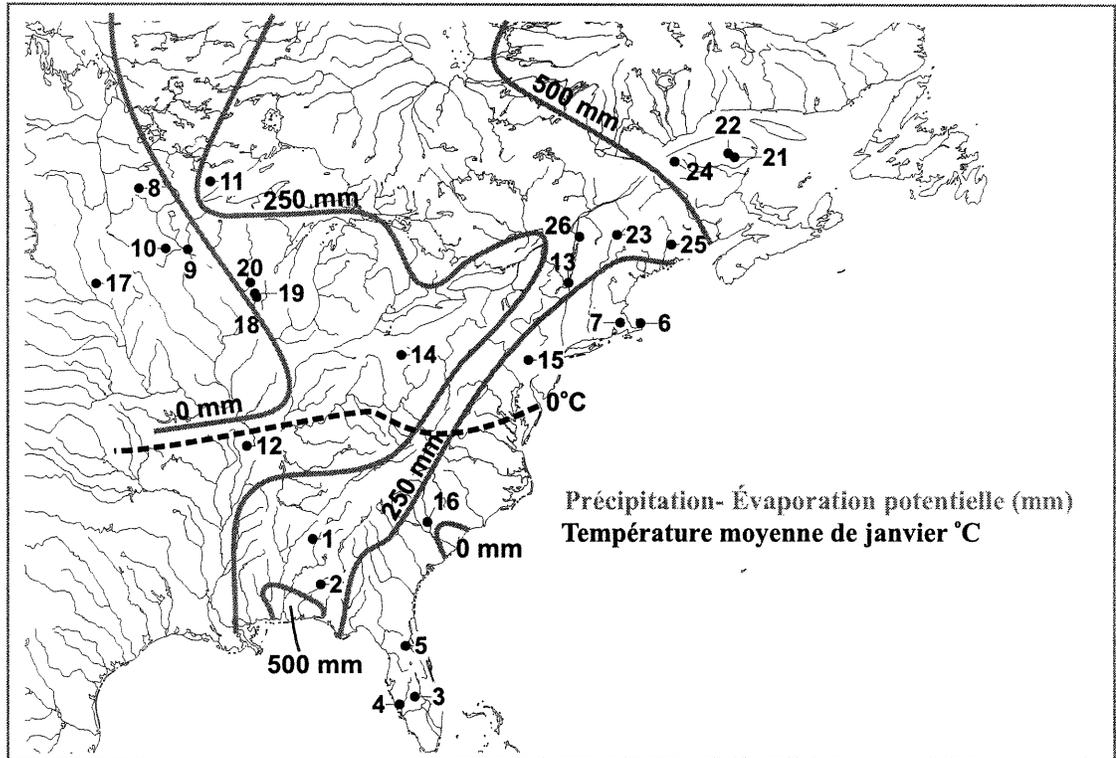


Figure 1.1 Sites présentés par Harrison, 1988 (the Eastern North America Data Bank), Almquist *et al.* (2001) et Muller (2001). Les estimations climatiques sont tirés de Webb *et al.* (1996) d'après les normales climatiques de 1941 à 1970. La majeure partie du territoire présente actuellement un surplus hydrique.

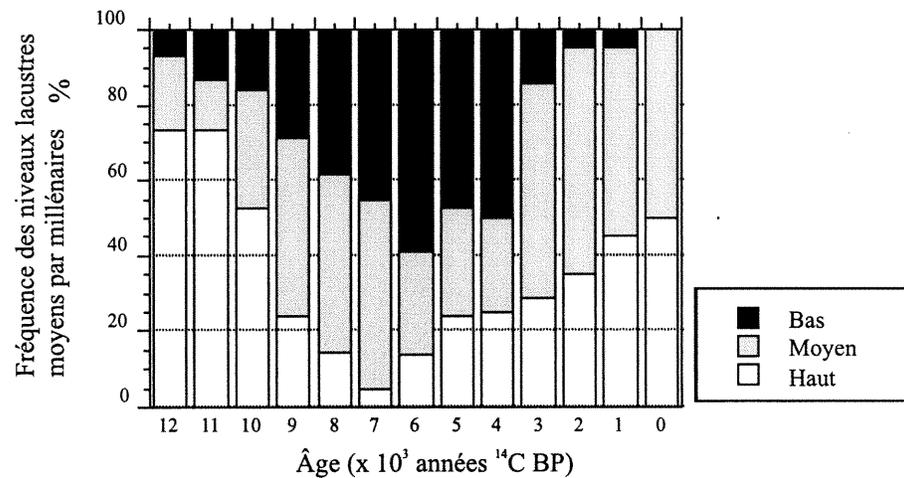


Figure 2.2 Fréquence des niveaux lacustres pour le nord-est de l'Amérique du Nord (COHMAP, 1988, Almquist *et al.* 2001 (modifié), Muller, 2001 (modifié). Les données représentent les niveaux lacustres moyens par millénaire, selon la codification de Harrison & Metcalfe (1985). Les données sont présentées dans le tableau 1.

Statuts lacustres
x 10³ années ¹⁴C BP

no	Nom du site	Alt. (m)	Prof. max. (ha)	Sup. (ha)	nbr de dates ¹⁴ C	indicateurs utilisés	Statuts lacustres											
							12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
1	Cahaba pond, Alabama	210	ND	0,2	13	L-SR-A	1	1	1	3	3	3	3	3	3	2	2	2
2	Goshen Springs, Alabama	105	ND		8	L-SR-A-PP			2	2	1	1	1	2	2	2	2	
3	Lake Annie, Florida	36	18,5	0,2	9	L-SR	1	1	1	3	3	3	3	3	3	3	3	
4	Little Salt Spring, Florida	5	12	0,6	18	L-A-AR	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	
5	Mud Lake, Florida	15	1		5	L-A-D-O	3	3	2	1	1	2	2	2	1	1	1	
6	Duck Pond, Massachusetts	3	18,5	5,1	9	L-SR-A	1	1	1	2	3	3	3	2	1	1	1	
7	Titicut Swamp, Massachusetts	20	0		3	L	2	2	1	2	2	3	3	3	2	2	2	
8	Elk lake, Minnesota	453	29,6	113	varves	L-G-D	1	1	2	2	2	2	2	2	3	3	2	
9	Kirchner Marsh, Minnesota	275	0		12	L-SR-G-A-D			1	1	3	3	3	1	1	1	1	
10	Rutz, Minnesota	314	4	13	8	L-A-PP	1	1	1	2	2	3	3	2	2	2	2	
11	Weber, Minnesota	559	2	3	4	L-A	1	1	1	2	2	2	3	3	3	2	2	
12	Old Field Swamp, Missouri	97	4		4	A	1	1	1	2	2	2	3	3	3	1	1	
13	George, New York	96	59,4		2	L-D	1	3									1	
14	Bronws Lake, Ohio	340	6	11400	2	L-G	1	1	3	3	3	3	2	2	1	1	1	
15	Longswamp, Pennsylvania	192	0	2,6	6	L-A	1	1	2									
16	White Pond, South Carolina	90	ND		3	L-A	1	1	1	3							2	
17	Pickereel, South Dakota	395	13,4	387	6	L-A-D-PP-M			2	3	3	3	3	2	1	1	1	
18	Hook Lake Bog, Wisconsin	260	0	100	11	L-SR-A	1	1	2	2	2	2	3	3	3	2	2	
19	Mendota, Wisconsin	257	24	3490	24	L-D	2	1	1	1	1	2	3	3	3	2	2	
20	Washburn Bog, Wisconsin	248	0	6	6	L-SR-A			1	1	2	2	3	3	3	2	2	
21	Lac du Triangle	465	2,1	1,5	8	L-A-SR-PP-					1		1	1		2	1	
22	Lac Dolbeau	975	2,15	3,14	7	PP					1			1	2	2	1	
23	Lac Albion	320	1	2,5	20	L-SR-A			3	3	3	3	2	3	3	2	2	
24	Lac de la Montagne ronde / Lac Gallant	190	0,45	2	1	L-A					2	2	2	1				
25	Mansell Pond	ND	7	4	4	L-A					3	3	3	3	2	2	1	
26	Lac Hertel	173	6	15	4	L-SR-A			3	3	3	2	2	2	3	2	1	

Tableau 1. Statuts lacustres pour le nord-est de l'Amérique du Nord, (Harrison, 1988 ; Asnong, 2000 ; Richard, 1998 ; Lavoie et Richard, 2000 ; Richard & Larouche, 1994 ; Almquist et al. 2001 ; Muller, 2001). *Indicateurs* : L = lithologie /stratigraphie, SR= taux d'accumulation sédimentaire, G = géochimie, A=pollen et/ou macrorestes de plantes aquatiques, D= diatomées, O= Ostracodes, AR = indice archéologique, M= Mollusques. *Statuts lacustres* : 1= Haut, 2= Intermédiaire, 3= Bas.

La possibilité que d'importants changements du niveau d'eau de lacs du sud du Québec soient survenus à l'Holocène et que ces changements aient été contrôlés par le climat étant remise en question, la valeur des indicateurs sédimentologiques, biologiques et géomorphologiques de changements de niveaux d'eau est discutée dans le second chapitre. Cette discussion permet d'établir la nécessité d'une réinterprétation des *statuts lacustres* de plusieurs sites de la côte est des États-Unis, des Appalaches et du sud du Québec.

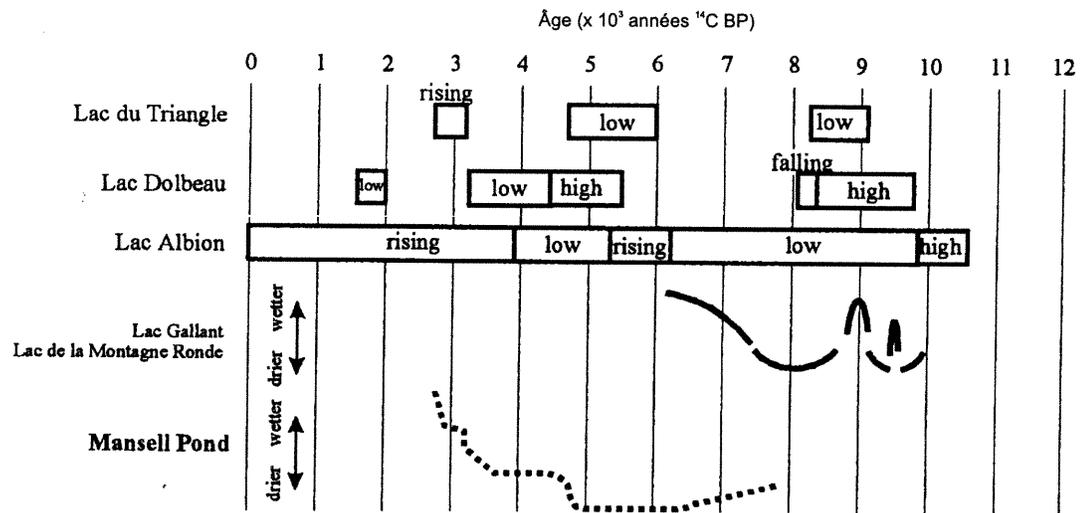
PREMIER CHAPITRE
ANALYSE PALÉOCLIMATIQUE DES RECONSTITUTIONS DE NIVEAUX
LACUSTRES HOLOCÈNES AU QUÉBEC MÉRIDIONAL

Depuis les travaux pionniers de Harrison et Metcalfe (1985), les reconstitutions de niveaux lacustres dans le nord-est de l'Amérique du nord ont connu un essor considérable. Néanmoins, jusqu'à récemment, leurs conclusions sont demeurées sensiblement inchangées, la plupart d'entre elles proposant que la période comprise entre 4000 et 7000 ¹⁴C BP ait été marquée par une forte occurrence de bas niveaux lacustres (Figure 1) (Yu et McAndrews, 1994 ; Yu *et al.*, 1997 ; Asnong, 2000 ; Lavoie et Richard ; 2000 ; Newby *et al.*, 2000 ; Shuman *et al.*, 2001 ; Muller, 2001).

Le modèle général propose ainsi un maximum d'aridité à l'Holocène moyen. Cependant, d'importantes différences dans la direction et le synchronisme des changements de niveau d'eau sont observées ; elles sont alors attribuées aux différences de sensibilité des lacs aux changements du bilan hydrique de leur bassin versant, aux différences dans les méthodes de détection, aux problèmes de datation ainsi qu'aux différences intra et extra régionales du climat holocène du nord-est de l'Amérique du nord.

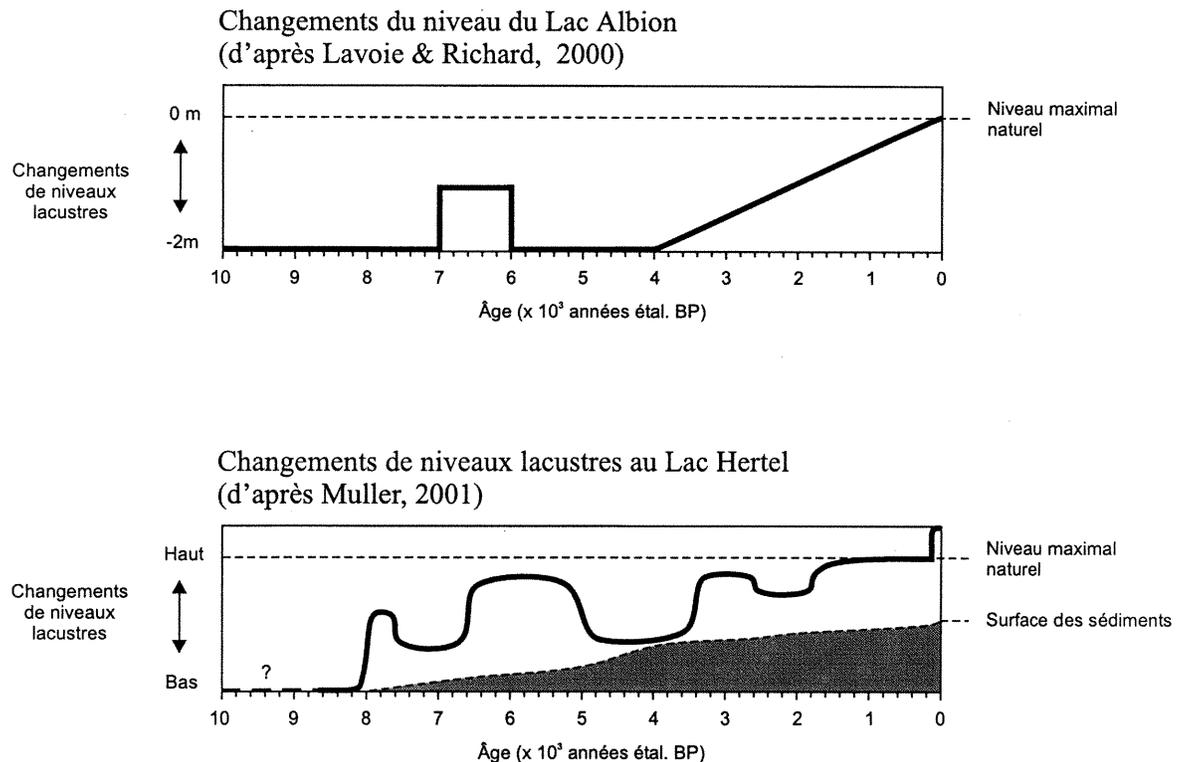
La récente synthèse des changements de niveaux lacustres d'Acadie, (Almquist *et al.*, 2001) vient néanmoins remettre en question le modèle d'un abaissement généralisé des lacs à l'Holocène moyen, exposant plutôt un patron complexe sans synchronisme apparent pour la région (Figure 2.1). Les comportements opposés de lacs pourtant situés actuellement dans des régions climatiquement homogènes nous amènent à poser deux questions : 1) les changements dans le contenu pollinique, macroreste, dans le contenu en matière inorganique ainsi que dans la nature des sédiments observés par les différents auteurs reflètent-ils vraiment des changements de niveaux lacustres ? et 2) si des changements de niveaux lacustres ont eu lieu, quelle est leur signification paléoclimatique et paléohydrique?

Figure 2.1



Synthèse des niveaux lacustres d'Acadie (Almquist *et al.*, 2001):
Pour la localisation des sites voir Figure 1.1 et Tableau 1.

Figure 2.2



Pour la localisation des sites voir Figure 1.1 et Tableau 1.

La détection des indices paléolimnologiques de changements de niveaux lacustres a été traitée par Dearing & Foster (1986), Dearing, (1997) et Hannon & Gaillard (1997) et fait l'objet d'une étude critique dans la seconde partie de ce mémoire. Dans le cadre de ce premier chapitre, nous proposons plutôt une critique théorique du paradigme actuel voulant que le niveau des lacs du sud du Québec ait changé en réponse aux changements du climat à l'Holocène. Nous aborderons plus spécifiquement le cas des lacs du Québec méridional, cette région étant la seule au Québec pour laquelle des reconstitutions présentent des séries continues semi-quantitatives durant tout l'Holocène (Figure 2.2) (Lavoie & Richard, 2000 ; Muller, 2001). De plus, le sud du Québec a récemment fait l'objet d'une reconstitution paléoclimatique indépendante (Muller, 2001) permettant l'élaboration d'estimations des changements passés dans le bilan hydrique de la région.

L'estimation des changements du niveau du lac Albion a été effectuée à partir de l'analyse du contenu en pollen et en macrorestes végétaux, de la nature des sédiments ainsi que des changements de taux d'accumulation sédimentaire d'un transect de carottes littorales et lacustres ; celui du lac Hertel par l'analyse des changements du contenu en matière inorganique des sédiments d'un profil latéral situé face à un affluent. Malgré les différences entre les méthodes, les objectifs des auteurs sont les mêmes : proposer des estimations des changements du niveau du lac par rapport au niveau naturel maximal de celui-ci, soit le niveau de l'effluent (Figure 2.2). Dans l'interprétation de ces résultats, les auteurs font ressortir des correspondances avec d'autres études nord américaines, dont la période d'aridité marquée à l'Holocène moyen de même que des particularités propres à chacun des deux sites.

Une implication majeure de ces deux reconstitutions, non mentionnée par les auteurs, semble toutefois s'imposer : l'atteinte du niveau actuel (niveau maximal) de ces deux lacs serait récente, ce qui signifierait que durant la plus grande partie de l'Holocène, les lacs Albion et Hertel auraient constitué des systèmes hydrologiques fermés (Figure 2.2). Ces reconstitutions proposent donc des conditions environnementales holocènes jusqu'alors insoupçonnées, conditions diamétralement différentes de ce

que l'on observe à l'actuel. De plus, si elles se révèlent justes, elles mettent en lumière la grande fragilité des ressources hydriques face aux variations futures du climat. Nous proposons donc d'explorer les conditions climatiques nécessaires à la persistance de niveaux lacustres sous le niveau naturel du seuil.

2. Matériel et méthodes

Les lacs Hertel et Albion sont des lacs isolés de la nappe phréatique régionale ; leur recharge est contrôlée par les précipitations directes à leur surface et le ruissellement en provenance du bassin versant ; leurs pertes sont constituées par l'évaporation et l'écoulement à leur effluent. À l'échelle annuelle, le bilan hydrique (B) de ces lacs peut ainsi être exprimé par l'équation :

$$(1) \quad B_{\text{lac}} = \text{Superficie}_{\text{lac}} (P - E) + \text{Superficie}_{\text{bassin versant}} (P - ET)$$

où P équivaut aux précipitations annuelles, E à l'évaporation potentielle et ET à l'évapotranspiration. Ainsi, tant que le bilan du lac (B_{lac}) demeure positif, le niveau maximal (altitude de l'effluent) du lac est atteint durant au moins une partie de l'année, l'effluent est actif et le niveau du lac fluctue peu en réponse aux variations de précipitation et d'évaporation de son bassin versant (Street-Perrot & Harrison, 1985 ; Bartabee, 2000 ; Bengtsson & Malm, 1997). Considérant un bilan annuel positif avec des saisons sans précipitation ni ruissellement, la baisse maximale du niveau d'un lac est équivalente à l'évaporation potentielle durant cette période. Cette équation implique également que plus la taille du bassin versant est grande par rapport à celle du lac, plus les apports en ruissellement sont importants et contribuent à maintenir le lac à son niveau maximal. Le ratio lac/bassin versant du lac Hertel (au niveau de son seuil naturel) est de 1 : 25 alors que celui du lac Albion est de 1:10.

Considérant les normales climatiques pour la région et les estimations d'évapotranspiration et d'évaporation potentielle (Tableau 2.1 & 2.2), sous le climat actuel, un lac du sud du Québec, sans égard à la taille de son bassin versant, présente

un bilan hydrique positif, l'évaporation potentielle étant largement inférieure aux précipitations.

	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	An
T (°C)	-10.2	-8.9	-2.3	5.6	12.7	17.9	20.6	19.0	14.2	8.0	1.4	-7.0	5.9
P (mm)	74.1	65.1	74.2	77.8	75.2	86.7	90.3	103.6	90.1	79.2	101.2	99.1	1017

Tableau 2.1 Normales climatiques pour la station météorologique de Saint-Hubert (CMCD, 1994)

Évaporation potentielle estimée par la méthode des bacs d'évaporation (Atlas hydrologique canadien, 1978)	600 mm
Évaporation potentielle estimée selon la méthode de Hamon, (1964) corrigée par le facteur de Ferderer & Lash (1964)	672 mm
Évapotranspiration dans l'érablière laurentienne (Manuel de foresterie, 1996)	550-575 mm
Évapotranspiration selon la méthode de Thornthwaite (Atlas hydrologique, 1978)	500 mm

Tableau 2.2 Estimations de l'évaporation potentielle et de l'évapotranspiration à l'actuel pour le Québec méridional selon différentes méthodes.

Ainsi, pour un lac de 10 ha inclus dans un bassin versant de 100 ha (ratio 1:10) le bilan hydrique annuel moyen, considérant une évapotranspiration moyenne de 550 mm et une évaporation potentielle de 650 mm, atteint approximativement 500 000 m³ (équation 2). Le surplus hydrique est une estimation du débit annuel total à l'effluent.

$$(2) \quad B_{\text{lac}} = 100\,000 \text{ m}^2 (1,017 \text{ m} - 0,65 \text{ m}) + 1\,000\,000 \text{ m}^2 (1,017 \text{ m} - 0,55 \text{ m})$$

Sous le climat moyen actuel du sud du Québec, le bilan hydrique d'un lac étant largement positif, l'atteinte d'un bilan nul ou négatif nécessite une augmentation significative de l'évaporation et/ou une diminution majeure des précipitations. Les reconstitutions paléoclimatiques pour le sud du Québec proposent que les conditions les plus sèches à l'Holocène correspondent à des baisses de moins de 20% des précipitations et à des températures moyennes annuelles de 1-2 degrés Celsius plus chaudes par rapport à l'actuel (Webb III, 1996 ; Muller, 2001). Nous avons évalué, à l'aide du modèle ForHym2, les changements mensuels de ruissellement (P-ET), et d'évapotranspiration potentielle (E) sous un scénario climatique plus sec que ceux

proposés pour l'Holocène pour le Québec méridional où :

$$P = P_{\text{mensuelles normales}} - 35\%$$

et
$$T = T_{\text{mensuelles normales}} + 4^{\circ}\text{C}.$$

ForHym2 (Arp & Yin, 1992, Houle *et al.* 2001) est un modèle de simulation qui tient compte de tous les mouvements de l'eau en forêt (Figure 2.3). Le modèle fonctionne à partir de la température moyenne mensuelle de l'air, de la précipitation mensuelle et de la fraction de neige dans la précipitation. Les autres données nécessaires sont la latitude, la proportion d'essences résineuses et feuillues et l'épaisseur du sol. La calibration originale des paramètres est valide pour toutes les stations, à moins qu'il y ait des différences physiques importantes dans la nature du sol, l'hydrologie souterraine ou la topographie du bassin versant. Le modèle a réussi à reproduire les données disponibles sur la précipitation qui atteint le sol, le couvert de neige, le ruissellement et le débit des cours d'eau de forêts feuillues en Ontario et au Québec (lacs Turkey et lac Clair) (Houle *et al.*, 2001) et dans une forêt résineuse au Québec (lac Laflamme). Les sorties du modèle que nous avons utilisées sont le ruissellement mensuel en provenance du bassin versant ainsi que l'évaporation potentielle (E). L'évaporation potentielle y est calculée à l'aide de l'estimation de Hamon (1964),

$$(3) \quad E = (0,1651 * D_v * S) * (a)$$

où D_v est la densité de vapeur à saturation (g/cm^3) fonction de la température (Lee, 1980) et S est la durée du jour évaluée à partir de la déclinaison solaire, modifiée par un facteur de correction (a) proposé par Federer et Lash (1978).

$$(4) \quad a = (0,049 * T_{\text{juillet}} + 0,140)$$

Les paramètres utilisés sont ceux d'une forêt décidue caractéristique de l'érablière typique du Québec méridional (80% d'essences feuillues, 20% de résineux), avec un sol d'une épaisseur moyenne de 2 m, à une latitude de 45° nord. Les scénarios climatiques ont été modifiés à partir des normales climatiques pour la station

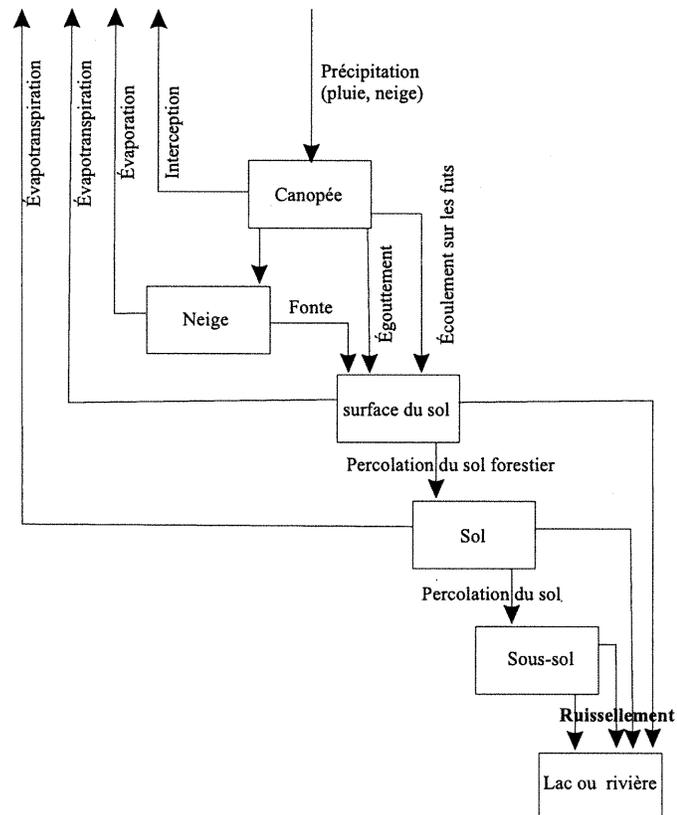


Figure 2.3 Représentation schématique du modèle FORHYM2 (Arp & Yin, 1992).

météorologique de Saint-Hubert (CMCD, 1994) (Tableau 2.1), la fraction de neige sous un climat de 4°C plus chaud a été estimée à partir d'une régression simple entre les températures quotidiennes moyennes observées et la fraction des précipitations tombées sous forme de neige à la station de Saint-Hubert entre 1990 et 1995.

2. Résultats

Sous des conditions beaucoup plus sèches et chaudes ($P_{an} = 660$, $E_{an} = 1000$, $T_{moy_an} = 9,9^{\circ}\text{C}$) qu'à l'actuel, l'évaporation potentielle surpasserait les précipitations induisant un déficit hydrique annuel à la surface du lac d'environ 340 mm. Néanmoins, bien que diminué de près de 70% le ruissellement demeure, d'après l'équation du bilan hydrique, suffisant pour conserver le lac à son niveau maximal (équation 5).

Ainsi, pour un lac de 10 ha inclus dans un bassin de 100 ha, le bilan hydrique annuel demeure positif avec un surplus de plus de 90 000 m³ d'eau (Tableau 3).

$$(5) \quad B_{lac} = 100\,000\text{ m}^2 (0,660\text{ m}-1,005\text{ m}) + 1\,000\,000\text{ m}^2 (0,125\text{ m}).$$

À l'échelle saisonnière (Tableau 3), le lac connaîtrait toutefois une période estivale de déficit hydrique, celui-ci totalisant près de 22 000 m³ d'eau. Pour un lac de 10 ha, un tel déficit se traduirait par une baisse du niveau d'eau de 22 cm.

	janv	fév	mars	avril	mai	juin	juil	aout	sept	oct	nov	déc	année
PET mm	14,24	16,49	31,76	63,44	111,58	164,35	193,41	170,56	113,76	68,24	38,09	18,7	1004,62
R mm	16,46	15	8,02	33,05	23,92	6,92	4,1	3,56	3,45	3,36	3,36	3,82	125,02
B m ³	19852	17583	9667	31763	17650	-3879	-9371	-6762	-2070	1684	6129	8391	90637

Tableau 2.3. Évaporation potentielle, ruissellement et bilan hydrique mensuel pour un lac théorique de 10 ha inclus dans un bassin versant de 100 ha sous un scénario climatique $T_{actuelles} +4^{\circ}\text{C}$ et $P_{actuelles} -35\%$.

3. Discussion

La validité des estimations d'évaporation potentielle et d'évapotranspiration en fonction du scénario climatique proposé n'est pas établie. La capacité du modèle ForHym2 à modéliser ces paramètres sous ces conditions particulières n'a pas été testée : nous ne connaissons aucun bassin versant qui connaît des conditions climatiques analogues à celles utilisées. Il est ainsi possible qu'une importante marge d'erreur soit associée aux résultats de la modélisation. Cette incertitude se limite toutefois à la relation entre la température et les changements d'évapotranspiration et d'évaporation potentielle. La méthode des bilans hydriques employée permet d'établir formellement que, par rapport aux normales actuelles, une baisse de 35% des précipitations associée à une augmentation de près de 70% de l'évaporation potentielle et à une diminution de 70% du ruissellement ne serait pas suffisante pour expliquer des baisses de niveau lacustre telles que celles proposées récemment pour deux lacs du Québec méridional, soit le lac Hertel et le lac Albion (Figure 2.2). L'importance des apports de ruissellement printanier en provenance du bassin versant semble être le facteur principal dans le maintien d'un bilan annuel positif ; ce constat est en accord avec d'autres expérimentations similaires effectuées par Vassiljev (1998), Bengtsson & Malm (1997) et Barber (2000).

L'hypothèse que des précipitations plus faibles que 650 mm/an ou qu'une évaporation potentielle supérieure à 1000 mm/an puisse expliquer les bas niveaux lacustres proposés pour ces deux lacs est en désaccord avec les différentes estimations des paléotempératures et des paléoprécipitations disponibles pour le sud du Québec (Webb III *et al.* 1993 ; Muller, 2001). En effet, ces reconstitutions effectuées à partir de relations pollen-climat proposent des minima de précipitation ne dépassant pas les 800 mm/an et des températures maximales de +2°C par rapport à l'actuel pour la région concernée. Si l'hypothèse de l'équilibre dynamique de la végétation avec le climat à l'Holocène est vraie (Webb III, 1986, Viau *et al.*, 2002), l'interprétation des seuls diagrammes polliniques des lacs Albion et Hertel (Richard, 1975; LaSalle, 1966 ; Richard, non publié) nous permet d'établir une relative stabilité du climat régional à l'Holocène. En effet, ces diagrammes ne montrent pas

de changements dans la végétation qui pourraient être associés à des changements climatiques de cette amplitude. Yu & McAndrews (1995) ont proposé que le déclin brusque des populations de *Tsuga canadensis* dans le nord-est de l'Amérique du nord vers 5500 étal. BPa été causé par un assèchement du climat ; cette hypothèse étant fondée sur une reconstitution de changements de niveaux lacustres plutôt que sur une interprétation de la végétation ou d'un indicateur indépendant, nous ne pouvons la retenir comme argument.

En faisant intervenir, par rapport au climat actuel, une diminution des précipitations de 75 mm/an et une augmentation des températures annuelles de près de 5°C, Vassiljev *et al.* (1998) ont réussi à modéliser un changement de niveau lacustre de près de 7 m au lac Bysjon en Suède. Cette différence de sensibilité entre un lac du sud de la Suède et un lac du Québec méridional s'explique apparemment par les différences climatiques entre les deux régions. La température hivernale moyenne (décembre, janvier et février) de la région du lac Bysjon est de 0°C ; ainsi, une augmentation de quelques degrés Celsius entraîne une diminution majeure du couvert nival, une augmentation de l'évaporation et par conséquent, une diminution sensible du ruissellement printanier. Dans le sud du Québec, la moyenne des températures hivernales se situe à près de -9 °C ; une augmentation de quelques degrés n'est donc pas suffisante pour augmenter de façon importante l'évaporation, ni pour diminuer le couvert nival de façon significative. D'autre part, alors que le sud de la Suède connaît, à l'échelle annuelle, un léger déficit hydrique (P=587, E=620 mm), le sud du Québec connaît actuellement un surplus de près de 400 mm/an (Tableau 2.1 et 2.2). Enfin, au lac Bysjon, l'augmentation des températures de 5°C par rapport à l'actuel à 9 ka BP a été inférée à partir de la méthode des analogues pollen-climat (Guiot, 1991) ; la même méthode, appliquée au sud du Québec (Muller, 2001), n'a pas mis en évidence de changements de cette amplitude.

4. Conclusion

Le climat holocène du sud du Québec, tel que nous pouvons l'estimer à partir des changements de la végétation régionale, ne permet donc pas d'expliquer les

changements de niveaux lacustres proposés pour le sud du Québec ; les hivers froids et neigeux ainsi que des précipitations dépassant largement l'évaporation, caractéristiques actuelles de la forêt mixte et de l'érablière, devraient théoriquement avoir maintenu les lacs à leur niveau maximal durant l'Holocène. Ces résultats sont en accord avec ce que l'on observe actuellement : malgré les différences régionales et les variations interannuelles du climat, les lacs du Québec, de Montréal à la Gaspésie semblent s'être maintenus à l'échelle annuelle à leur niveau maximal durant la période historique. À ce modèle général s'applique toutefois une exception, celle des lacs dont la recharge n'est pas contrôlée par le ruissellement direct en provenance du bassin versant mais plutôt par les fluctuations de la nappe phréatique régionale tels les lacs décrits par Almendinger (1990) et Digerfeldt *et al.* (1992) au Minnesota.

La signification paléoclimatique des reconstitutions de niveaux lacustres étant apparemment très limitée dans le sud du Québec, nous proposons un retour à la première question exposée, à savoir : les changements dans le contenu en pollen, en macrorestes de végétaux et en matière inorganique des sédiments observés par les différents auteurs reflètent-ils vraiment des changements de niveaux lacustres ?

DEUXIÈME CHAPITRE

ANALYSE PALÉOÉCOLOGIQUE DES SÉDIMENTS DU LAC BROMONT

*Le monde n'est pas moins beau pour n'être vu
qu'à travers une fente ou le trou d'une planche.*

H. D. Thoreau, Janvier 1838

1. Problématique

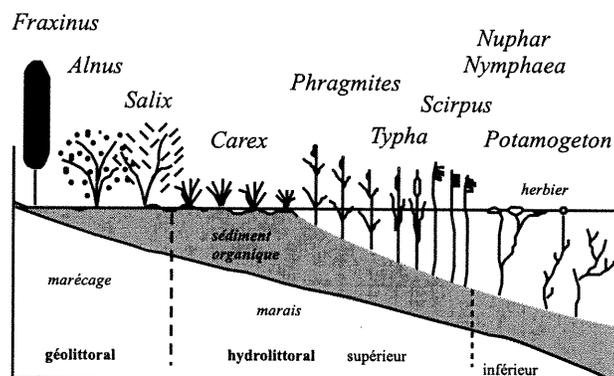
En région tempérée, les reconstitutions des changements du niveau des lacs sont de plus en plus utilisées comme indicateurs des changements hydro-climatiques holocènes (Harrison & Metcalfe, 1985 ; Lavoie & Richard, 2000 ; Almquist *et al.*, 2001 ; Shuman *et al.*, 2001 ; Asnong, 2001 ; Muller, 2001). Cependant, étant donné la difficulté de lier de façon univoque des changements de niveau d'eau à des changements climatiques, la signification des reconstitutions de changements de niveaux lacustres reste sujette à caution (Dearing, 1997 ; Bartabee, 2000). Pour certaines régions où les précipitations totales annuelles auraient excédé l'évaporation durant tout l'Holocène, l'existence même des changements de niveaux lacustres à long terme est remise en question ; la fiabilité des indices de changements de niveaux lacustres retenus par les différents auteurs doit donc être discutée.

Si la majeure partie des données de *statuts lacustres* en Amérique du Nord sont basées sur l'interprétation d'un profil unique au sein d'un lac (Harrison & Metcalfe, 1985, Harrison, 1988), des méthodes plus sophistiquées ont été élaborées afin de réduire l'incertitude des reconstitutions de niveaux d'eau. Ainsi, des analyses intensives et systématiques ont été menées en Europe et en Amérique du Nord. Parmi celles-ci, plusieurs l'ont été selon la méthode développée par Digerfeldt (1986). Elle consiste à détecter des unités sédimentaires synchrones par l'analyse du contenu pollinique, macroreste et du contenu en matière inorganique de carottes prélevées le long d'un transect du centre vers les rives d'un lac. Cette méthode permet ainsi la détection des changements de la limite sédimentaire (profondeur d'eau minimale pour l'accumulation de sédiments lacustres fins), des hiatus sédimentaires et des

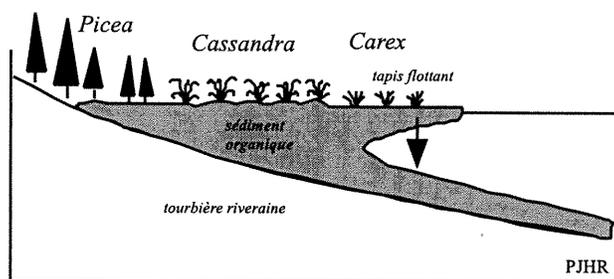
changements dans la distribution de la végétation aquatique et littorale. La robustesse de la méthode repose sur la systématisation des techniques et sur l'augmentation du nombre d'observations menées dans les sédiments d'un même lac.

Cependant, l'observation des changements du contenu pollinique et du contenu en macrorestes végétaux des carottes sédimentaires peut mener à des interprétations contradictoires ainsi qu'à des hypothèses difficilement testables. Les changements sédimentaires causés par une baisse du niveau lacustre ne doivent pas être confondus avec ceux liés à des processus autogènes de remplissage sédimentaire. Les changements dans le contenu en matière inorganique issus des variations d'apports clastiques par les affluents doivent être différenciés de ceux associés à un déplacement de la limite sédimentaire. De plus, la distribution de la végétation immergée, flottante et émergente est dépendante de la profondeur d'eau mais également de la chimie de l'eau et du statut trophique du lac (Hannon & Gaillard, 1997). Récemment, l'étude d'un transect de profils au lac Albion (Lavoie et Richard, 2000) a également mis en lumière les difficultés liées à l'interprétation des hiatus et des redépôts sédimentaires, ainsi que l'incertitude associée à la différenciation entre de la tourbe *in situ* et du matériel tourbeux résultant de la croissance d'un tapis flottant de végétation (Kratz & deWitt, 1986). La distribution de la végétation flottante, émergente et littorale est contrôlée, dans un lac eutrophe, par la profondeur d'eau ; les déplacements des espèces associées au géolittoral et à l'hydrolittoral supérieur et inférieur peuvent ainsi traduire des changements de niveaux d'eau. Dans un lac dystrophe, le développement vertical d'un tapis flottant de végétation mène à la submersion de macrorestes d'espèces associées à une faible profondeur d'eau (*Carex*, *Cassandra*) limitant l'interprétation de la présence de macrorestes de ces dernières en termes de changements de niveau d'eau (Figure 3.1).

Dans le premier chapitre, le lien entre le climat holocène du sud du Québec et la réponse du niveau des lacs a été discuté ; on a conclu que des bas niveaux lacustres persistant durant plusieurs millénaires ne pouvaient avoir été contrôlés par le climat. Ce chapitre propose donc d'explorer différentes hypothèses explicatives des



Eutrophe



Dystrophe

Figure 3.1
Les zonations riveraines des lacs eutrophes et dystrophes,
d'après Lang (1994) et Hannon & Gaillard (1997).

changements dans la nature, la structure et le contenu des sédiments. Nous proposons ainsi une analyse critique de la méthode de détection des fluctuations de niveau d'eau par l'interprétation et la discussion des analyses polliniques, des dénombrements de macrorestes végétaux et des descriptions sédimentologiques effectuées sur un transect de profils sédimentaires prélevés dans un marais et au large du lac Bromont, en Montérégie appalachienne.

Nous proposons également une discussion de l'histoire de la végétation du bassin versant du lac Bromont par rapport au cadre palynostratigraphique post-Wisconsinien du sud du Québec. L'interprétation du seul diagramme pollinique disponible jusqu'à aujourd'hui au lac Bromont, le profil Brom1, avait fait ressortir d'importantes disparités par rapport au site voisin du Mont Shefford (Richard, 1978 ; Muller et Richard, 2001). Les causes de ces différences demeuraient cependant difficiles à établir à partir de ce seul profil puisque celui-ci présente une discontinuité sédimentaire à l'Holocène moyen ainsi que de fortes variations de son taux d'accumulation sédimentaire dues aux apports détritiques d'un affluent situé à proximité du point d'échantillonnage. L'analyse pollinique de quatre profils sédimentaires additionnels bien datés, à la marge et au sein du lac, permettra de préciser la nature et la chronologie des changements holocènes de la végétation et, sur le plan théorique, de discuter la qualité des corrélations polliniques de profils prélevés au sein d'un même lac comme contrôle chronologique en l'absence de datation au ^{14}C .

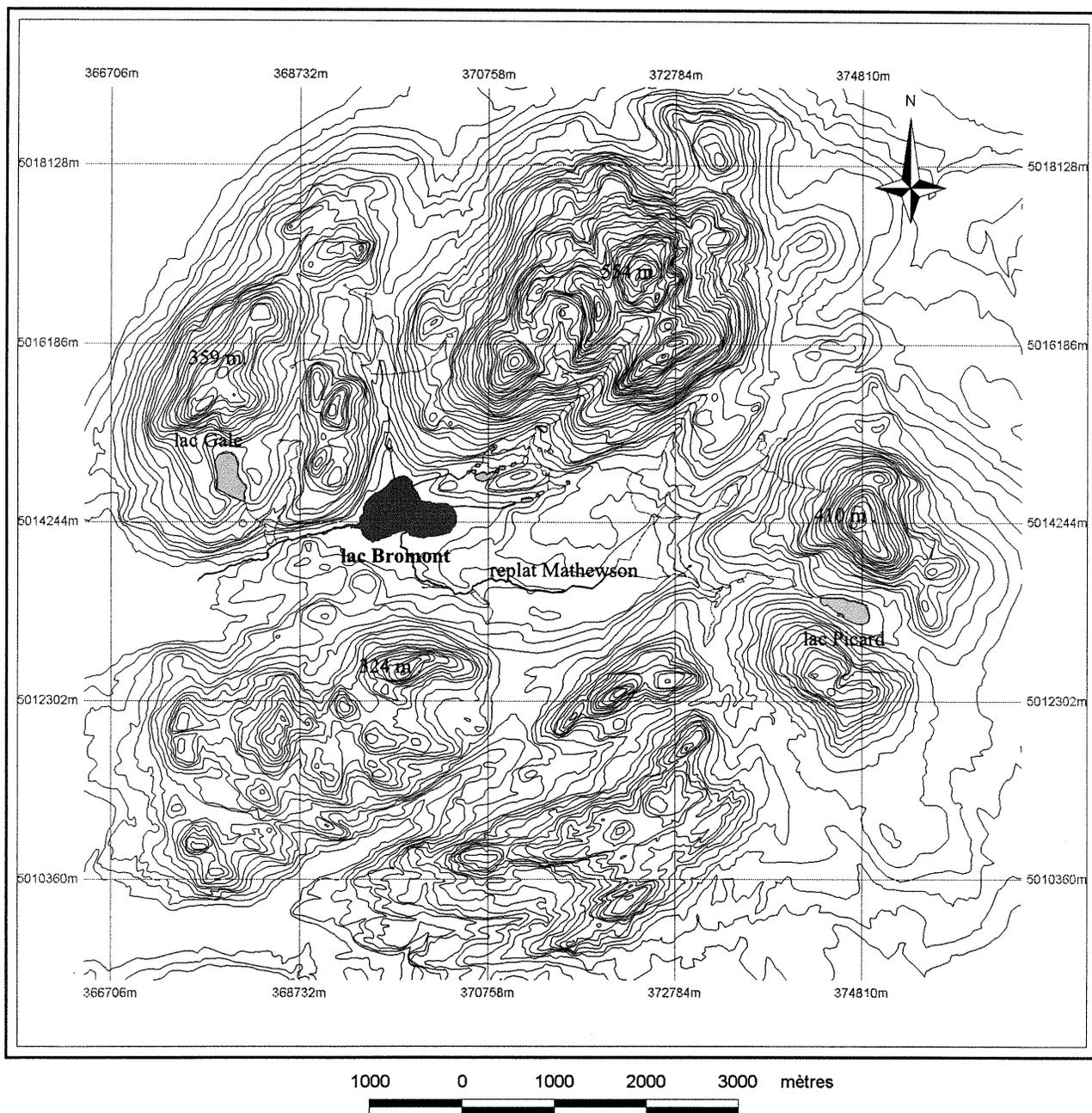
2. Site

Les collines de Bromont, un inselberg en forme de beigne culminant au Mont Brome à 554 m (Figure 3.2), se situent dans le piedmont appalachien, à environ 20 kilomètres à l'est de la ligne de Logan (Figure 3.3). Elles ont été formées par une intrusion plutonique au crétacé inférieur dans les roches plissées appalachiennes d'âge paléozoïque inférieur. La roche en place est principalement constituée de syénite, de diorite et de gabbro (Doiron, 1981) et est partiellement recouverte de dépôts meubles : du till, des dépôts lacustres du lac à Candona et des dépôts de la mer de Champlain.

Dans la région, on estime que la déglaciation a eu lieu vers 14,5 ka étal. BP (Dyke, comm. pers). Suite à la déglaciation, la région a connu une submersion partielle par le lac à Candona. Parent et Occhietti (1998) proposent que cette submersion ait atteint localement une altitude maximale de 220 m vers 14,2 ka étal. BP. Les collines auraient ainsi été temporairement isolées en quatre îlots (Figure 3.4).

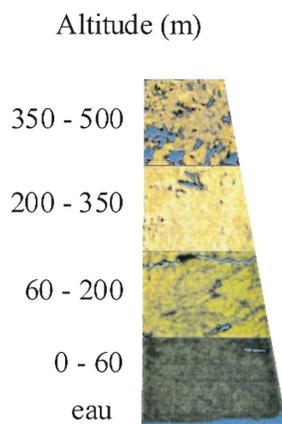
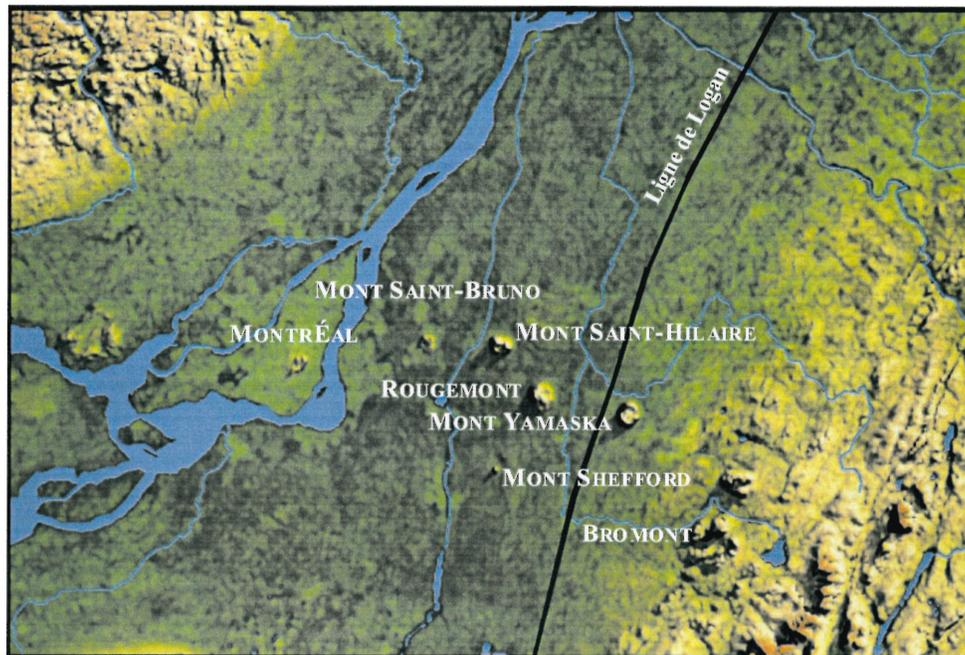
Régionalement la mer de Champlain a été présente entre 14 et 12 ka étal. BP (Parent et Occhietti, 1988). L'altitude maximale de cette transgression demeure sujet à discussion. Prichonnet (1982 a,b) a proposé une altitude maximale de 190 m, alors que régionalement, les limites maximales ont été établies à 158 m (Chapman, 1937), et 145 m (Wagner, 1972). Considérant une altitude maximale de 160 m, une baie de la Mer de Champlain se serait formée dans le bassin lacustre à l'étude (Figure 3.5) mais il est possible que la limite marine ait atteint une altitude supérieure. L'âge du retrait de la mer du bassin lacustre de Bromont, qui correspond au retrait de la mer sous la limite des 133 m, n'est pas connu. Les dates basales sur sédiments organiques des sites analysés régionalement renseignent peu sur la régression marine (Figure 3.6). Au Mont Saint-Bruno, l'âge basal des sédiments du lac à la Tortue, situé à une altitude de 137 m, est de $10\,391 \pm 205$ étal. BP alors que celui du lac aux Atocas, à une altitude de 114 m, est de $12\,000 \pm 50$ étal. BP (Gauthier, 1981). Au Mont Saint-Hilaire, deux dates basales du lac Hertel (alt. 173) donnent des âges de $12\,924 \pm 260$ étal. BP (LaSalle, 1964) et de $11\,150 \pm 300$

Figure 3.2 Topographie des collines de Bromont



Superficie du lac : 46 ha
 Superficie du bassin-versant : 24 km² (2400 ha)
 Équidistance des courbes de niveau : 10 mètres
 Source : 31 H/7, 31H/2, 1:50 000,
 Gouvernement du Québec, 2000.

Figure 3.3 Topographie de la région des collines de Bromont



source : le Québec en 3D, Photocartotèque québécoise,
2001

Figure 3.4

Extension maximale du Lac à Candona
~ 14 ka étal. BP, altitude 220 m

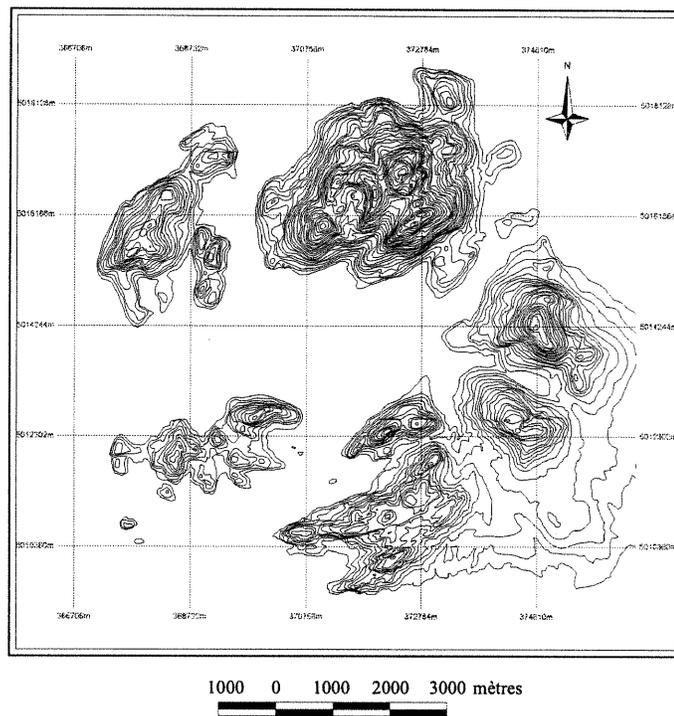
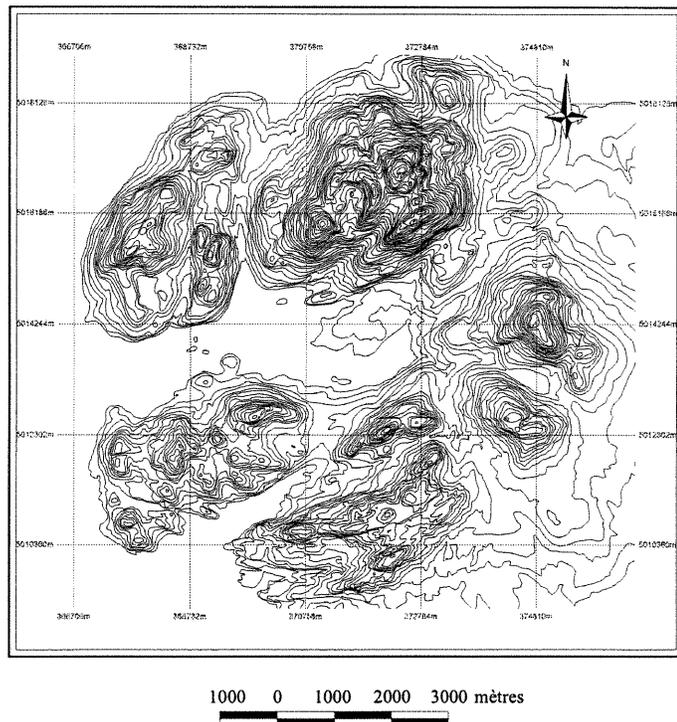


Figure 3.5

Extension maximale de la Mer de Champlain
~ 13 ka étal. BP, altitude 160 m



Équidistance des courbes de niveau : 10 mètres

Figure 3.6 Dates basales régionales

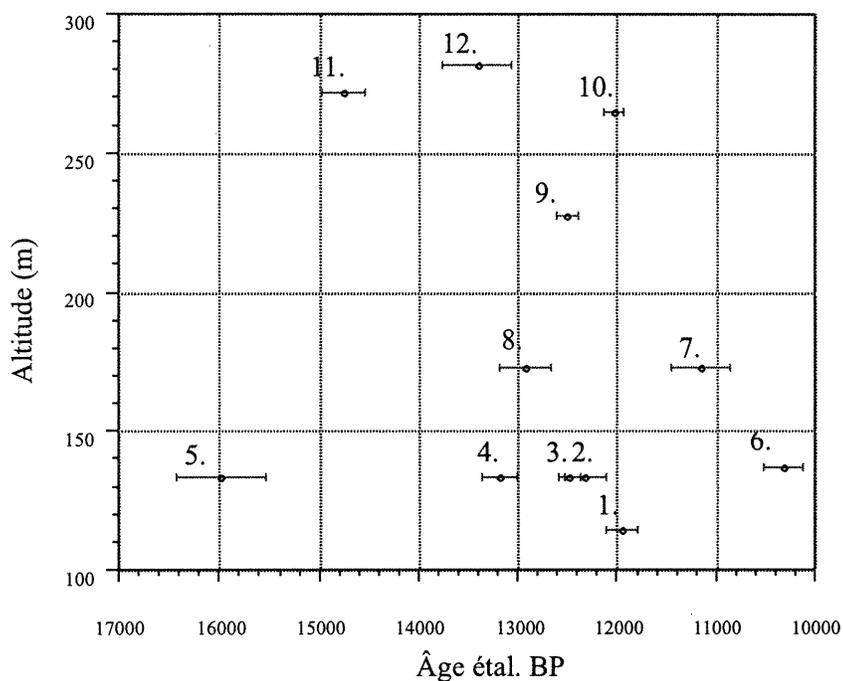


Tableau 3.1 Dates basales régionales

N°	Site	Alt. (m)	Âge ^{14}C BP	Âge étal. BP	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Matériel daté	Code Labo	référence
1	Lac aux Atocas (Saint-Bruno)	114	10 250 ±150	11 950	ND	Gyttja	I-11193	Gauthier, 1981
2	Lac Bromont	133	12 250 ±150	12 318	-32,7	Gyttja	Beta-158453	Cette étude
3	Lac Bromont	133	12 240 ±210	12 486	-32,2	Gyttja	Beta-164454	Cette étude
4	Lac Bromont	133	10 440 ±110	13 183	-22,7	Gyttja	Beta-164442	Cette étude
5	Lac Bromont	133	11 310 ±180	15 980	ND	Gyttja	UQ-749	BDPMQ
6	Lac à la Tortue (Saint-Bruno)	137	13 300 ±450	10 320	ND	Gyttja	UQ-61	Gauthier, 1981
7	Lac Hertel (Saint-Hilaire)	173	9 680 ±205	11 150	ND	Gyttja	TO-8885	BDPMQ
8	Lac Hertel (Saint-Hilaire)	173	10 880 ±260	12 924	ND	macrorestes terricoles	GSC-482	LaSalle, 1966
9	Lac Picard (Bromont)	227	10 530 ±110	12 503	ND	Gyttja	Beta-21903	BDPMQ
10	Lac Yamaska	265	10 260 ±100	12 024	ND	Gyttja	WIS-987	BDPMQ
11	Saint-Hilaire bog	272	12 570 ±220	14 750	ND	Gyttja	GSC-419	LaSalle, 1966
12	Tourbière du Mont Shefford	282	13 410 ±410	13 410	ND	Gyttja	I-8841	Richard, 1978

étal. BP (Richard, non publié). L'étendue temporelle des dates ainsi obtenues témoigne vraisemblablement des différents âges d'isolement des bassins lacustres; cependant les différences dans le relèvement isostatique régional ainsi que la forte incertitude associée aux dates basales effectuées sur de la gyttja plutôt que des macrorestes de plantes terricoles ne permet pas d'établir une courbe d'émersion. Si l'on ne connaît pas précisément l'âge de son retrait, on peut néanmoins estimer que la mer a été présente vers 13 200 - 12 900 étal. BP, âge du maximum de la transgression champlainienne (Parent et Occhietti 1988).

Situé à une altitude de 132 m, le lac Bromont couvre 46 ha compris dans un bassin versant de 24 km² (Figure 3.7). Il possède 4 affluents et un effluent, sa profondeur d'eau maximale est de 5,75 m. Au sud-ouest du lac, entre le delta sédimentaire du ruisseau Wright et l'effluent, se trouve un marais et un marécage riverains.

Végétation

Les collines du lac Bromont se retrouvent dans le domaine de l'érablière à tilleul (Grandtner, 1966). Largement déboisé pour l'agriculture jusqu'aux années 60, plusieurs champs sont aujourd'hui en friche et d'autres toujours utilisés comme pâturages.

La végétation lacustre actuelle est principalement constituée d'une ceinture discontinue de *Myriophyllum sp.* sous 2 à 3 mètres d'eau, puis de *Potamogeton sp.*, *Nuphar sp.* et *Nymphaea sp.* en eau moins profonde. Sur le littoral on trouve *Sagittaria sp.*, *Typha sp.*, différentes *Cyperaceae*. Au sud-ouest du lac, les 20 à 60 premiers mètres de la rive forment un marais à *Myrica gale*, *Typha latifolia* et quelques individus de *Betula populifolia*; au-delà, le marais est remplacé par un marécage arboréen peuplé par *Acer rubrum*, *Ilex*, *Nemopanthus*, *Alnus incana* et quelques individus de *Larix laricina* sur une microtopographie de buttes et de creux colonisées par *Sphagnum sp.*

Figure 3.7 Bathymétrie et localisation des carottes sédimentaires au lac Bromont

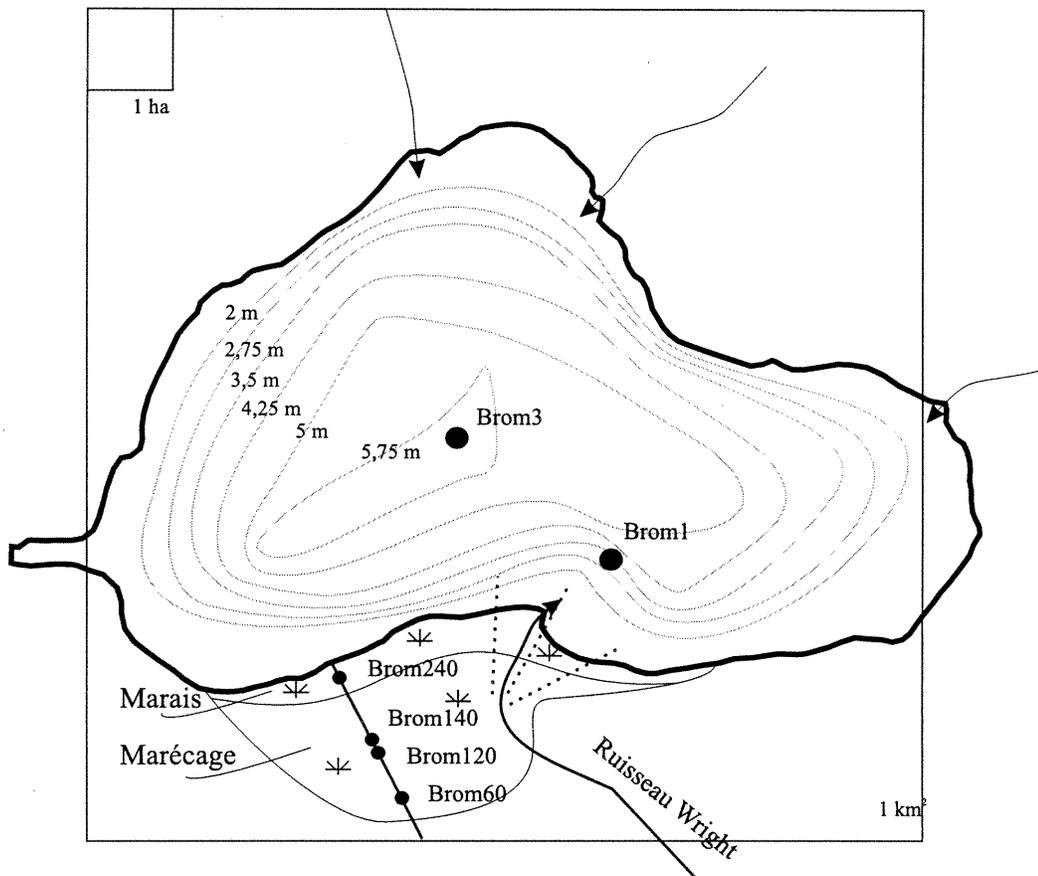
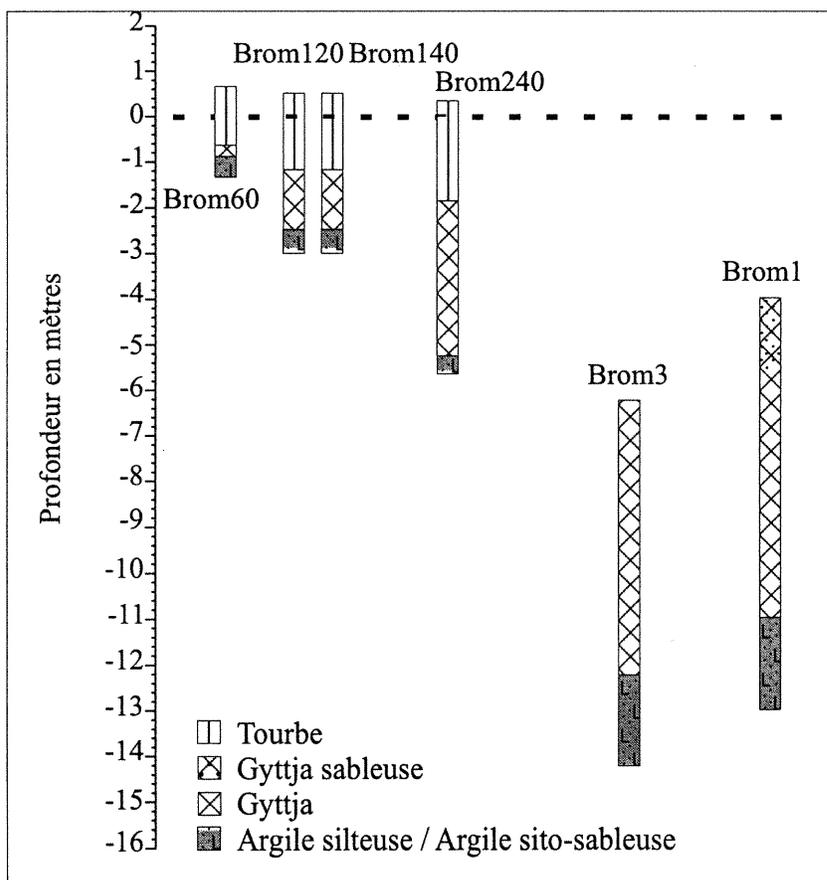


Figure 3.8 Représentation schématique des carottes prélevées au lac Bromont



3. Matériel et méthodes

Six diagrammes polliniques et quatre diagrammes de dénombrement des macrorestes végétaux sont utilisés dans cette étude (Annexes 1 à 10). Outre le profil Brom1 dont un diagramme pollinique simplifié a été publié récemment (Muller et Richard, 2001), les cinq autres profils ont été prélevés à l'automne et à l'hiver 2000 le long d'un transect comprenant quatre profils latéraux dans le marais riverain au sud-ouest du lac et un profil central (Figure 3.7 et Figure 3.8).

Les identifications polliniques ont été établies à partir des atlas polliniques de Richard (1970 a,b,c) et de McAndrews et al. (1973). Les pourcentages polliniques ont été calculés sur la somme excluant les espèces aquatiques et les Ptéridophytes (Berglund & Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Le nombre minimal de grains inclus dans la somme est de 500 pour les profils Brom1 et Brom3 et de 250 pour les autres profils.

L'analyse des macrorestes végétaux (Grausse-Brauckman, 1986) a été effectuée sur des volumes variables de sédiment compris entre 8 et 100 cm³; les données sont présentées en dénombrement. Le contenu en matière inorganique des sédiments a été évalué par perte au feu à 600°C pendant 0,5 h (Dean, 1974). La notation des taxons, tant pour les diagrammes polliniques que pour les diagrammes de macrorestes est effectuée selon la méthode de Birks & Birks (1980) : la mention 'type' regroupe plusieurs taxons qui ne peuvent être distingués morphologiquement et la mention 'cf.' réfère au taxon le plus probable auquel peut être attribué le spécimen observé. Les diagrammes polliniques et les diagrammes de macrorestes ont été établis à l'aide du logiciel Tilia 2.0.

Une analyse en composantes principales sur les spectres polliniques du profil Brom3 a été effectuée à l'aide du logiciel *Canoco 4* (ter Braak & Smilauer, 1998). Les spectres du profil Brom3 ont été utilisés puisque ce profil présente la meilleure résolution temporelle, des sommes polliniques plus élevées (> 500 g/cm³) et offre un signal pollinique régional théoriquement mieux exprimé étant donné sa position dans le secteur le plus profond du lac. Les analyses ont été menées en utilisant 22 taxons :

Abies balsamea, *Acer saccharum*, *Betula*, *Picea*, *Pinus type banksiana*, *Pinus strobus*, *Larix laricina*, *Tsuga canadensis*, *Fraxinus*, *Alnus type crispa*, *Alnus type incana*, *Alnus type crispa*, *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Salix*, *Populus*, Poaceae, Cyperaceae, Tubulifloreae, *Artemisia* et *Ambrosia*. Ces taxons, communs aux six profils, ont été retenus pour l'analyse en composantes principales puisqu'ils constituent les taxons diagnostiques utilisés dans la zonation visuelle des profils. La sur-représentation de certains taxons tels les Cyperaceae ou *Alnus type incana* associée à une présence locale en milieu riverain ou tourbeux pourrait fausser le signal régional dans les profils latéraux, ils ont néanmoins été retenus dans l'analyse en composantes principales puisqu'au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, ils constituaient la végétation régionale.

Nous avons inclus des éléments de méthodologie additionnels dans divers paragraphes de résultats, là où ils sont requis pour leur interprétation.

3.1 Description des profils

Le profil Brom3 (Figure 3.9), prélevé au point le plus profond du lac, est composé de huit segments métriques prélevés à l'aide d'une sonde Livingstone (Livingstone 1955 ; Wright, 1967) sous 5,75 mètres d'eau. La partie organique, de 0 à 565 cm, est composée de gyttja brune, uniforme et compacte. Le contenu en matière inorganique (résidu de combustion à 600 °C) présente des valeurs oscillant entre 0,18 et 0,32g/cm³ (moyenne de 0,22 g/cm³). Un lit d'argile de 5 mm à 535,5 cm explique la forte valeur du contenu en matière inorganique de ce niveau. De 565 à 600 cm le profil est composé de gyttja silteuse, puis de silt argileux de 600 à 800 cm.

Le profil Brom1 (Figure 3.10) se situe face au principal affluent du lac, le ruisseau Wright, sous environ 4 m d'eau. Totalisant neuf mètres, celui-ci a également été prélevé à l'aide d'une sonde Livingstone. Les sept premiers mètres sont composés de gyttja sableuse et silteuse, dont le contenu moyen en matière inorganique est de

Figure 3.9 Description du profil Brom3

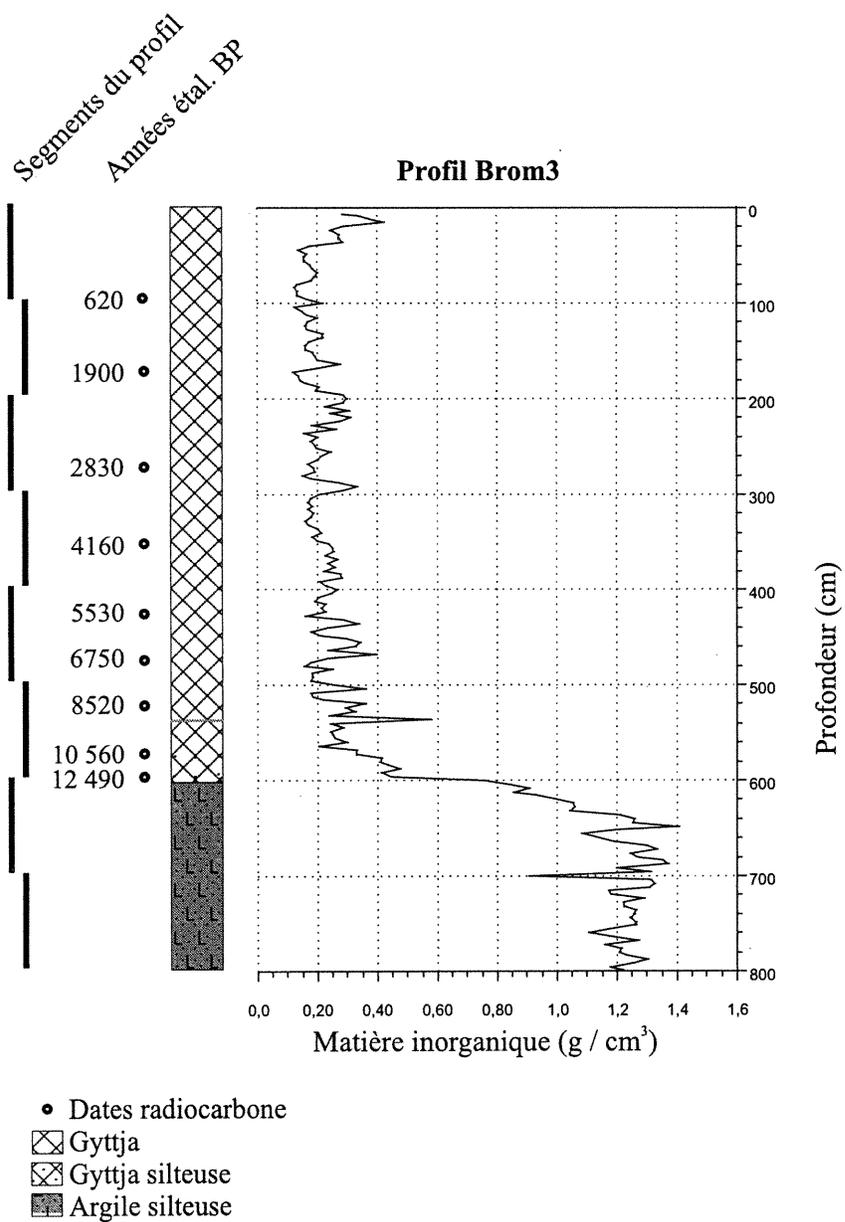
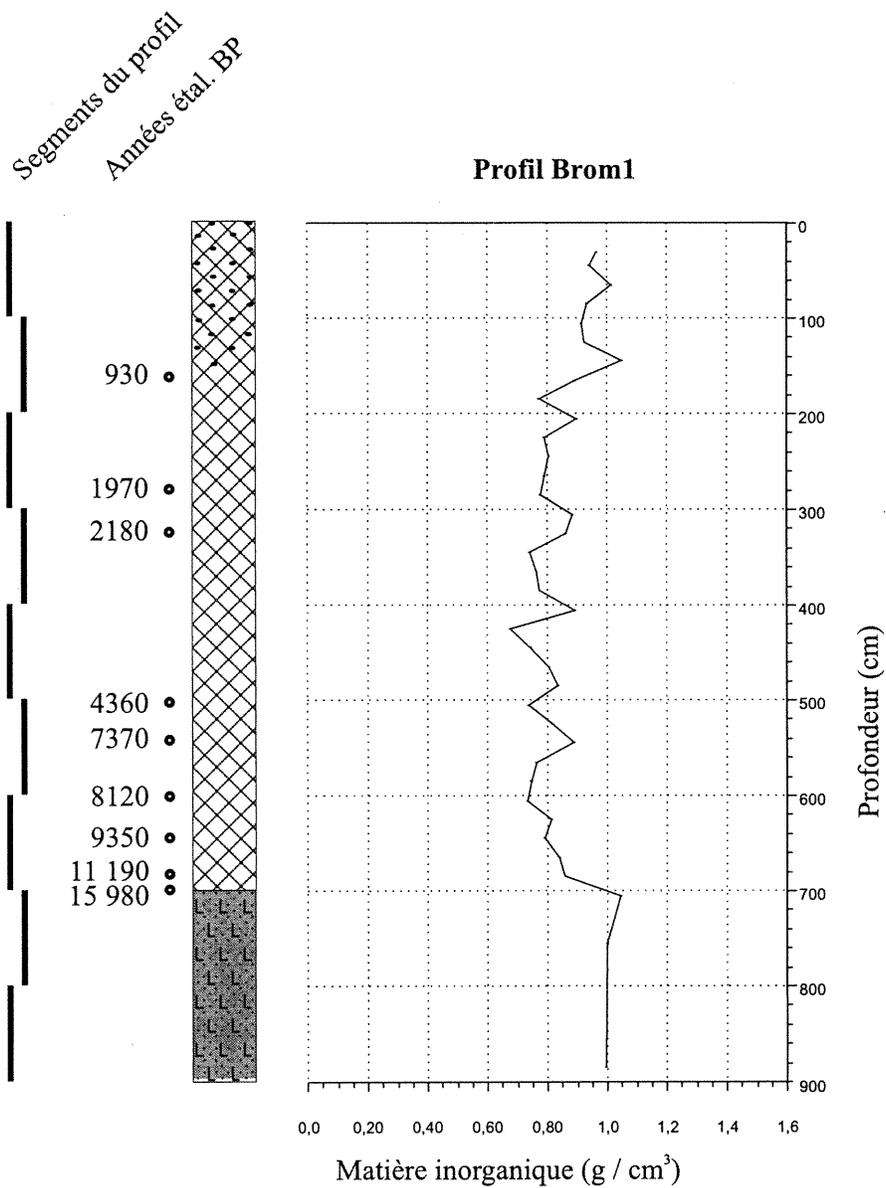


Figure 3.10 Description du profil Brom1



- Dates radiocarbones
- ▣ Gytja sableuse
- ▣ Gytja
- ▣ Argile silteuse

0,83g/cm³. Les 150 cm sommitaux de la carotte, très riches en macrorestes de végétaux et en sables, présentent un contenu en matière inorganique presque aussi élevé que la base minérale du profil.

Le profil Brom240 (Figure 3.11) a été prélevé à 20 m de la rive actuelle, à même le marais riverain au sud-ouest. En raison du manque de cohésion et du fort contenu en matière ligneuse des sédiments tourbeux de surface, les deux premiers mètres ont été prélevés à l'aide d'une sonde russe (Jowsey, 1966) par segments de 50 cm et les quatre mètres sous-jacents l'ont été à l'aide d'une sonde Livingstone de 1 m. De la surface à 220 cm, le profil est composé de tourbe riche en fragments de bois présentant un très faible contenu en matière inorganique (< 0,2 g/cm³). De 225 à 560, le profil est composé de gyttja dense, qui comprend une zone très riche en macrorestes de végétaux de 260 à 420 cm. La base de la carotte, de 560 à 600 cm est composée d'argile silto-sableuse. De 490 à 512 cm, la gyttja présente une très forte concentration en diatomées (diatomite?) de type *Ellerbeckia arenaria fo. teres* (A. Wolfe, comm. pers.).

Les profils Brom140 et Brom120 (Figures 3.12 et 3.13), situés respectivement à 140 m et 120 m de la limite externe du marécage, ont été prélevés à 20 mètres l'un de l'autre afin d'estimer la variabilité locale dans l'enregistrement des zones d'assemblage pollinique. L'échantillonnage du profil Brom120 (350 cm) a été effectué à l'aide d'une sonde russe de 50 cm et le profil Brom140 (400 cm) à l'aide d'une sonde russe de 1 m. Les deux profils présentent 175 cm de tourbe dont le contenu en matière inorganique est très faible (< 0.05 g/cm³). On retrouve de la gyttja riche en macrorestes de végétaux de 190 à 310 cm et 290 cm pour les profils Brom140 et Brom120 respectivement. La base des deux profils est composée d'argile silto-sableuse.

Le profil Brom60 (Figure 3.14), prélevé à l'aide d'une sonde russe de 50 cm est composé de 120 cm de tourbe, dont les 50 cm supérieurs sont constitués de tourbe

Figure 3.11 Description du profil Brom240

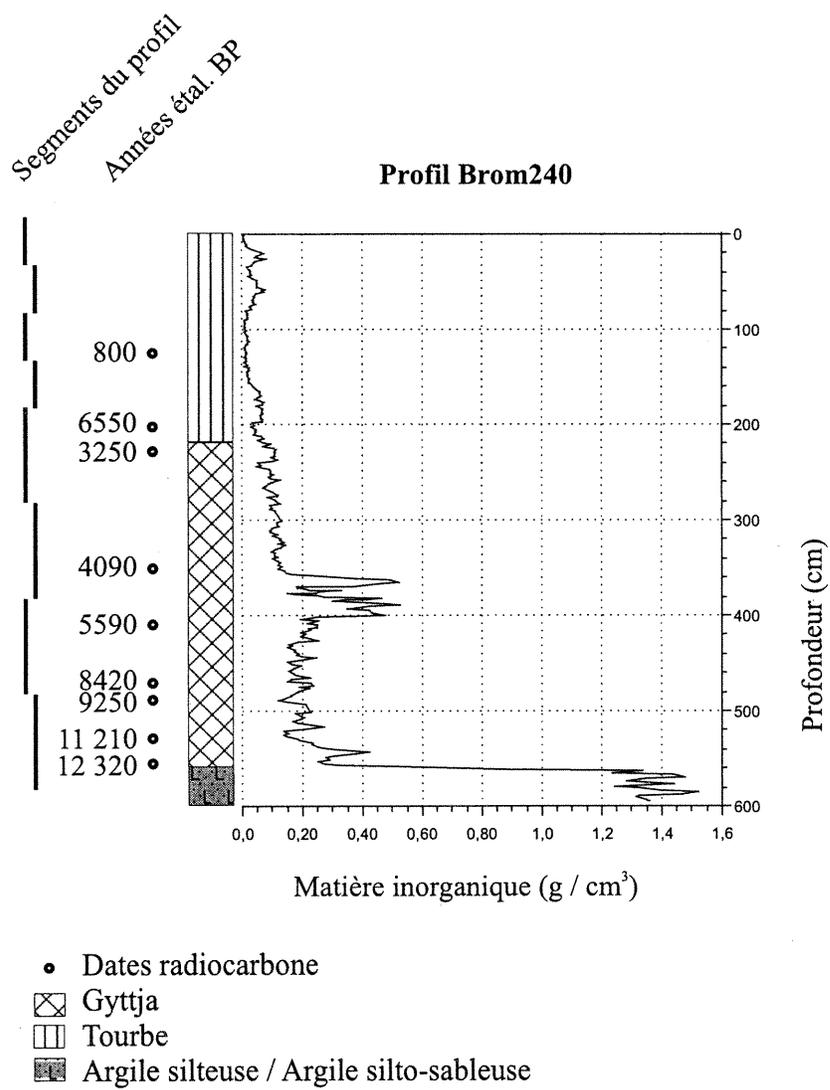


Figure 3.12 Description du profil Brom140

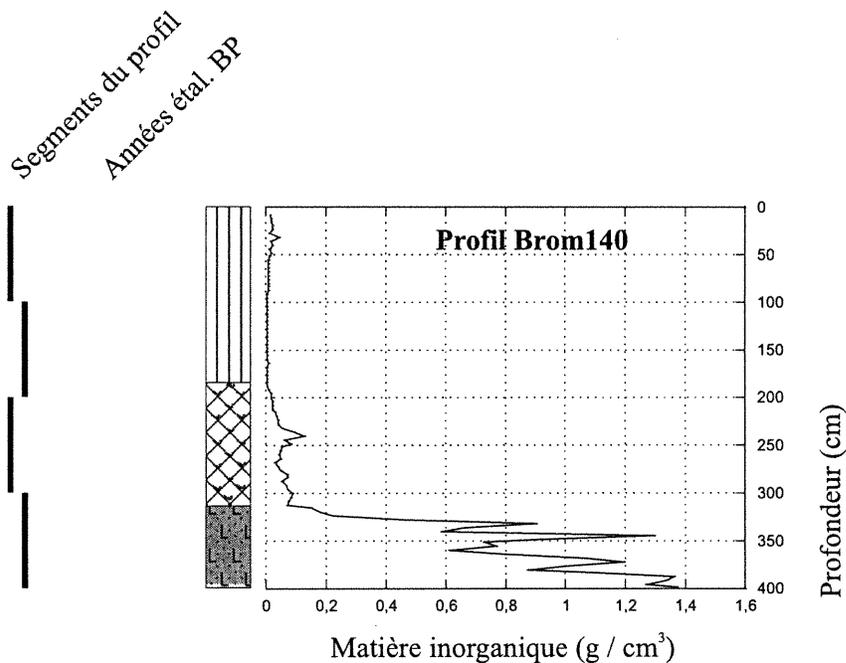


Figure 3.13 Description du profil Brom120

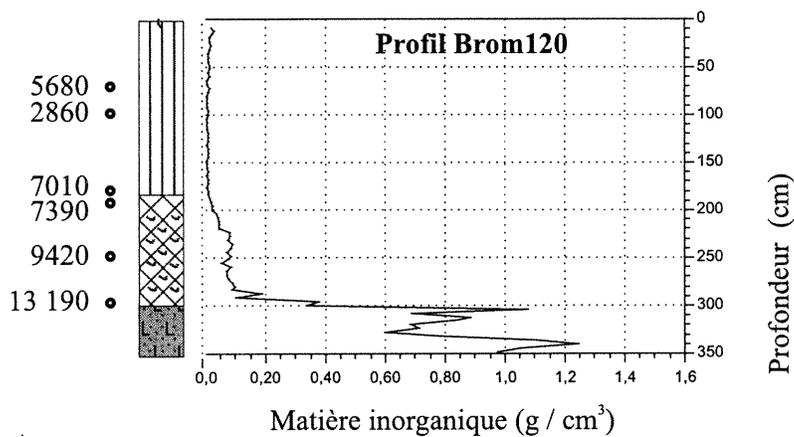
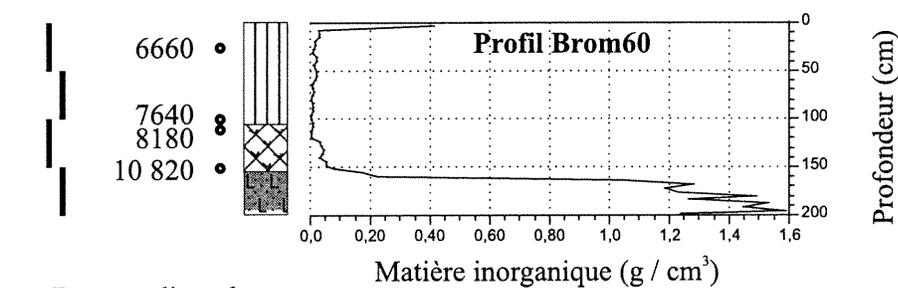


Figure 3.14 Description du profil Brom60



- Dates radiocarbone
- ▨ Tourbe
- ⊗ Gytija riche en débris végétaux
- ▨ Argile silteuse / Argile sito-sableuse

noire très décomposée. De 120 à 160 cm on trouve une gyttja riche en macrorestes de végétaux puis, de 160 à 200 cm, de l'argile silto-sableuse.

3.2 Contrôle chronologique

Trente-sept datations au radiocarbone effectuées sur cinq des six profils assurent, avec les corrélations polliniques, le contrôle chronologique (Figure 3.15 & Tableau 3.2). Toutes les dates ont été effectuées sur du matériel en vrac, 33 selon la méthode standard et trois d'entre elles par datation AMS. Les dates radiocarbones conventionnelles ont été calibrées à l'aide du programme Calib 4.0 (Stuiver & Reimer, 1993). Les dates étalonnées, notées étal. BP, sont utilisées dans la constitution des modèles d'âge. Tous les modèles d'âges sont construits par interpolation linéaire entre les dates retenues. Les intervalles de confiance à 2 sigma sont représentés sur les courbes.

Cinq de ces dates sont en désaccord avec les marqueurs chronologiques retenus soit l'âge de la déglaciation (14,5 ka étal BP), la période de présence confirmée de la Mer de Champlain et du Lac à Candona (14,5 à 13 ka étal. BP), la date de la chute de *Tsuga canadensis* (5580 étal. BP) et l'augmentation des taxons rudéraux associée au défrichement anthropique (175 étal. BP).

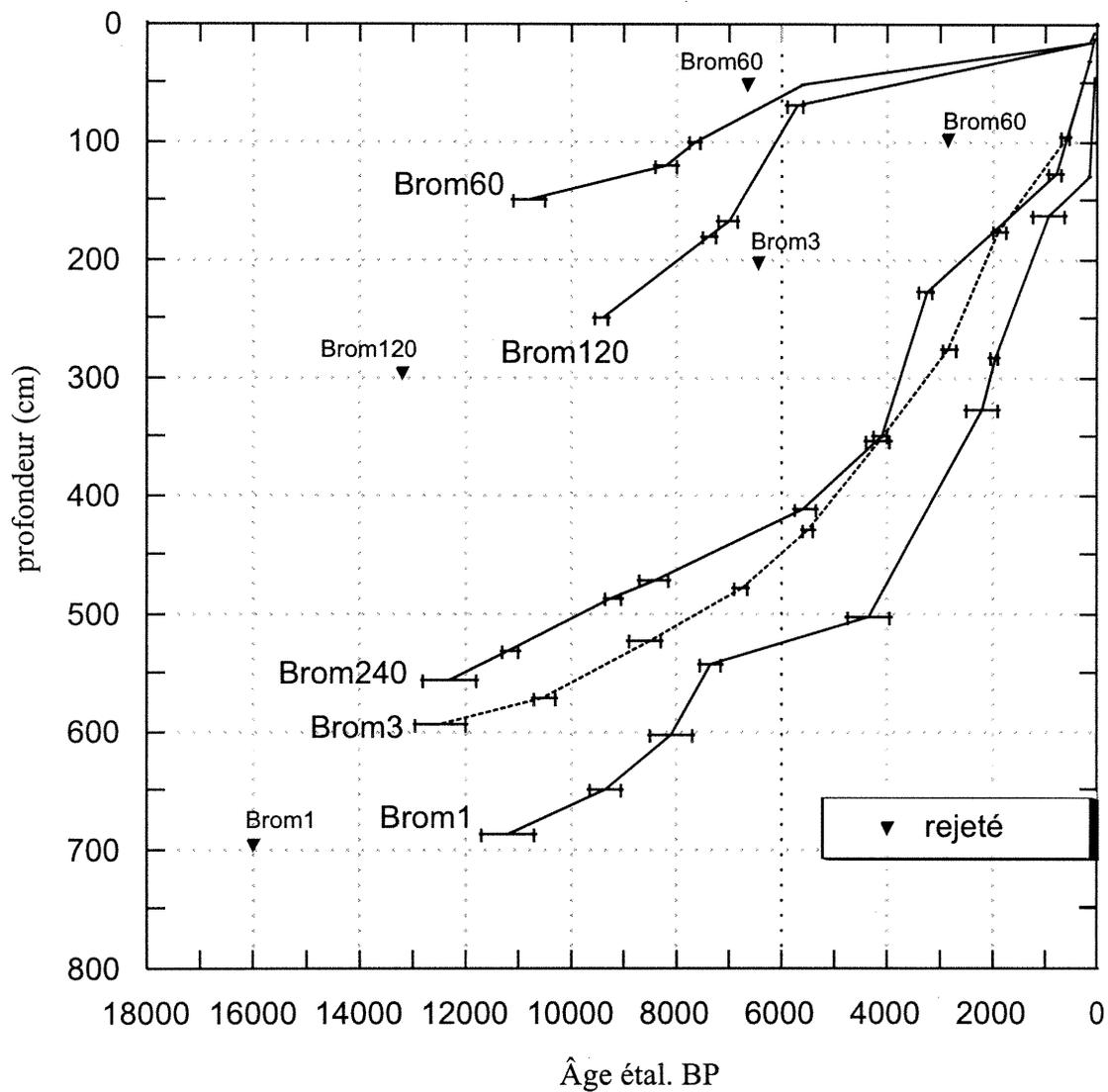
La date UQ-749 (15 780 étal. BP), à la base du profil Brom1 présente un âge antérieur à la déglaciation régionale; elle pourrait être vieillie par la présence de carbonates dans l'argile basale (Muller et Richard, 2001). La date Beta-164442 (13 183 étal. BP), effectuée sur de la gyttja silteuse (Brom120), présente elle aussi un âge anormalement vieux compte tenu du contexte régional et de son contenu pollinique : elle impliquerait un dépôt de matière organique durant l'occupation de la cuvette lacustre par les eaux de la Mer de Champlain; elle est donc rejetée, possiblement vieillie par la présence de carbonates dans les sédiments silteux.

Trois autres dates, toutes effectuées sur tourbe sont rejetées par des considérations palyno-stratigraphiques. La date Beta-164444 (6547 étal. BP), effectuée

immédiatement au dessus de l'interface tourbe-gyttja du profil Brom240 présente un âge anormalement vieux par rapport à sa position stratigraphique et son contenu pollinique : les trois datations effectuées à 20 cm, 1,5 m et plus de 2 m sous celle-ci présentent des âges plus jeunes. De plus, alors que la période de 6500 étal. BP est caractérisée dans les autres profils par des pourcentages élevés de pollen de *Tsuga*, le faible pourcentage de pollen de *Tsuga* retrouvé dans cet échantillon ainsi que la cohérence de l'assemblage des taxons locaux (*Ericaceae*, *Nemopanthus*, *Cyperaceae*) avec les niveaux adjacents réfute l'hypothèse du redépôt. Nous n'avons aucune hypothèse qui expliquerait le faible contenu en radiocarbone de cet échantillon. La date Beta-164445 (Brom60, 6660 étal. BP) a également été rejetée puisqu'elle est apparemment trop vieille : la chute de *Tsuga* survenant quelques centimètres sous celle-ci. Ce marqueur pollinique a été datée à 5527, 5585 et 5680 étal. BP dans les profils Brom3, Brom240 et Brom120 respectivement et régionalement un âge de 5580 étal. BP lui est accordé (Davis, 1981) ; il apparaît ainsi justifié de donner préséance à la chute de *Tsuga* par rapport à la date Beta-164445.

Enfin, à Brom60, la date Beta-164438 (2760 étal. BP) est elle aussi rejetée puisqu'elle est en contradiction avec la chute de *Tsuga* survenant 30 cm au dessus de celle-ci. Ici encore, aucune hypothèse ne permet de expliquer l'âge obtenu.

Figure 3.15 Relation âge/profondeur des profils datés



Sigle	profondeur (cm)	âge ^{14}C BP et écart-type	âge étal. BP	Intervalle 2 sigma	code laboratoire	matériel daté	^{13}C ‰
Brom1	160-165	1020 +95	930	1310-560	UQ-664	Gyttja	---
Brom1	280-285	2020+70	1970	2150-1820	Beta-10529	Gyttja	-30,8
Brom1	325-330	2210+120	2180	2490-1900	UQ-662	Gyttja	---
Brom1	500-504	3910+110	4360	4790-3990	Beta-10530	Gyttja	-28,3
Brom1	540-545	6440+140	7370	7580-7010	UQ-663	Gyttja	---
Brom1	600-605	7330+240	8120	8590-7670	UQ-660	Gyttja	---
Brom1	645-655	8320+180	9350	9630-8780	Beta-10531	Gyttja	-30,1
Brom1	685-690	9770+160	11190	11690-10640	Beta-8269	Gyttja	-32,9
Brom1	690-700	13300+450	15980	17130-14310	UQ-749	Gyttja	---
Brom3	92-98	630+60	622	680-530	Beta-164453	Gyttja	-30,3
Brom3	173-177	1960+60	1898	2030-1800	Beta-164452	Gyttja	-27,8
Brom3	274-278	2740+70	2832	2980-2750	Beta-164455	Gyttja	-28,8
Brom3	352-357	3780+60	4155	4380-3980	Beta-164450	Gyttja	-29
Brom3	426-430	4760+60	5527	5600-5440	Beta-164449	Gyttja	-28,5
Brom3	476-481	5960+70	6752	6960-6650	Beta-164456	Gyttja	-29,8
Brom3	520-524	7750+130	8520	8900-8340	Beta-164457	Gyttja	-29
Brom3	569-574	9270+90	10556	10690-10230	Beta-164451	Gyttja	-31,5
Brom3	592-597	10440+110	12486	12900-11890	Beta-164454	Gyttja	-32,2
Brom240	123-129	870+60	800	930-680	Beta-158446	Tourbe	-27,7
Brom240	201-206	5760+70	6547	6710-6400	Beta-164444	Tourbe	-28
Brom240	225-229	3040+40	3248	3350-3140	Beta-158447 (AMS)	Gyttja	-25,3
Brom240	350-354	3750+40	4090	4240-3980	Beta-158448 (AMS)	Gyttja	-26,3
Brom240	411-414	4810+100	5585	5730-5310	Beta-158449	Gyttja	-28,4
Brom240	470-475	7660+140	8418	8760-8180	Beta-158450	Gyttja	-30,3
Brom240	486-487	8220+50	9249	9310-9020	Beta-158451 (AMS)	Gyttja	-26,5
Brom240	530-534	9820+150	11209	11930-10740	Beta-158452	Gyttja	-29,9
Brom240	554-558	10240+210	12318	12900-11210	Beta-158453	Gyttja	-32,7
Brom120	69-71	4970+60	5680	5890-5600	Beta-164443	Tourbe	-27,9
Brom120	97-100	2760+70	2855	3000-2750	Beta-164438	Tourbe	-27,3
Brom120	167-170	6160+60	7011	7240-6880	Beta-164440	Tourbe	-28,6
Brom120	178-180	6450+80	7392	7480-7240	Beta-164339	Gyttja	-27,2
Brom120	248-252	8350+70	9415	9510-9140	Beta-164441	Gyttja	-23,9
Brom120	293-300	11310+180	13183	13560-12890	Beta-164442	Gyttja	-22,7
Brom60	50-53	5850+60	6660	6770-6500	Beta-164445	Tourbe	-28
Brom60	100-103	6790+70	7640	7740-7560	Beta-164446	Tourbe	-27,3
Brom60	119-122	7830+80	8179	8360-8010	Beta-164447	Gyttja	-26,1
Brom60	147-150	9530+120	10820	11190-10500	Beta-164448	Gyttja	-28,9

Tableau 3.2 Datations ^{14}C

4. Résultats

4.1 Zonation des diagrammes polliniques

Nous reprenons dans cette étude les zones d'assemblages polliniques (ZAP) décrites par Muller & Richard (2001). Celles-ci représentent les principaux changements dans la végétation des basses-terres de Montréal au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Les frontières entre les zones ont été établies visuellement à partir de critères fondés sur les changements de concentration pollinique et sur les maximums de représentation et les assemblages de certains taxons, principalement *Picea*, *Pinus-Quercus*, *Acer-Tsuga*, *Acer-Fagus*, *Ambrosia*. Les ZAP sont indiquées sur les diagrammes polliniques (Annexes 1 à 5).

Zone I : non arboréen

- Ia. Désert périglaciaire : très faible concentration pollinique, dominance des taxons arboréens de provenance lointaine, herbes et arbustes.
- Ib. Toundra herbacée : augmentation des concentrations polliniques (2x à 10x), Cyperaceae, Poaceae et taxons arctiques.
- Ic. Toundra arbustive : *Salix*, *Betula arbustif*, taxons arctiques. Concentrations polliniques en augmentation.

Zone II : afforestation

Éléments de la forêt boréale : *Picea*, *Populus* associé ou non avec *Cupressaceae*, *Alnus crispa*, *Pinus type banksiana*, *Abies balsamea* et *Betula arborescent*.

Zone III : forêt

- IIIa. Forêt mixte : *Abies balsamea*, *Pinus strobus*, *Betula arborescents*.
- IIIb. Forêt décidue : *Acer saccharum*, *Quercus*, *Abies*.
- IIIc. Forêt décidue : *Acer saccharum*, *Tsuga*.
- IIId. Forêt décidue : *Acer saccharum*, *Fagus*.
- IIIe. Période historique : *Ambrosia*, *Plantago*, *Poaceae*, diminution des influx arboréens.

L'analyse des diagrammes permet de préciser la succession postglaciaire décrite par Muller et Richard (2001) pour la région de Bromont. Une première observation s'impose : la zone 3b, caractérisée par l'assemblage *Acer*, *Quercus*, *Abies*, n'est pas spécifiquement observée à Bromont ; l'augmentation initiale d'*Acer* étant synchrone

avec une augmentation de *Tsuga* plutôt que de *Quercus*. Néanmoins, la présence de *Quercus*, antérieure à l'établissement de l'érablière, en association avec *Pinus strobus*, *Betula* et *Abies*, nous fait regrouper les zones 3a et 3b en une zone 3ab correspondant à une végétation de forêt mixte avec présence de *Quercus*.

Un autre trait distinctif des diagrammes polliniques en pourcentage du lac Bromont est que la phase d'afforestation (zone 2) y est non seulement très courte, mais qu'elle est caractérisée par une présence marquée d'*Abies*, en association avec *Larix* et *Populus*, plutôt que de *Picea*. Néanmoins, le diagramme d'influx de Brom3 montre bien la présence de *Picea* en association avec *Abies*. La présence de cet assemblage *Abies-Picea-Larix-Populus* avant l'établissement de *Pinus strobus* traduit vraisemblablement une phase d'afforestation par une végétation de type boréal en association avec des éléments de la forêt mixte, tel qu'indiqué par la forte présence de d'*Abies balsamea*. Dans les profils latéraux Brom120 et Brom140, la zone 2 n'est pas identifiée ; elle est toutefois retrouvée en Brom60.

La zonation a également fait ressortir des différences entre les profils au sein d'une même ZAP, différences principalement caractérisées par la sur-représentation de *Pinus strobus* par rapport à *Tsuga* et *Fagus* dans les profils latéraux. Afin de pouvoir illustrer les similarités et les différences dans la représentation pollinique de chacune des zones dans les différents profils, nous avons effectué une analyse en composantes principales. L'ordination des spectres par l'analyse en composantes principales permet ainsi d'illustrer en deux dimensions les différences entre les ZAP. Les spectres de quatre autres diagrammes polliniques ont par la suite été projetés en deux dimensions à partir des axes calculés sur les spectres polliniques de Brom3.

La projection des spectres polliniques sur le premier axe explique 69% de la variance observée alors que les deux premiers axes permettent d'en expliquer 82%. L'interprétation de ces projections se fait à partir de celle des vecteurs associés à chacun des taxons utilisés (Figure 3.16a). Celle-ci fait ressortir les principales associations entre les espèces : soit un premier groupe constitué de *Pinus* type

banksiana, *Alnus crispa*, *Picea* et des taxons herbacés qui présentent des valeurs fortement positives sur l'abscisse et légèrement négatives à l'ordonnée, un second groupe constitué de *Larix laricina*, *Abies balsamea* et de *Populus* qui présente des valeurs légèrement positives à l'ordonnée. *Pinus strobus* et *Quercus*, avec des valeurs très positives sur ce même axe forment un troisième groupe. À l'opposé de ces 3 premiers groupes se trouvent les taxons thermophiles avec des valeurs négatives sur l'abscisse et positives à l'ordonnée pour *Ulmus* et *Fraxinus*, puis négatives pour *Betula*, *Alnus incana*, *Acer*, *Fagus* et *Tsuga*.

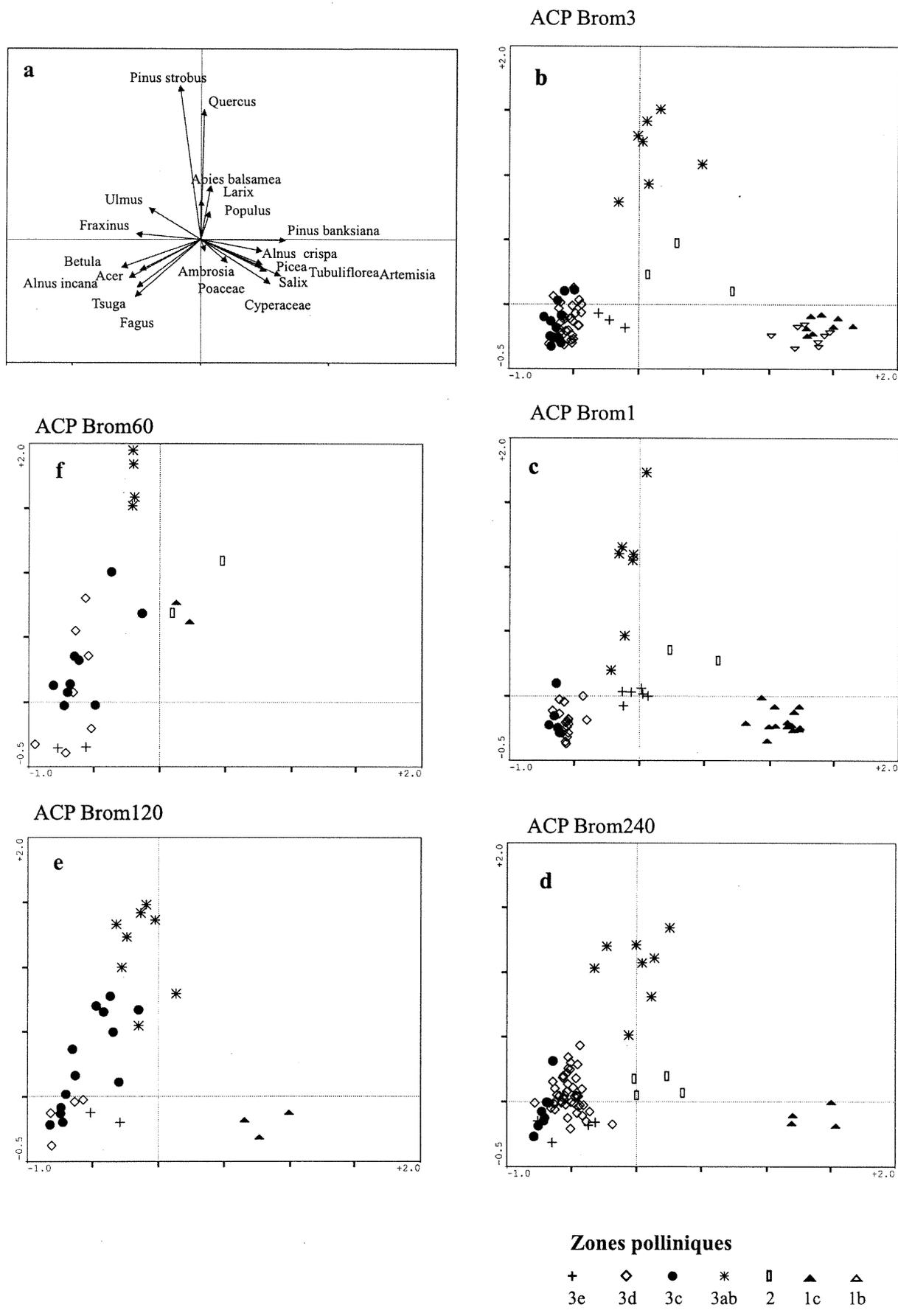
La représentation en deux dimensions des spectres du profil Brom3 (Figure 3.16b) montre une trajectoire temporelle très nette ; les principales zones polliniques sont bien différenciées formant des groupes plus ou moins homogènes.

Les spectres des différentes ZAP des profils Brom1 (Figure 3.16c) et Brom240 (Figure 3.16d) occupent sensiblement les mêmes espaces que ceux occupés par les spectres du profil Brom3, la représentation relative (pourcentage) des différents taxons dans chaque zone y étant semblable à peu d'exceptions près. On remarque toutefois que le signal anthropique de la zone 3e est beaucoup moins bien différencié de la zone précédente en Brom240 qu'en Brom3 et en Brom1, ceci étant dû aux faibles pourcentages de taxons rudéraux présents dans les profils du marécage.

La zone 3c (*Acer-Tsuga*) présente une plus grande dispersion en Brom120 (Figure 3.16e) et Brom60 (Figure 3.16f) qu'en Brom1, Brom240 et Brom3 étant donné la persistance de la représentation de *Pinus strobus* après la zone 3a dans les profils du marécage. En Brom60, les zones 1 et 2 présentent également des pourcentages de *Pinus strobus* supérieurs à ceux observés dans les mêmes zones de profils latéraux.

Ainsi, l'analyse en composante principale permet : 1. d'illustrer les différences entre les zones d'assemblages polliniques établies à partir des diagrammes polliniques complets, 2. d'établir le degré d'homogénéité de ces zones entre les profils et 3. de

Figure 3.16 Représentation graphique de l'analyse en composantes principales



faire ressortir deux groupes de carottes présentant des distributions de spectres relativement homogènes, soit les profils Brom3, Brom1 et Brom240 d'une part et Brom120 et Brom60 d'autre part. Les ressemblances entre les profils du second groupe semblent principalement dues à la sur-représentation relative de *Pinus strobus* par rapport à *Fagus* et *Tsuga* (annexes 1 à 5).

4.2 Chronologie des ZAP

Les âges attribués aux frontières entre les zones sont établis par interpolation linéaire entre deux niveaux datés au radiocarbone ou par l'âge obtenu par datation lorsque celle-ci a été effectuée sur la frontière pollinique même. Aucun âge n'a ainsi été attribué aux frontières situées sous la dernière date utilisée dans le modèle d'âge. Les chronologies ont été établies indépendamment pour chacun des profils (Figure 3.17).

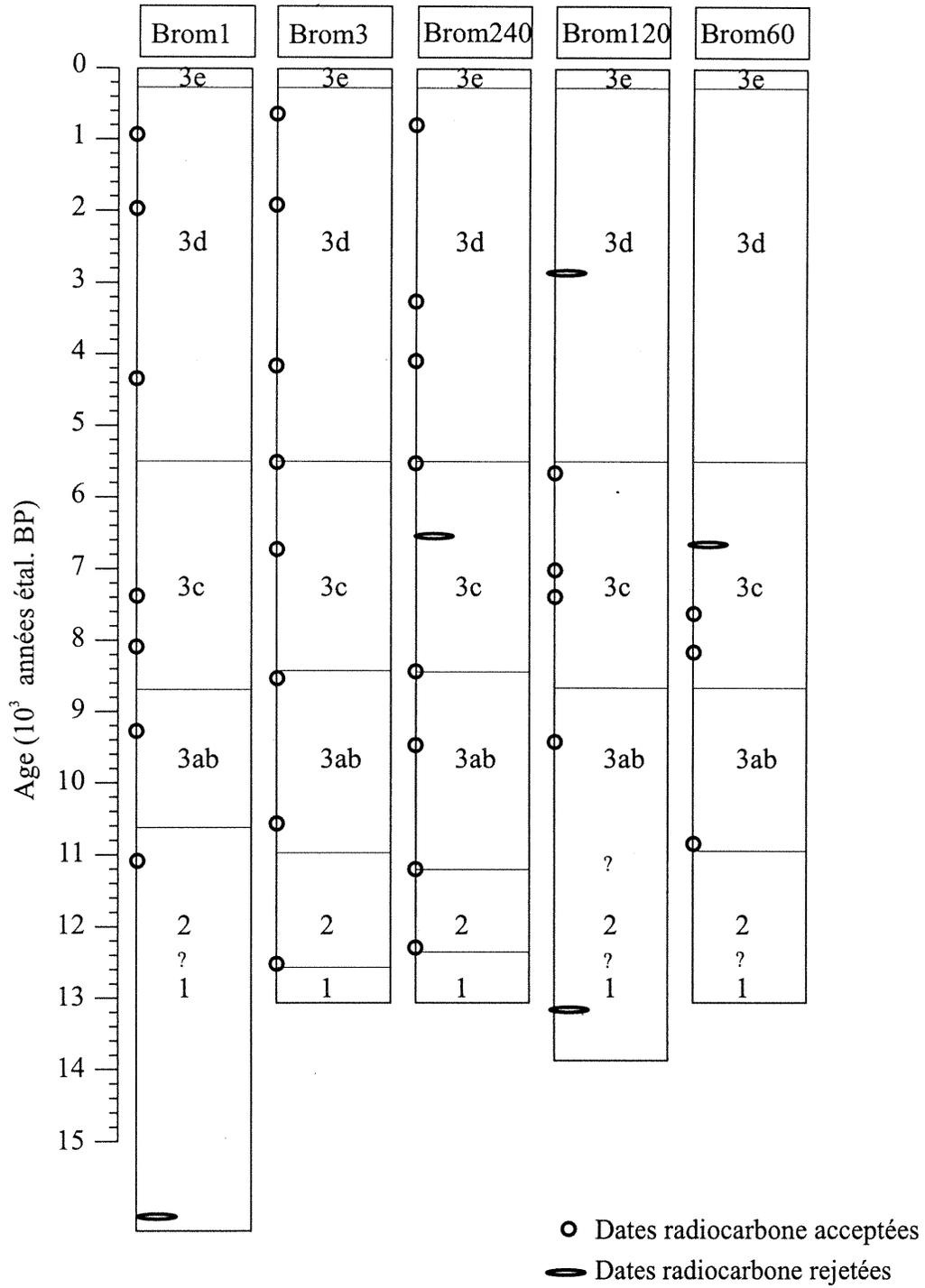
Zone 2

Quatre dates ^{14}C ont été obtenues à la frontière entre les zones 1 et 2. Deux d'entre elles ont été rejetées (voir section 3.2) puisqu'elles présentent des âges antérieurs au retrait de la mer de Champlain (13 182 et 15 980 années étal. BP). Les deux autres dates, ~12 500 et ~12 300 années étal. BP obtenues pour les profils Brom3 et Brom240 respectivement sont retenues. Nous proposons donc un âge de $12\,400 \pm 100$ étal. BP pour la frontière entre les zones 1 et 2. La zone 2 correspond dans l'ensemble des profils au début de l'accumulation organique ; nous considérons donc cette frontière comme celle qui délimite l'âge minimal de l'isolement du bassin lacustre du lac Bromont suite au retrait de la Mer de Champlain.

Zone 3ab

En Brom60, une date effectuée sur de la gyttja au tout début de la zone 3ab donne un âge de ~10 800 étal. BP ; cette transition est datée à ~11 000 en Brom3 et à ~11 200 années étal. BP en Brom240. Un âge interpolé de ~10 600 est obtenu en Brom1 pour la fin de la zone précédente, cet âge étant apparemment trop jeune par rapport aux autres profils, un âge approximatif de ~11 000 étal. BP est donc attribué à cette transition.

Figure 3.17 Chronologie des zones d'assemblage pollinique



Zone 3c

Une date effectuée sur la frontière entre la zone 3a et la zone 3c du profil Brom3 donne un âge de ~8400, une autre date (Brom3) effectuée immédiatement sous cette frontière donne un âge de ~8500. Les âges obtenus par interpolation sur les deux autres profils étant en accord avec ces dates, nous retenons l'âge de ~8400 obtenu sur le profil Brom240.

Zone 3d

Un âge de 5580 années étal. BP a été attribué à la transition entre les zones 3c et 3d étant donné qu'elle est caractérisée par la chute de la représentation pollinique relative de *Tsuga canadensis*, événement bien daté régionalement. Confirmant l'âge de cette frontière, des âges de 5527, 5585, 5680 ont été obtenus pour la chute de *Tsuga* sur les profils Brom3, Brom240 et Brom120 respectivement.

Zone 3e

Un âge de 125 années étal. BP a été attribué à cette dernière frontière caractérisée par une augmentation subite des taxons rudéraux causée par le début du défrichement anthropique régional.

4.3 Histoire régionale de la végétation

Les zones d'assemblages pollinique traduisent les changements régionaux de la végétation et doivent, par définition, être synchrones au sein des sédiments d'un même lac. Dans les profils analysés au lac Bromont, l'analyse visuelle des diagrammes polliniques et des diagrammes issus de l'analyse en composantes principales a permis d'identifier un patron clair de l'évolution des communautés végétales dans le bassin versant ; le synchronisme de ces changements est maintenant confirmé par la datation au ^{14}C et nous permet de développer une esquisse de l'histoire régionale de la végétation.

Zone 1, période non arboréenne- Toundra (~13 000 ? à ~12 400 étal. BP)

L'existence d'une succession désert périglaciaire - toundra herbacée - toundra arbustive au lac Bromont demeure sujette à discussion. À la base du profil Brom1, les très faibles concentrations polliniques ainsi que la dominance des taxons arboréens semblent témoigner d'un environnement de désert périglaciaire (1b) ; cependant l'origine marine probable de ces dépôts argileux pourrait expliquer les faibles concentrations polliniques et le contenu pollinique de ces sédiments pourrait traduire la présence d'un environnement de toundra herbacée. Selon cette hypothèse, les sédiments minéraux sus-jacents (1c) seraient issus d'un redépôt suite au retrait de la Mer de Champlain, dans un environnement de toundra arbustive en milieu protégé et toundra herbacée en milieu plus exposé. Seul le profil Brom3 montre ces stades de toundra que nous avons nommés 1b et 1c. Les autres profils, dont on peut estimer l'âge des sédiments inorganiques à ~13 000 années étal. BP approximativement, cet âge correspondant à l'extension maximale de la Mer de Champlain, ne présentent qu'un stade initial (1c) de toundra arbustive sur les quelques dizaines de centimètres de sédiments minéraux prélevés. Les taxons arctiques rencontrés dans cette zone sont : *Saxifraga type oppositifolia* et *Salix herbacea*. Les taxons herbacés sont principalement *Cyperaceae*, les *Poaceae*, *Artemisia*, *Ambrosia*, *Tubulifloreae* et les *Ligulifloreae* et le principal taxon arbustif est *Alnus type crispa*. On retrouve également *Shepherdia canadensis*. Cette zone est caractérisée par de très faibles concentrations polliniques ainsi que des taux de matière organique faibles à moyens.

Zone 2, afforestation – (12 400 à ~11 000 étal. BP)

L'établissement d'une forêt de type boréal associée à des éléments de la forêt mixte dans le bassin versant est caractérisé par une augmentation des concentrations polliniques et un maximum des influx d'*Abies balsamea* et de *Picea*, en association avec *Populus*, *Larix laricina* et *Alnus crispa*. Cette zone connaît également une transition entre *Pinus banksiana* et *Pinus strobus*, une chute des taxons herbacés ainsi qu'une première augmentation de *Quercus*. La date de 12 400 semble être en accord avec celles obtenues régionalement soit ~12 800 étal. BP au Mont Saint-Hilaire, ~12 500 au Mont Shefford et au Lac-aux-Atocas, et ~12 000 au Mont Yamaska

(Muller et Richard, 2001). Une période d'afforestation d'une durée de 1 400 ans implique l'existence de conditions limitant l'établissement d'un couvert forestier fermé plus 3 000 ans après la déglaciation régionale. La persistance de conditions climatiques rigoureuses longtemps après le retrait de la Mer de Champlain des collines de Bromont, conditions climatiques qui pourraient être associées au Dryas récent (12 750 à 11 500 étal. BP), semble expliquer la durée de cette zone. Cette zone est absente des diagrammes Brom120 et Brom140.

Zone 3ab, forêt mixte (~ 11 000 à 8500 étal. BP)

La forêt mixte est définie par l'établissement de formations dominées par *Abies balsamea* en association avec *Betula* (Richard, 1993). Cette végétation est aussi caractérisée dans la plupart des sites du sud du Québec par une augmentation de la représentation de *Pinus strobus* (Muller et Richard, 2001). C'est ce patron caractéristique qu'on observe en Brom3, bien que les pourcentages d'*Abies* n'y atteignent pas les valeurs observées dans la zone précédente. À Bromont, la forêt mixte est également caractérisée par la transition entre *Alnus* type *crispa* et *Alnus* type *incana*, des maximums de *Quercus* et de *Taxus canadensis* ainsi que les premières augmentations dans la représentation d'*Ulmus*, de *Fraxinus* et d'*Acer saccharum*. L'âge de ~11 000 donné à la transition entre cette zone et la zone précédente est en accord avec les dates attribuées à la même zone dans les sites avoisinants, soit ~ 11 000 à Yamaska et au Lac-aux-Atocas et ~11 300 à Shefford (Muller et Richard, 2001).

Zone 3c, Acer-Tsuga (~8500 à 5580 étal. BP)

Le développement d'*Acer saccharum* dans le bassin versant, confirmé par des pourcentages polliniques atteignant 5 dans les profils Brom3 et Brom1 est marqué par une augmentation synchrone des pourcentages *Tsuga canadensis* ainsi que par les premiers enregistrements de *Fagus*. C'est dans cette zone que les taxons thermophiles *Tilia*, *Carya*, *Carpinus* et *Juglans* atteignent leur valeur maximale. Il est à noter que *Platanus occidentalis* est représenté par une courbe continue bien que cette espèce soit absente de la flore indigène du Québec ; sa présence pourrait correspondre à la

période de son extension maximale dans le nord-est des États-Unis où même à sa présence locale dans les collines de Bromont. Parmi les sites analysés dans la région, le bassin versant du lac Bromont semble être le premier site à connaître l'établissement de la forêt décidue, celle-ci ne faisant son apparition que vers 6500 étal. BP à Shefford et Yamaska et vers 7500 étal. BP au Mont Saint-Hilaire (Richard, données non publiées).

Zone 3d, Acer – Fagus (5580 à 150 étal. BP)

Le déclin brusque des populations de *Tsuga canadensis*, attribué à une épidémie d'insectes ravageurs (Bhiry et Filion, 1996), a profondément modifié la composition forestière en favorisant l'expansion des populations de *Fagus*, d'*Acer* et de *Betula* (Davis, 1981 ; Fuller, 1998). Cette zone, d'une durée de plus de 5000 ans, est caractérisée par une grande stabilité des communautés végétales. Ce n'est que vers 3500 étal BP que les pourcentages de *Tsuga* atteignent des pourcentages équivalents à ceux de *Fagus*, ne retrouvant toutefois jamais les maximums de la zone 3c.

Période historique (150 à +50 étal. BP)

La chute des taxons arborescents associée à l'augmentation des taxons rudéraux (*Ambrosia*, *Artemisia*, *Cerealia*, etc.) marque une des transformations les plus importantes dans le bassin versant depuis la période d'afforestation. Elle est caractérisée par le déboisement et une augmentation du transport de matière inorganique par les affluents.

Cette première interprétation de l'histoire postglaciaire de la végétation des collines de Bromont permet de confirmer la synchronisme régional de l'établissement des premières communautés végétales soit une période d'afforestation qui succède à la toundra initiale vers 12 400 étal. BP, suivie du développement d'une forêt de type boréal vers 11 000 étal. BP. La datation indépendante des cinq carottes au lac Bromont permet également de confirmer l'âge précoce de l'établissement de l'érablière à *Tsuga* au sein des collines. En effet, l'âge retenu de 8400 étal. BP

implique que la forêt décidue s'y est développée près de 2000 ans avant son arrivée à Shefford et Yamaska où elle est datée vers 6500 étal. BP.

D'autre part, les six carottes analysées n'ont pas permis d'identifier la communauté *Acer-Quercus* décrite précédemment dans la région (Muller et Richard, 2001). Synchrones avec le maximum pollinique de *Pinus strobus*, le maximum de *Quercus* n'est pas associé avec des pourcentages d'*Acer* suffisamment élevés pour témoigner de la présence de cette espèce dans le bassin versant. Il semble donc que non seulement la transition forêt mixte - forêt décidue se soit faite plus tôt à Bromont qu'à Shefford et à Yamaska, mais que de plus, elle se soit faite directement par une association *Acer-Tsuga* plutôt que par une association *Acer-Quercus*. Notons toutefois que la présence de *Quercus* au sein des assemblages caractéristiques de la forêt mixte est observé à Bromont.

4.4 Évolution postglaciaire du marais riverain – chronologie de l'entourbement

Les zones d'assemblages pollinique et leur chronologie étant établies, la détection des unités sédimentaires synchrones nous permet d'établir une chronologie de l'entourbement du marais (Figure 3.18). La résolution temporelle de cette reconstitution est liée 1. à la durée des zones polliniques ; l'absence d'une zone pollinique complète est facilement identifiable alors que l'absence d'une partie de celle-ci l'est difficilement, 2. au nombre de datations ^{14}C qui nous permettent d'identifier des changements dans les taux d'accumulation sédimentaire (TAS), changements qui pourraient traduire des arrêts ou baisses du TAS ou encore être associés à des hiatus sédimentaires.

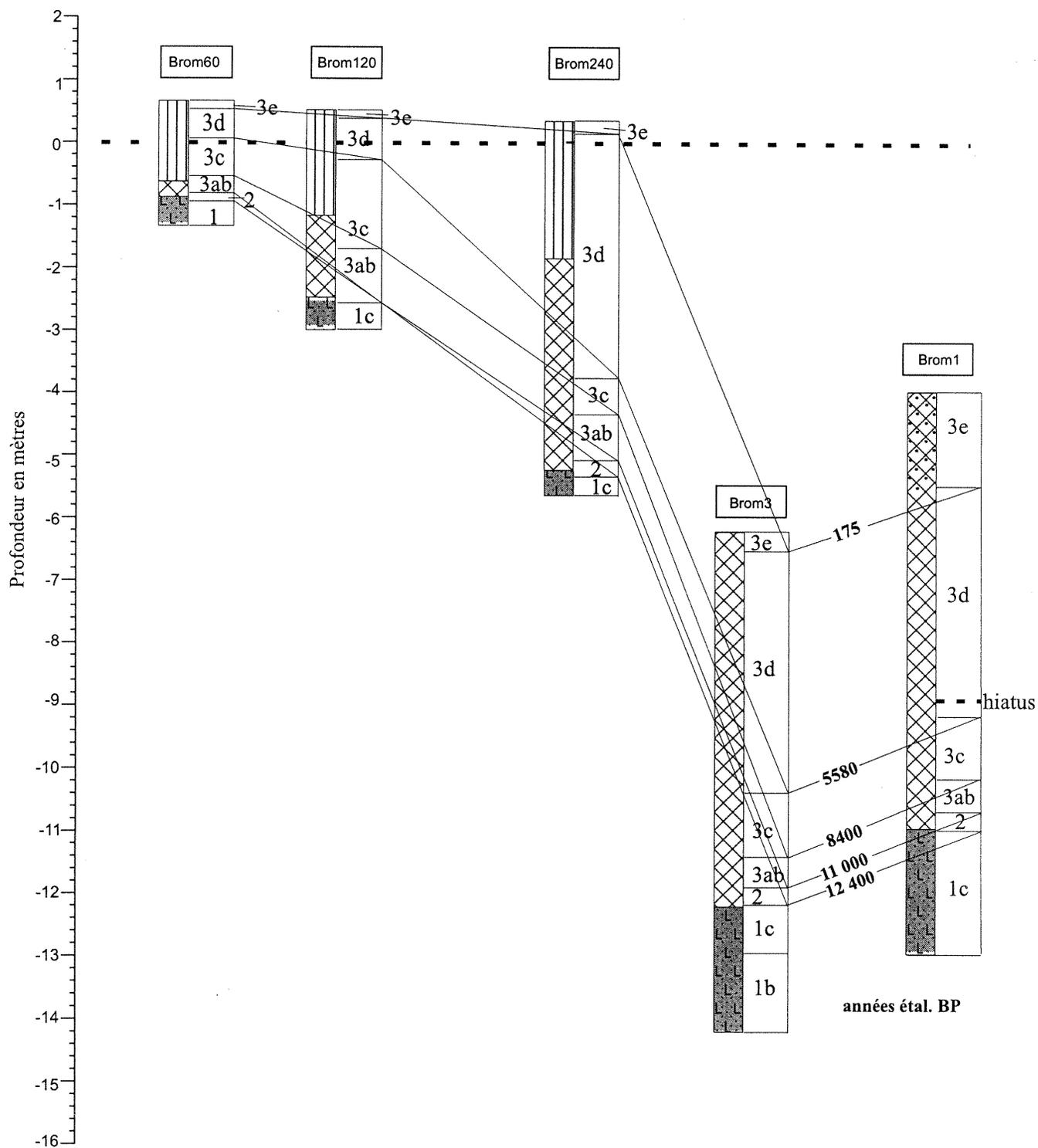
De ~12 400 à ~8000 étal. BP

À travers un paysage changeant, de l'afforestation jusqu'au début de la forêt décidue, l'actuel marais est un milieu lacustre de faible profondeur. En Brom60, il s'accumule de la boue dans laquelle se déposent des pollens de *Nuphar*, de *Nymphaea* puis de *Typha* et de Cyperaceae. L'analyse macroreste des sédiments montre une très grande concentration de fragments de feuilles d'herbacées aquatiques ainsi qu'une présence continue de *Najas flexilis*. Parmi les autres taxons aquatiques identifiés en analyse macroreste, on retrouve *Potamogeton* type *pusilus*, *Potamogeton* sp. ainsi que *Nymphaea odorata*. À la même époque, les profils Brom120, Brom140 et Brom 240 accumulent une gyttja plus fine qui s'enrichit progressivement en macrorestes et en pollen de végétaux aquatiques (annexes 1 à 10).

De ~8000 à ~7000 étal. BP

Vers 8000, apparaît à Brom60 une transition progressive sur une quinzaine de centimètres entre de la gyttja, un matériel de type telmatique de faible profondeur d'eau puis de la tourbe. Palynologiquement, cette transition est marquée par un maximum de spores de *Sphagnum* et de spores de Ptérydophytes puis de pollen d'Ericaceae et d'*Alnus* type *incana*. Les dénombrements de macrorestes indiquent également l'abondance de *Sphagnum* et de racines de Ptéridophytes lors de cette

Figure 3.18 Corrélations palynostratigraphiques



transition ainsi que la présence de différents taxons riverains dont *Eleocharis palustris*, *Dulichium arundinaceum* et *Cladium marsicoïdes*. Entre 8000 et 7000 étal. BP, à Brom120 et Brom140 des courbes polliniques continues de *Nuphar*, *Nymphaea*, et *Brasenia schreberi* ainsi que de Cyperaceae témoignent de l'établissement de communautés de plantes aquatiques et riveraines à proximité. En Brom120, les analyses de macrorestes montrent la même succession végétale que celle enregistrée près de 1000 ans plus tôt en Brom60 soit une présence continue de graines de *Najas flexilis* jusqu'à l'entourbement final, une forte concentration de fragments de feuilles d'herbacées aquatiques et la présence de graines et de fragments de graines *Nuphar*, *Nymphaea odorata*, *Brasenia schreberi*, *Dulichium arundinaceum* puis d'*Eleocharis sp.*

De ~7000 à ~ 3000 étal. BP

En 7000, les analyses polliniques et du contenu en macrorestes indiquent que les profils Brom60 et Brom120 présentent à leur surface des communautés denses d'*Ericaceae*. Vers 5500, sur les deux sites, le signal paléobotanique indique un remplacement de la communauté d'*Ericaceae* par un assemblage de *Nemopanthus*, *Alnus incana* et Pteridophytes. Dès ~5400 la présence continue de *Cenococcum graniforme* à Brom60 indique le développement d'un substrat plus terricole : cet assèchement relatif du substrat aurait lieu vers 3200 étal. BP en Brom120.

Vers 7000, des courbes continues de pollen de plantes aquatiques apparaissent en Brom240 et en 5500 on note une forte augmentation de la représentation pollinique des Cyperaceae. La diversité floristique retrouvée dans les macrorestes est cependant beaucoup plus faible que celle observée dans les profils latéraux Brom60 et Brom120, avant 7000 étal. BP; le contenu macroreste est principalement composé de fragments de feuilles de *Potamogeton robbinsii* associées à gemmules d'éponge de type Porifera et des statoblastes de *Cristatella mucedo*. Cet assemblage est présent de façon continue jusqu'à la transition tourbe gyttja vers 3000 étal. BP à Brom240.

De ~ 3000 étal. BP à l'actuel

C'est vers 3000 étal. BP que l'entourbement du profil Brom240 a lieu. Palynologiquement celui-ci est marqué par l'augmentation de la représentation relative d'*Alnus incana*, par la présence des Ericacées puis par l'apparition de pollen de *Nemopanthus* puis de *Viburnum*. Les macrorestes indiquent une présence continue de *Sphagnum* et la présence de fragments de feuilles de *Larix* et de Ptérydophytes.

4.5 Discussion de la validité des indicateurs de changements de niveaux lacustres

La méthode de détection des changements de niveau lacustre développée par Digerfeldt (1986) est basée sur la confrontation de trois indicateurs indépendants : 1) les changements dans la nature et la répartition de la végétation aquatique et riveraine, 2) l'identification du déplacement de la limite sédimentaire et 3) la détection des hiatus sédimentaires. Nous avons étudié ces trois indicateurs par l'analyse pollinique et macroreste, l'analyse du contenu en matière inorganique et une chronologie basée sur 37 datations ^{14}C et des corrélations palynostatigraphiques (Figure 3.18).

L'analyse pollinique et macroreste du transect de carottes latérales a permis de décrire l'évolution du marais riverain du lac Bromont, évolution qui s'est faite sous la forme d'une hydrosère classique où se sont succédés des algues et des plantes aquatiques submergées (*Pediastrum*, *Potamogeton robinsii*), des taxons à feuilles flottantes (*Nuphar*, *Brasenia schreberi*, *Nymphaea*, *Najas flexilis*, etc), puis des espèces littorales (*Typha latifolia*, *Dulichium arundinaceum*, *Eleocharis*, etc.). Les analyses polliniques et du contenu en macrorestes de végétaux sont apparues être des outils complémentaires dans cette reconstitution : les profils latéraux Brom60, Brom120 et Brom140, présentent une très grande diversité pollinique de taxons locaux, principalement d'aquatiques à feuilles flottantes (*Nuphar*, *Nymphaea*, *Potamogeton/Triglochin*, *Brasenia*) dont la présence locale est confirmée par l'analyse des macrorestes. La richesse de l'enregistrement pollinique local des profils latéraux semble être due à leur position protégée dans une baie.

Les successions locales observées n'ont montré aucune inversion qui pourrait correspondre à une augmentation de la profondeur d'eau (i.e. Hannon & Gaillard, 1997). L'effet du remplissage sédimentaire de la baie apparaît donc être le principal facteur ayant mené au remplacement progressif des communautés végétales aquatiques par des communautés riveraines et à l'avancement du marais dans la baie.

La limite sédimentaire, définie par la zone minimale d'accumulation des sédiments lacustres fins, est observable théoriquement par l'augmentation du contenu en matière inorganique des sédiments (Dearing & Foster, 1986 ; Dearing 1997). À l'actuel, il existe dans le marais du lac Bromont une ceinture dense de végétation limitant l'érosion des rives. Ainsi aucune augmentation en matière inorganique n'est observée en eau peu profonde. Au contraire, l'analyse des profils latéraux laisse entrevoir une relation inverse où le contenu en matière minérale décroît en fonction de la profondeur d'eau. Pour les profils prélevés respectivement sous 4 et 5,75 mètres d'eau, Brom1 et Brom3, le contenu en matière minérale des profils semble avoir été contrôlé par les apports clastiques des affluents.

En effet, le contenu en matière inorganique des profils Brom1 et Brom3, bien que relativement stable durant tout l'Holocène, présente des valeurs contrastées : le contenu en matière minérale est plus de deux fois supérieur en Brom1 qu'en Brom3 (Figures 3.9 et 3.10). Cette importante différence s'explique par la position du profil Brom1, situé face au principal affluent du lac, le ruisseau Wright, dont la charge sédimentaire a mené au développement d'un delta.

Les profils latéraux Brom60, Brom120 et Brom140 montrent une faible accumulation de matière inorganique dans la gyttja et une absence de matière inorganique, autre que celle issue de la combustion de la matière organique, dans les sédiments tourbeux. Le profil Brom240, qui présente deux anomalies entre 400 et 360 cm, montre également une diminution du contenu en matière inorganique associée à la diminution de la profondeur d'eau, les eaux moins profondes étant moins turbides, donc moins chargées de particules en suspension. Les deux pics de matière minérale

observés entre 5600 et 4100 éal BP en Brom240 (Figure 3.11) ne sont pas observés dans les autres profils latéraux ni en Brom3, réfutant l'hypothèse d'une période de plus fort transport sédimentaire par les affluents. La faible résolution temporelle des PAF effectuées en Brom1 ne permet toutefois pas d'établir si l'absence de ce signal est réelle. D'autre part, aucun changement dans le contenu macroreste ou pollinique n'est associé à la présence de matière inorganique ; nous ne pouvons donc évoquer l'hypothèse du déplacement de la limite sédimentaire pour expliquer ce changement sédimentologique ; la cause en demeure donc inconnue.

Le troisième indicateur est basé sur l'identification des hiatus et des changements des taux d'accumulation sédimentaire. Au point le plus profond du lac, Brom3, la courbe âge/profondeur montre une accumulation sédimentaire uniformément croissante ; aucune période de redépôt sédimentaire n'a été identifiée. Le profil Brom1 montre quant à lui une importante discontinuité (hiatus ?) à l'Holocène moyen ainsi qu'une augmentation du taux d'accumulation sédimentaire durant la période historique. Situé à une profondeur de 500-530 cm, soit près de 9 m sous la surface du lac, ce hiatus pourrait signifier un déplacement de la limite sédimentaire causé par une baisse majeure du niveau lacustre (> 8 m) ; néanmoins une telle baisse aurait exondé le profil latéral Brom240, qui, durant cette période, montre une accumulation continue de gyttja. L'hypothèse du changement de niveau d'eau est donc rejetée mais la cause de la baisse ou de l'arrêt de sédimentation demeure inexpliquée. L'augmentation récente du taux d'accumulation sédimentaire s'explique par l'augmentation du transport sédimentaire par le ruisseau Wright, suite au défrichement.

Dans les profils latéraux, d'importants changements dans les taux d'accumulation sédimentaire sont observés. Les profils Brom60 et Brom120 montrent des tendances semblables : une accumulation rapide dans la gyttja et dans les premières phases d'entourbement puis une diminution drastique des taux d'accumulation dans les 50-70 cm supérieurs du profil. La partie sommitale de ces deux profils, où chaque centimètre représente plus de 100 ans d'accumulation sédimentaire, semble être due à

une baisse de la productivité primaire du système associée avec le développement d'une végétation arbustive et arborescente ou à une augmentation de la décomposition associée à une oxydation du milieu tel qu'indiqué par l'augmentation des grains de pollen de bouleaux corrodés observés. Enfin l'absence apparente de la zone 2 à Brom140 et Brom120 semble être associée à un hiatus sédimentaire où à un manque de résolution des analyses polliniques. L'hypothèse d'un hiatus causé par un changement de niveau d'eau doit être rejetée puisque la zone est observée en Brom60.

En Brom240, jusqu'en 4000 étal. BP le TAS est caractérisé par une grande stabilité. En 4000 étal. BP, une importante augmentation du taux d'accumulation sédimentaire correspond à la zone d'accumulation de macrorestes de *Potamogeton robinsi*, ce développement d'une végétation aquatique dense semble être la cause de l'augmentation de productivité du système et de l'accélération du TAS qui en découle. L'entourbement du milieu, vers 3000 BP correspond à une baisse relative du TAS. Contrairement aux profils Brom120 et Brom60, Brom240 n'a pas connu de période d'exondation et d'oxydation (voir la courbe des grains de *Betula* corrodés, annexe 3).

5. Conclusion

L'incertitude associée à l'identification des fluctuations du niveau d'un lac à partir des changements dans le contenu pollinique, en macrorestes végétaux et dans le contenu en matière minérale de profils sédimentaires lacustres est bien documentée (Dearing & Foster, 1986 ; Dearing, 1997 ; Digerfeldt, 1986 ; Hannon et Gaillard, 1997). Il est ainsi établi qu'un profil sédimentaire unique, qu'il soit latéral ou central, n'est généralement pas suffisant pour identifier des changements de niveau d'eau. Nos observations des sédiments du lac Bromont confirment cette incertitude : des changements de niveau d'eau auraient pu être invoqués pour expliquer le hiatus sédimentaire du profil Brom1 et les anomalies du contenu en matière inorganique du profil Brom240 de cette étude, mais l'analyse de profils supplémentaires nous a mené à rejeter cette explication. Des interprétations de changements de niveaux lacustres

établies à partir de profils lacustres uniques sont pourtant ce dont disposaient Harrison et Metcalfe (1985) et Harrison (1988) pour établir le *statut lacustre* des lacs du nord-est de l'Amérique du Nord et les synthèses qui en ont découlées.

De plus, l'analyse des profils du lac Bromont illustre les dangers de mésinterprétation des données de macrorestes végétaux. Par exemple, présence de *Potamogeton* sp. et de *Najas flexilis* en forte concentration à la base du profil Brom1 (750 à 675 cm, annexe 7) ne peut pas être le témoin de leur croissance *in situ* : la croissance de ces espèces nécessite une profondeur d'eau inférieure à 3 mètres (Haas, 1996, Hannon et Gaillard, 1997), leur présence impliquerait une baisse de plus de 8 m du niveau d'eau ; cette hypothèse est invalidée par la stratigraphie des profils latéraux Brom60 et Brom120 qui montrent, à la même époque, une accumulation de gyttja alors qu'une telle baisse les aurait nécessairement exondés et soumis à l'érosion.

Enfin, nous avons vu qu'une limite sédimentaire associée à une augmentation du contenu en matière inorganique ne peut être observée dans le marais riverain du lac Bromont, la ceinture de végétation protégeant les rives de l'érosion ; seule une hausse du niveau lacustre au-delà de l'altitude du marais aurait pu mener au dépôt d'horizons de sable d'origine littorale, une telle hausse étant impossible étant donné que l'altitude de l'effluent est inférieure à celle du niveau maximal du marécage. Nous avons néanmoins pu montrer une relation inverse, soit une diminution du contenu en matière inorganique associée à la diminution de la profondeur d'eau. Cependant, l'augmentation inexplicée du contenu en matière inorganique au profil Brom240 entre 5500 et 4100 éal. BP illustre la difficulté d'interprétation de cet indicateur.

Enfin, cette étude a permis d'illustrer la fiabilité des corrélations polliniques au sein des sédiments d'un même lac, confirmant que l'analyse pollinique permet d'assurer un contrôle chronologique fiable en l'absence de datations au ^{14}C et surtout, qu'elle assure une compréhension de l'histoire locale et régionale de la végétation, outils indispensables à l'interprétation des changements environnementaux holocènes en milieu tempéré.

CONCLUSION AU MÉMOIRE

La stabilité du niveau du lac Bromont à l'Holocène pouvait être prédite à partir de simples estimations des variations du bilan hydrique holocène de bassin versant. Comme nous l'avons montré au premier chapitre, les différentes estimations paléoclimatiques de même que la relative stabilité de la végétation régionale depuis l'établissement de l'érablière il y a environ 8500 ans ne permettent pas d'identifier de périodes où la région aurait connu des déficits hydriques importants. De plus, même en période de légers déficits, la grande taille du bassin versant par rapport à celle du lac (ratio 1 :50) ainsi que les fortes pentes qui accélèrent le ruissellement auraient assuré un apport hydrique suffisant pour conserver le niveau du lac au dessus du niveau du seuil durant la majeure partie de l'année. Si des déficits estivaux ont eu lieu, ceux-ci n'ont vraisemblablement pas été supérieurs à 500 mm, estimation qui correspondrait à un été sans précipitation ; un déficit de cette amplitude entraînerait une baisse du niveau du lac de 50 cm en fin d'été, baisse largement compensée par le ruissellement printanier si les précipitations de l'hiver subséquent atteignent quelques centimètres (un ruissellement équivalent à une tranche d'eau d'un centimètre à la surface du bassin versant équivaut à un apport de 50 cm dans le lac).

L'étude des sédiments du lac Bromont nous a permis d'illustrer la faiblesse de plusieurs indicateurs de niveaux lacustres (hiatus, contenu en matière minérale, présence de macrorestes de végétaux aquatiques et riverains) lorsqu'ils sont utilisés seuls ou indépendamment les uns des autres. Cette conclusion ouvre la porte à une ré-interprétation des données brutes présentées dans plusieurs travaux sur les changements de niveaux lacustres en région tempérée humide, ré-interprétation qui s'avère nécessaire à la lumière des résultats exposés au premier chapitre.

Bibliographie

- Almendinger, J.E., 1990. Groundwater control of closed-basin lake levels under steady-state conditions. *Journal of Hydrology*, 112: 293-318.
- Almquist, H., Dieffenbacher-Krall, A.C., Flanagan-Brown, R. and Sanger, D., 2001. The Holocene record of lake levels of Mansell Pond, central Maine, USA. *The Holocene*, 11 (2): 189-201.
- Arp, P.A. and Yin, X., 1992. Predicting water fluxes through forests from monthly precipitation and mean monthly air temperature records. *Canadian Journal of Forest Research*, 22: 864-877.
- Asnong, H., 2000. Histoire postglaciaire de la végétation, des feux et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec. Mémoire de M.Sc., Géographie, Université de Montréal, 186 p.
- Atlas hydrologique du Canada, 1978. Ministère de l'énergie, des mines et des ressources, Ottawa, 34 cartes.
- Barber, V.A. and Finney, B.P., 2000. Late Quaternary paleoclimatic reconstructions for interior Alaska based on paleolake-level data and Hydrologic models. *Journal of Paleolimnology*, 24 (1): 29-41.
- Bartabee R.W., 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Review*, vol.19, (1-5), p.107-125.
- Bengtsson, L. and Malm, J., 1997. Using rainfall-runoff modeling to interpret lake level data. *Journal of Paleolimnology*, 18 (3): 235-248.
- Berglund, B.E. and Ralska-Jasiewiczowa, M., 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. pp. 455-485, in: "Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology", B.E. Berglund (ed.), J. Wiley & Sons, 869 p.
- Bhiry, N. and Filion, L., 1996. Mid-Holocene Hemlock Decline in Eastern North America Linked with Phytophagous Insect Activity. *Quaternary Research*, 45 (3): 312-320.
- Birks, H.J.B. and Birks, H.H., 1980. *Quaternary Palaeoecology*. Edward Arnold, London, 289 p.
- CMCD, 1994, Environment Canada, Canadian Monthly Climate Data and 1961-90 Normals, version 3.0. CD-Rom.
- Chapman, D.H. 1937. Late-glacial and postglacial history of the Champlain Valley. *American Journal of Science*, 5th series, 34(200):89-124.

Davis, M.B., 1981. Mid-Holocene Hemlock Decline: Evidence for a Pathogen or Insect Outbreak. Abstract, p. 253, in *Geobotany II*, R.C. Romans (ed.), Plenum Press, 263 p.

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. and Foster, I.D.L., 1986. Lake sediments and palaeohydrological studies. pp. 067-90, 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): 1-14.

Digerfeldt, G., 1986. Studies on past lake-level fluctuations. pp. 127-143, in: "*Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*", B.E. Berglund (ed.), J. Wiley & Sons, 869 p.

Digerfeldt, G., Almendinger, J.E. and 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.

Doiron, A., 1981. Les dépôts quaternaires de la région de Gramby-Waterloo, Québec. -Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Thèse, B.Sp. Sciences (Géologie), UQAM.

Federer & Lash, 1978. Brook : a hydrologic simulation model for eastern forests. Water Resources Research Center, University of New Hampshire, Durham . Res Pap. 19,

Fuller, J.L., 1998. Ecological Impact of the Mid-Holocene Hemlock Decline in Southern Ontario, Canada. *Ecology*, 79 (7): 2337-2351.

Grandtner, M.M., 1966. La végétation forestière du Québec méridional. Presses de l'Université Laval, Québec: 216 p. + ill.

Grosse-Brauckmann, G., 1986. Analysis of vegetative plant macrofossils. pp. 591-618, in: "*Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*", B.E. Berglund (ed.), J. Wiley & Sons, 869 p.

Guiot, J., 1991. Methods and programs of statistics for paleoclimatology and paleoecology. Quantification des changements climatiques: méthodes et programmes: Monographie no 1, 258 p.

- Hannon, G.E. and Gaillard, M.-J., 1997. The plant-macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnology*, 18 (1): 15-28.
- Harrison, S.P. and Metcalfe, S.E., 1985. Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 141-150.
- Harrison, S.P., 1988. Lake-level records from Canada and the Eastern U.S.A.. Lund University, Department of Quaternary Geology, LUNDQUA Report, 29: 81 p.
- Hamon, W.R. 1964. Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* 63 : 52-62.
- Haas, J.N. 1996. Pollen and plant macrofossil evidence of vegetation changes at Wallisellen-Langachermoos (Switzerland) during the Mesolithic-Neolithic transition 8500 to 6500 years ago. *J. Cramer*, 67 pp.
- Houle, D., Duchesne, L., Ouimet, R., Paquin, R., Meng, F.-R. and Arp, P.A., 2001. Evaluation of the FORHYM2 model for prediction of hydrologic fluxes and soil temperature at the Lake Clair Watershed (Duchesnay, Que.). *Forest Ecology and Management*, 5493: 1-12.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *The New Phytologist*, 65: 245-248.
- Kratz, T.K. and DeWitt, C.B., 1986. Internal factors controlling peatland-lake ecosystem development. *Ecology*, 67: 100-107.
- LaSalle, P., 1966. Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 91-128.
- Lavoie, M. and Richard, P.J.H., 2000. Postglacial water-level changes of a small lake southern Québec, Canada. *The Holocene*, 10 (5): 621-634.
- 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, M. and Richard, P.J.H., 2000. Postglacial water-level changes of a small lake southern Québec, Canada. *The Holocene*, 10 (5): 621-634.
- Lee, R. 1980. *Forest Hydrology*. Columbia University Press. New York.
- Livingstone, D.A., 1955. A lightweight piston sampler for lake deposits. *Ecology*, 36 (1): 137-139.

- McAndrews, J.H., Berti, A.A. and Norris, G., 1973. Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region. Royal Ontario Museum/ Life Sciences, Miscellaneous Publications, 61 p.
- Muller, S.D. Conditions de l'accumulation du carbone dans une tourbière du Québec méridional : l'influence des facteurs autogènes et des contrôles allogènes. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université de Montréal, 170 p.
- Muller, S.D. and Richard, P.J.H., 2001. Post-glacial vegetation migration in conterminous Montréal Lowlands, southern Québec. *Journal of Biogeography*, 28: 1169-1193.
- Muller, S.D., Richard, P.H, Guiot, J. deBeaulieu, J. Fortin, D. sous presse. Postglacial climate dynamics in Montréal lowlands, Pal, Pal, Pal.
- Newby, P.E., Killoran, P., Waldorf, M.R., Shuman, B.N., Webb, R.S. and Webb III, T., 2000. 14,000 Years of Sediment, Vegetation, and Water-Level Changes at the Makepeace Cedar Swamp, Southeastern Massachusetts. *Quaternary Research*, 53 (3): 352-368.
- Parent, M. and Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 (3): 215-246.
- Parent, M. and Occhietti, S., 1998. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (1): 117-135.
- Prichonnet, G. 1982a. Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de l'Holocène dans le Piedmont appalachien, Granby, Québec. Commission géologique du Canada, Étude 82-1B : 225-238.
- Prichonnet, G. 1982b. Résultats préliminaires sur la géologie quaternaire de la région de Cowansville, Québec. Étude 82-1b : 297-300.
- Richard, P.J.H., 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32: 81-93.
- Richard, P.J.H., 1975. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans les Cantons-de-l'Est: étude des sites de Weedon et Albion. *Cahiers de Géographie du Québec*, 19 (47): 267-284.
- Richard, P.J.H, 1970a. Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. I. Introduction générale. II. Gymnospermes. *Le Naturaliste canadien*, 97: 1-34 + 13 pl.

Richard, P.J.H., 1970b. Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. III. Angiospermes (Salicacées, Myricacées, Juglandacées, Corylacées, Fagacées, Ulmacées). *Le Naturaliste canadien*, 97: 97-161 + 29 pl.

Richard, P.J.H., 1970c. Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. IV. Angiospermes (Rosacées, Anacardiacees, Acéracées, Rhamnacées, Tiliacées, Cornacées, Oléacées, Caprifoliacées)). *Le Naturaliste canadien*, 97: 241-306 + 30 pl.

Shuman, B., Bravo, J., Kaye, J., Lynch, J.A., Newby, P. and Webb III, T., 2001. Late Quaternary Water-Level Variations and Vegetation History at Crooked Pond, Southeastern Massachusetts. *Quaternary Research*, 56 (3): 401-410.

Street-Perrott, F.A. and Harrison, S.P., 1985. Lake-Levels and climate reconstruction. pp. 291-340, in: "Paleoclimate Analysis and Modeling", A.D. Hecht (ed.), Wiley, New York.

Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1986. A computer program for radiocarbon age calibration. *Radiocarbon*, 28: 1022-1030.

ter Braak C.F. and Smilauer, P., 1998. *Canoco Reference Manual and User's Guide to Canoco for Windows. Software for Canonical community Ordination (Version 4)*. Centre for Biometry Wageningen, 351 pp.

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.

Vassiljev, J., Harrison, S.P. and Guiot, J., 1998. Simulating the Holocene Lake-Level Record of Lake Bysjön, Southern Sweden. *Quaternary Research*, 49 (1): 62-71.

Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D.E. and Sawada, M.C., 2002. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology*, 30 (5): 455-458.

Wagner, W.P. 1972. Ice margin and water levels in northwestern Vermont, p. 319-342. *In* B. Doolan, and R.S. Stanley, eds., *Guidebook for field trips in Vermont*. New England Intercollegiate Geological Conference.

Wright, H.E., Jr., 1967. A square-rod piston sampler for lake sediments (abstract). *Journal of Sedimentary Petrology*: 975-976.

Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. and Anderson, K.H., 1993. Vegetation, Lake Levels, and 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.

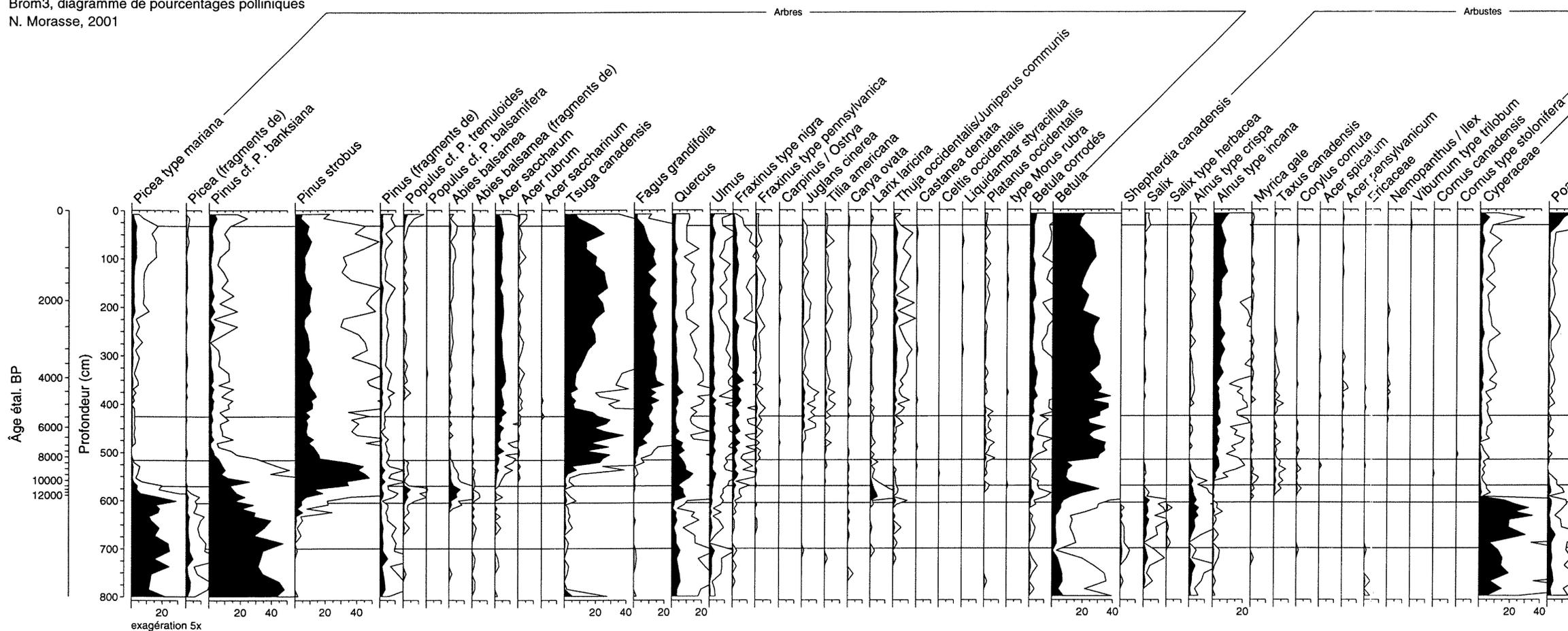
Webb III, T., 1986. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67: 75-91.

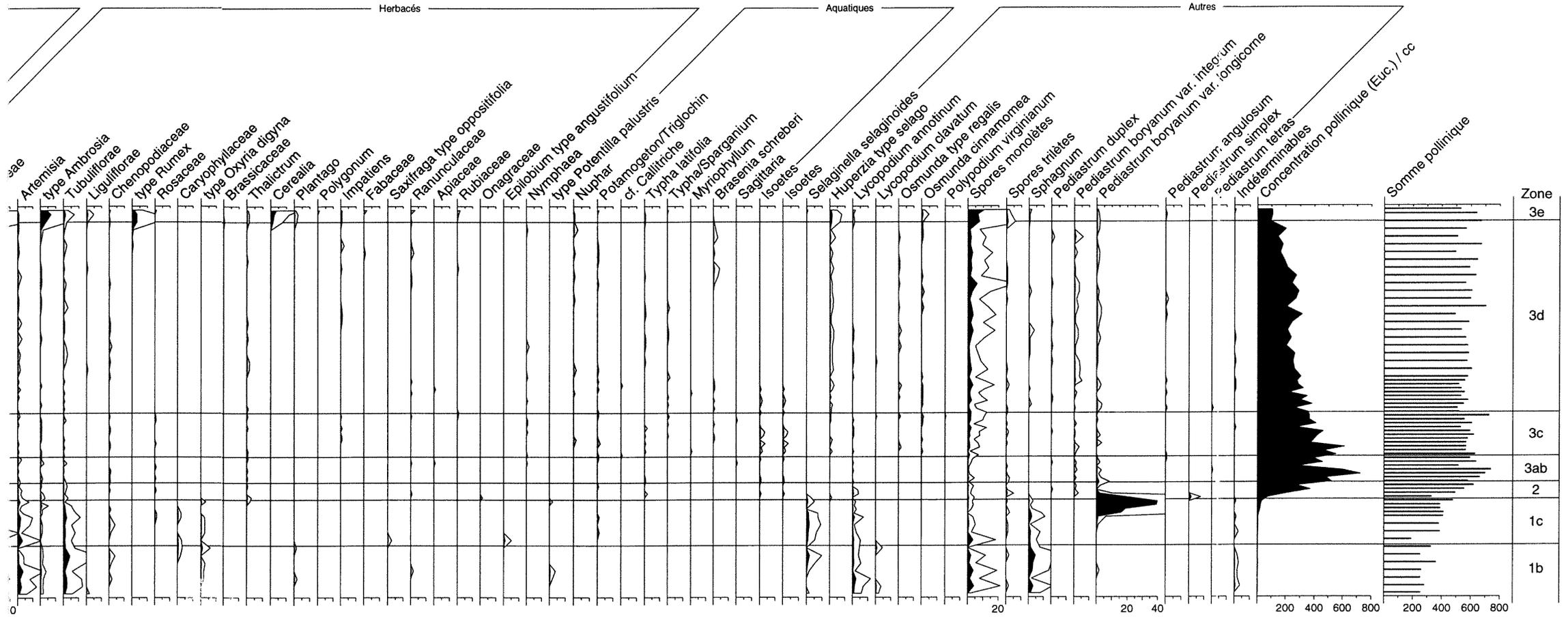
Yu, Z. and McAndrews, J.H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, 4 (2): 141-152.

Yu, Z. and McAndrews, J., 1995. Postglacial Paleohydrology at Crawford Lake, Ontario: Dry Climate Triggered Mid-Holocene Hemlock Decline?. pp. A-21-A-22, kn: AASP, 28th Annual Meeting, Program and Abstracts, October 11-14, 1995, D. Jarzen, S. Jarzen, R. Fensome and B. MacMillan (eds) Ottawa, Ontario.

Yu, Z., McAndrews, J.H. and Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: Evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, 25 (3): 251-254.

Annexe 1
 Brom3, diagramme de pourcentages polliniques
 N. Morasse, 2001

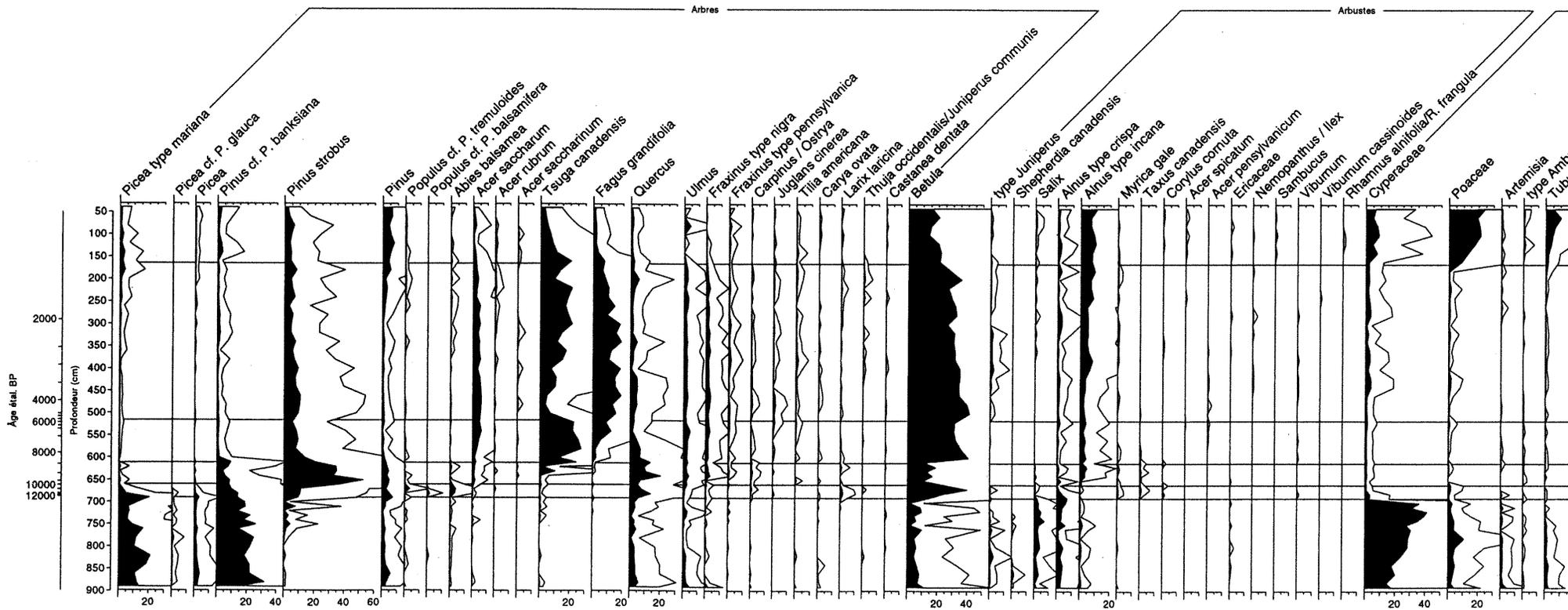


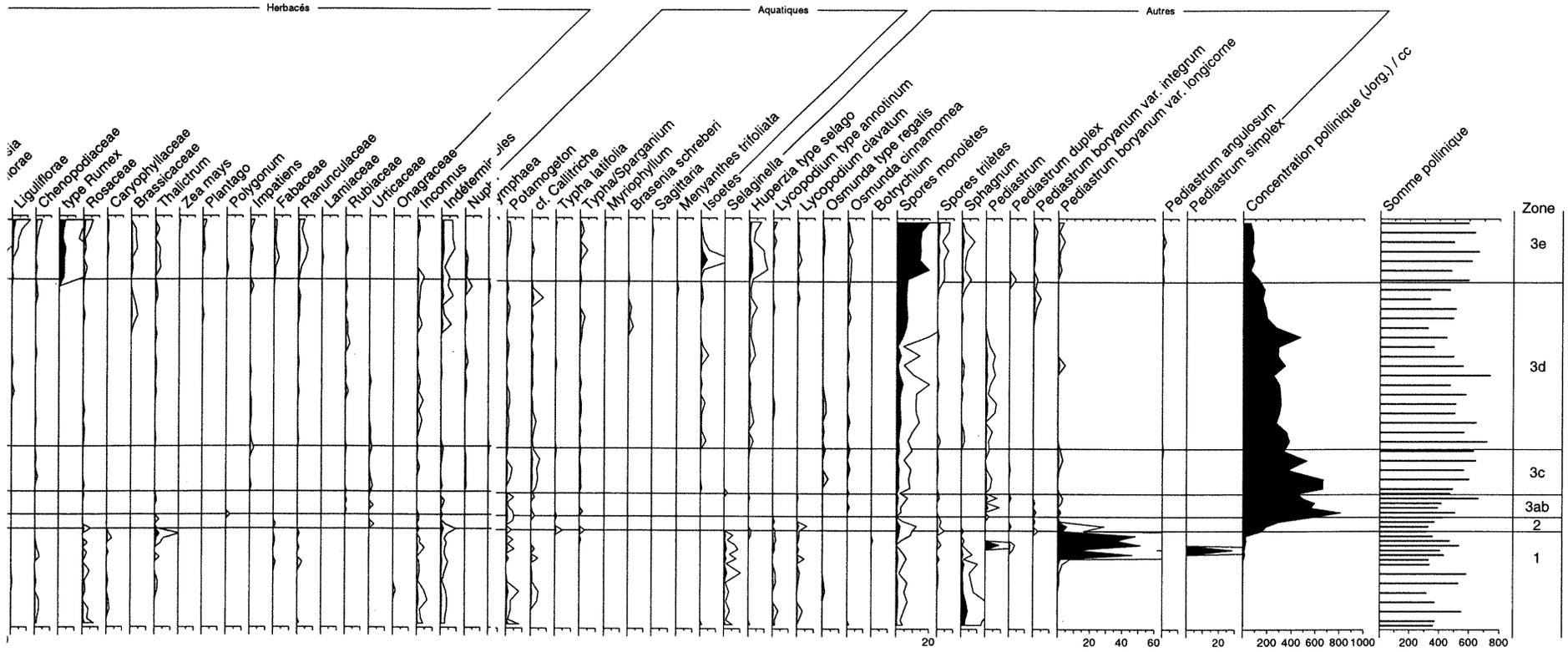


Annexe 2

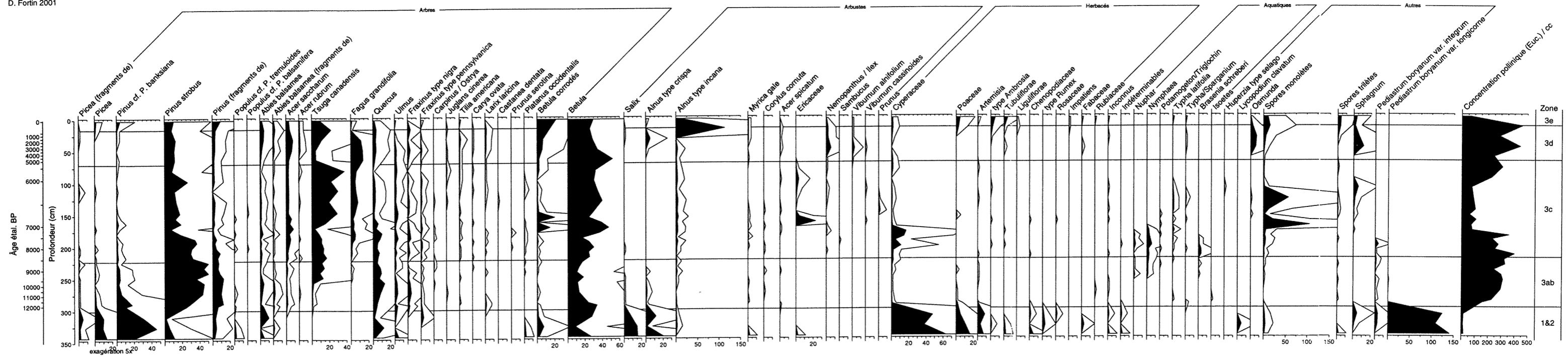
Brom1, diagramme de pourcentages polliniques

N. Morasse, 1982





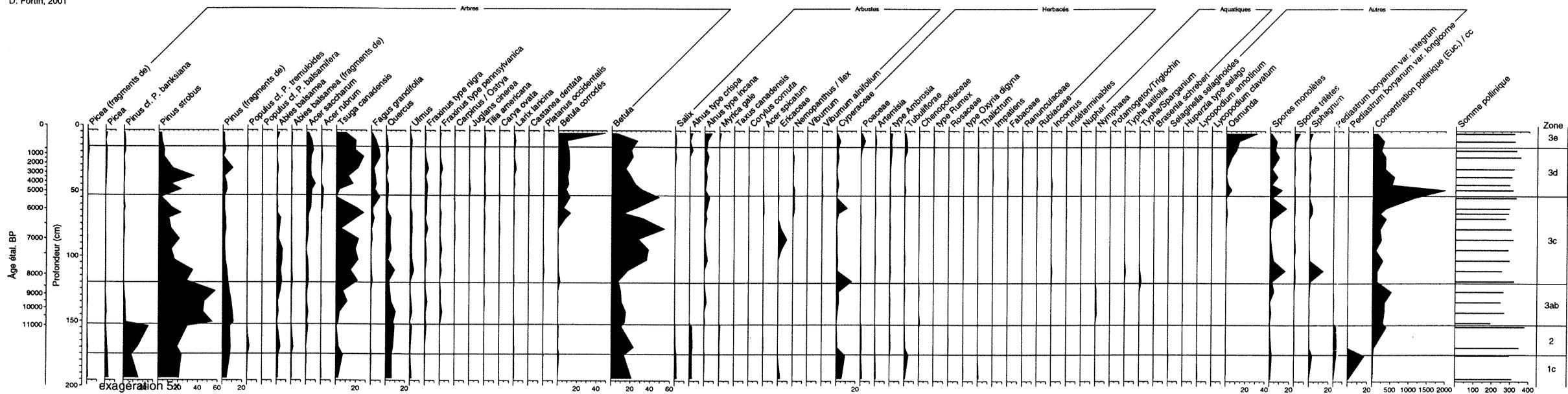
Annexe 4
 Brom120, diagramme de pourcentage pollinique
 D. Fortin 2001



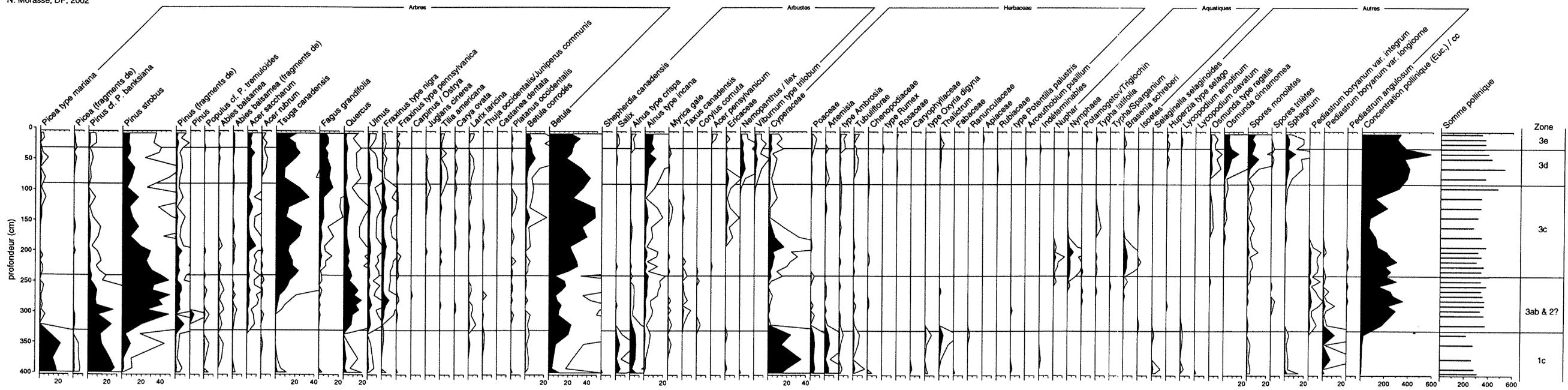
Annexe 5

Brom60, diagramme pourcentages polliniques

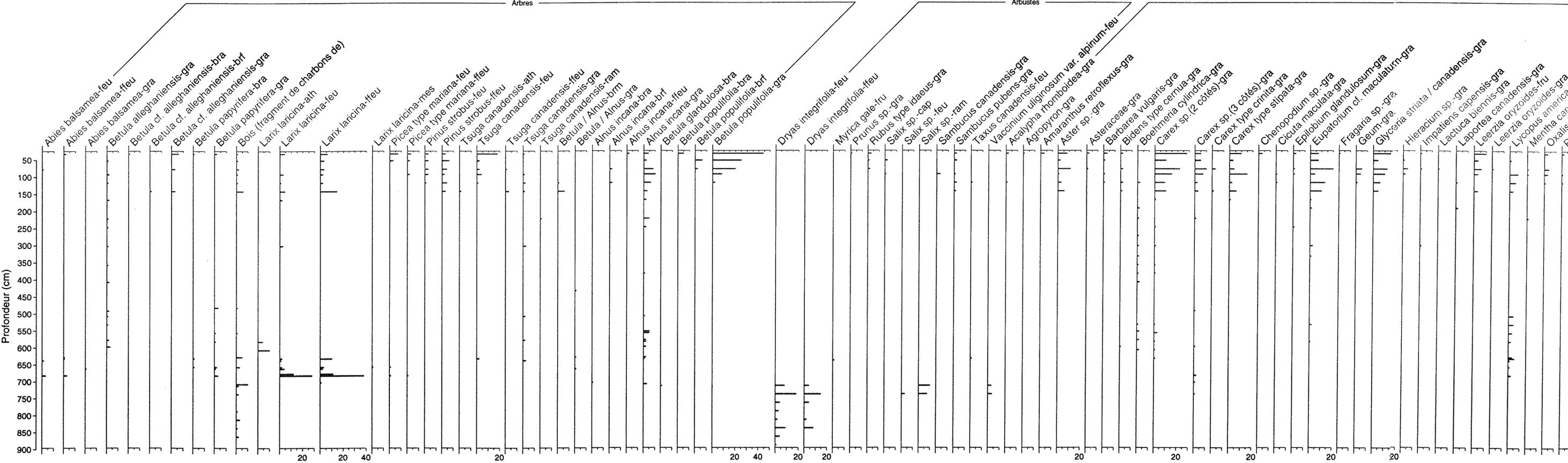
D. Fortin, 2001

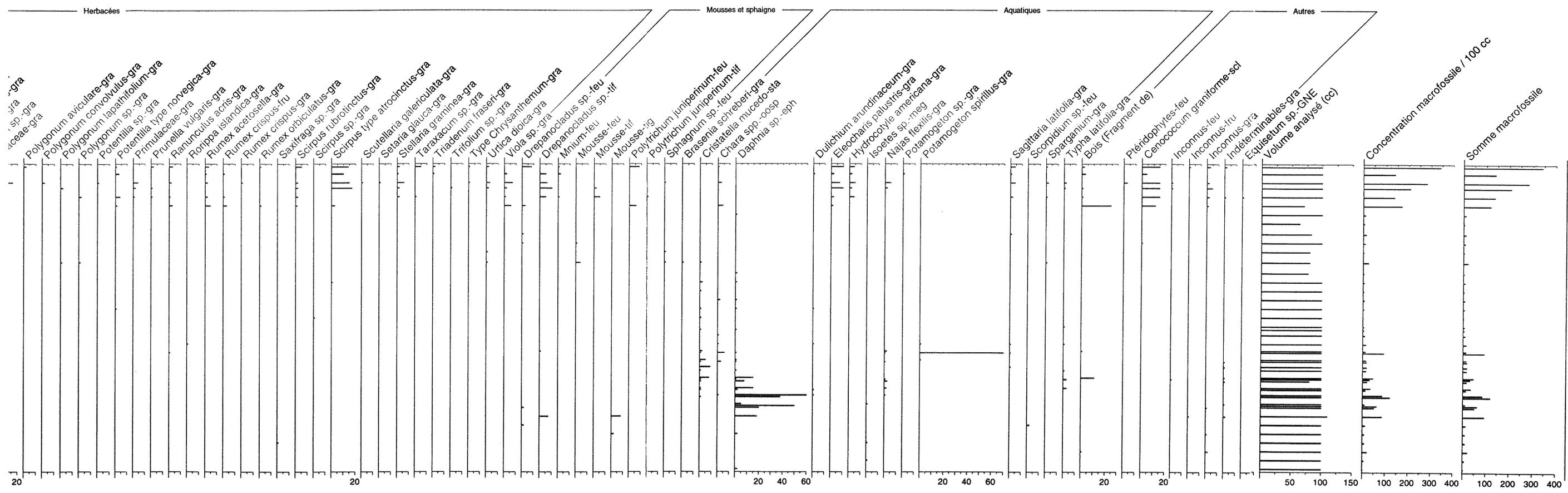


Annexe 6
 Brom140 DPP
 N. Morasse, DF, 2002



Annexe 7
 Brom1 diagramme de dénombrement macroreste
 Michèle Fréchet., Alayn . 1982

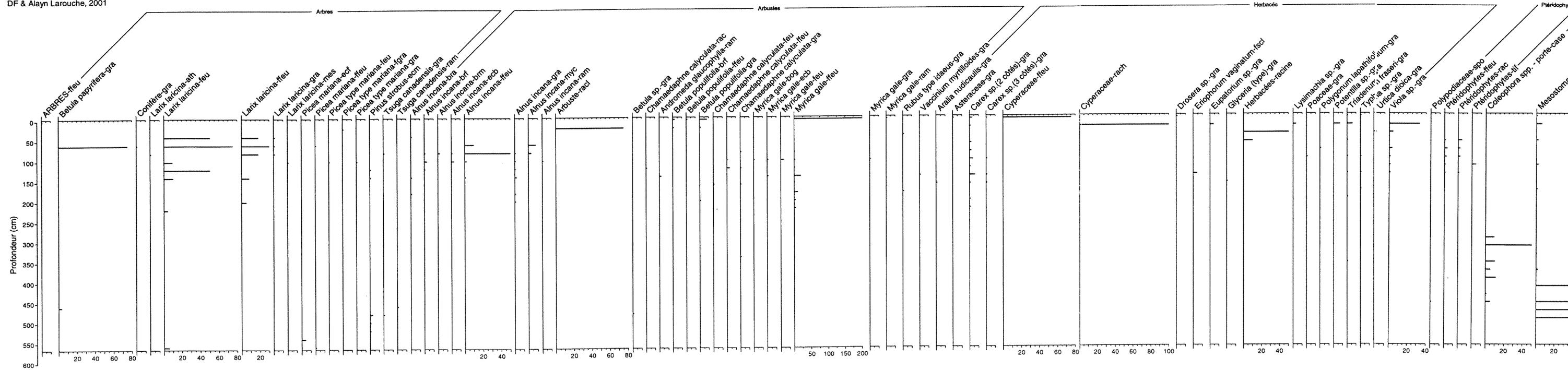


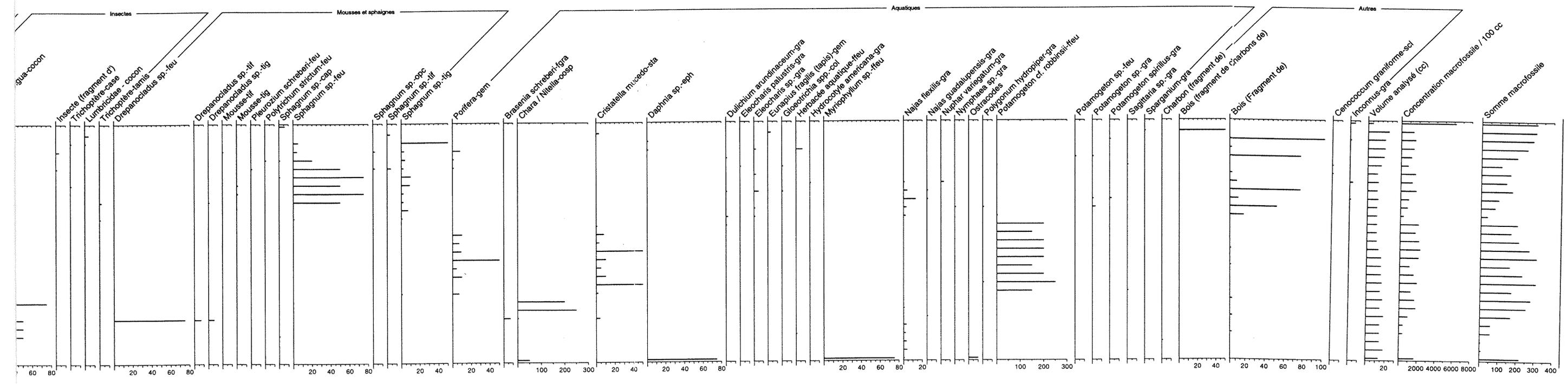


Annexe 8

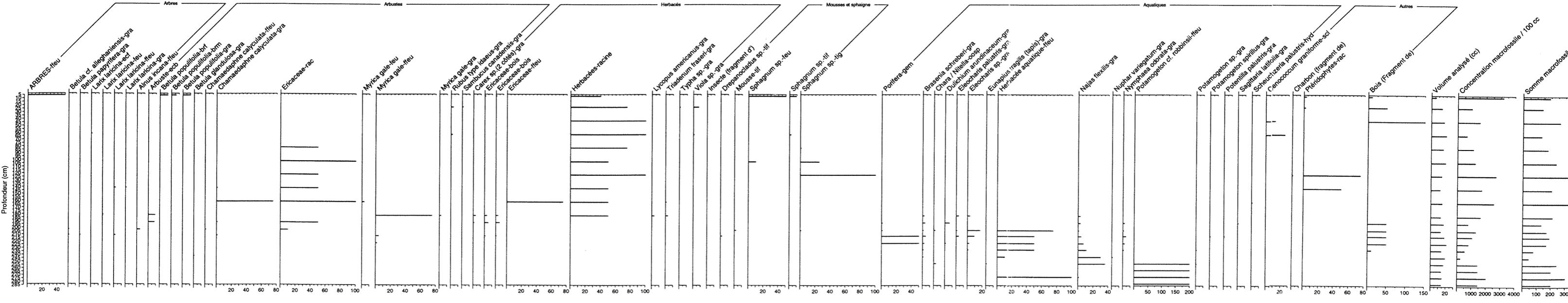
Brom240 : Diagramme de dénombrement macroreste

DF & Alayn Larouche, 2001





Annexe 9
 Brom120 Diagramme de dénombrement macroreste
 DF & Alain Larouche, 2001



Annexe 10
 Bromé0, Diagramme de dénombrement macroreste
 DF, ACL, 2001

