

2m11.2832.10

Université de Montréal

**Histoire postglaciaire de la végétation, des feux
et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec**

Par

Hans ASNONG

Département de Géographie

Faculté des arts et des sciences

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

Août 2000

©Hans Asnong, 2000



Histoire postglacière de la végétation des lacs
et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec

E 59
59
N54
2001
N. 002

1953
Hans A. J. ...
Département de Géographie
Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences
en vue de l'obtention du grade de
Maîtrise en sciences (M.Sc.)
en Géographie

1953

Hans A. J. ...



Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé:

**Histoire postglaciaire de la végétation, des feux
et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec**

Présenté par:

Hans ASNONG

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes:

Président-rapporteur ROY, ANDRÉ

Directeur de recherche RICHARD, PIERRE J.H.

Membre du jury PRAIRIE, YVES

Mémoire accepté le: _____

SOMMAIRE

La Gaspésie constitue un territoire d'intérêt particulier pour l'étude des environnements du passé, en raison de sa position géographique et des contrastes climatiques régionaux engendrés par sa physiographie complexe. Les études paléoécologiques antérieures ont surtout permis d'établir l'évolution postglaciaire de la végétation des côtes septentrionales et méridionales de la péninsule gaspésienne. Quelques uns de ces travaux ont abordé le rôle des feux naturels de façon très générale. Les connaissances de la dynamique des feux à long terme demeurent encore très fragmentaires pour l'ensemble du nord-est de l'Amérique du Nord. Les objectifs du travail présenté sont: 1) de contribuer à l'étude de la paléophytogéographie du centre et de l'est de la Gaspésie, 2) d'établir l'histoire détaillée des feux pour toute la période postglaciaire, et 3) de trouver des indices de changements du niveau lacustre afin de préciser les fluctuations paléohydriques du climat.

Des analyses stratigraphiques et paléobotaniques (pollen et macrorestes végétaux) ont été effectuées sur les profils sédimentaires prélevés dans deux lacs: soit le lac du Triangle, situé au centre de la péninsule, et le Petit lac Bouchard, situé à la marge est, près de la baie de Gaspé. L'analyse à haute résolution du contenu en microcharbon des deux profils sédimentaires a permis de reconstituer l'histoire des feux holocènes, pour chacun des sites, à un pas de temps moyen de 30 ans. Les changements du niveau d'eau ont été reconstitués par l'analyse des variations de la flore aquatique et de la stratigraphie sédimentaire.

Au centre et à l'est de la péninsule, une toundra s'installe après le retrait des glaces, soit vers 11 200 BP étal.. Le début de l'afforestation est marqué par l'arrivée du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) et de l'épinette noire (*Picea mariana*), vers 10 700 BP étal.. L'expansion des arbres est, toutefois, interrompue par une période de dominance de l'aulne crispé, de 9700 à 9000 BP étal. au centre, et de 9665 à 7645 BP étal. à l'est de la péninsule. Par la suite, la régression de l'aulne crispé et le retour à la dominance des arbres entraînent la fermeture du couvert forestier ainsi que la mise en place des forêts actuelles. L'installation des taxons thermophiles (*Pinus strobus*, *Betula alleghaniensis*) n'est enregistrée que sur la marge est de la péninsule; le centre restant dominé par des essences boréales.

Les phases non-arboréenne et d'afforestation du centre et de l'est de la Gaspésie, sont caractérisées par une faible occurrence des feux (< 6 feux/millénaire). Des feux sévères et extensifs ainsi que la persistance d'un climat proglaciaire seraient responsables de la dominance de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) au détriment de l'épinette noire durant la phase d'afforestation. Vers 7500-7000 BP égal., la fréquence des feux augmente (~10 feux/millénaire), pour diminuer vers 5000 BP égal. à l'est, et 3500 BP égal. au centre. Dans les deux sites, la fréquence des feux est élevée à l'Holocène supérieur, depuis 3000 égal. à l'est et 1000 BP égal. au centre (>11 feux/millénaire), ce qui aurait favorisé l'expansion de l'épinette noire.

Le lac du Triangle a enregistré deux périodes de bas niveau d'eau (11 000-10 175 et 6565-4000 BP égal.), et deux périodes de haut niveau d'eau (10 175-6565 et 4000 BP égal. à l'actuel). Au Petit lac Bouchard, le niveau d'eau aurait été élevé entre 6750 et 5600 BP égal. et il aurait été bas, entre 5600 BP égal. et l'actuel.

Les changements du niveau d'eau au lac du Triangle, bien corrélés avec les études précédentes au Québec et en Ontario, indiquent un contrôle climatique à l'Holocène moyen. Des conditions climatiques estivales chaudes, sèches et orageuses auraient, alors, entraîné un abaissement généralisé des niveaux d'eau, ainsi qu'une augmentation de la fréquence des feux. À l'Holocène supérieur, des hivers plus humides, caractérisés par un enneigement important seraient responsables de la hausse des niveaux d'eau ce qui semble être corroboré par la fréquence élevée des feux. L'asynchronisme des fluctuations du niveau lacustre au Petit lac Bouchard avec les autres sites révèle les limites des interprétations paléohydriques basées uniquement sur les données paléobotaniques provenant d'un profil prélevé au centre du lac.

Les résultats obtenus permettent d'enrichir les connaissances de la paléophytogéographie gaspésienne. Ils démontrent aussi que les reconstitutions de l'histoire des feux et des changements de niveau d'eau offrent de nouvelles perspectives pour l'étude des paléoenvironnements gaspésiens.

Mots-clés: Végétation, Feux, Niveau lacustre, Holocène, Palynologie, Microcharbons, Gaspésie.

TABLE DES MATIÈRES

Sommaire	iii
Table des matières	v
Liste des tableaux	viii
Liste des figures	ix
Liste des diagrammes (en pochette)	xi
Liste des abréviations	xii
Remerciements	xiii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1. REVUE DE LA LITTÉRATURE	3
1.1 Paléophytogéographie de la Gaspésie	3
1.2 Histoire postglaciaire des feux	10
1.3 Paléohydrologie	15
1.4 Objectifs du projet de recherche	19
CHAPITRE 2. LE MILIEU	20
2.1 LA GASPÉSIE	20
2.1.1 Cadre Biophysique Actuel	20
2.1.1.1 Physiographie	20
2.1.1.2 Climat	23
2.1.1.3 Végétation	25
2.1.2 La Déglaciation	28
2.2 TERRAIN	35
2.2.1 Description des sites	35
2.2.1.1 Lac du Triangle	35
2.2.1.2 Petit lac Boucharde	39
2.2.2 Échantillonnage	43

CHAPITRE 3. MÉTHODES	45
3.1 Sédimentologie	45
3.2 Chronologie	45
3.3 Analyse sporopollinique	47
3.4 Analyse macrofossile	50
3.5. Analyse anthracologique: Reconstitution de l'histoire des feux	51
3.6 Reconstitution des niveaux lacustres	55
CHAPITRE 4. RÉSULTATS & INTERPRÉTATIONS	60
4.1 Nature des sédiments	60
4.1.1 Lac du Triangle	60
4.1.2 Petit lac Bouchard	64
4.1.3 Corrélation des Profils : BOUCHS, BOUCH96 et BOUCHARDB	67
4.2 Données chronologiques	68
4.2.1 Lac du Triangle: chronologie	68
4.2.2 Petit lac Bouchard: chronologie	72
4.3 Résultats Paléobotaniques	76
4.3.1 Les Concentrations Polliniques de Triangle	78
4.3.2 Zonation des diagrammes polliniques	82
4.4 Histoire postglaciaire de la végétation	83
4.4.1 Histoire de la végétation lacustre et riveraine	83
4.4.1.1 Lac du Triangle	83
4.4.1.2 Petit lac Bouchard	88
4.4.2 Histoire de la végétation régionale	91
4.4.2.1 Lac du Triangle	92
4.4.2.2 Petit lac Bouchard	102
4.5 Données anthracologiques	110
4.5.1 Identification des événements de feu	113
4.5.2 Histoire postglaciaire des feux	114
4.5.1.1 Lac du Triangle	115
4.5.1.2 Petit lac Bouchard	120
4.5.2 Paléofeux: Lac du Triangle vs Petit lac Bouchard	122
4.6 Paléohydrologie	125

4.6.1 Lac du Triangle	126
4.6.2 Petit lac Bouchard	134
CHAPITRE 5. DISCUSSION	141
5.1 Paléophytogéographie de la Gaspésie	141
5.2 Histoire postglaciaire des feux en Gaspésie et au Québec	152
5.3 Paléohydrologie de la Gaspésie	156
5.4 Apports méthodologiques: Reconstitution de l'histoire des feux	161
CONCLUSION	165
BIBLIOGRAPHIE	167
ANNEXE	184
Détermination de la perte au feu	185
Traitement des Échantillons pour l'analyse sporopollinique au microscope	186

LISTE DES TABLEAUX

I	Données chronologiques du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard_____	69
II	Taxons hors diagrammes du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard_____	77
III	Sources d'erreurs dans l'estimation des concentrations polliniques selon la méthode de Benninghoff (1962)_____	80
IV	Lac du Triangle: Zonation pollinique régionale_____	93
V	Petit lac Bouchard: Zonation pollinique régionale_____	103
VI	Correspondance d'événements de feu entre le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard_____	124
VII	Plantes aquatiques et profondeurs d'eau_____	125

LISTE DES FIGURES

1.1 Localisation de la Gaspésie et des sites à l'étude_____	4
1.2 Localisation des autres sites étudiés en Gaspésie_____	4
1.3 Synthèse de la paléophytogéographie de la Gaspésie_____	5
2.1 Physiographie générale de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent d'après Héту (1986)_____	21
2.2 Températures moyennes annuelles de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent (Proulx <i>et al.</i> , 1987)_____	24
2.3 Précipitations moyennes annuelles de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent (Proulx <i>et al.</i> , 1987)_____	24
2.4 Principaux domaines de végétation de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent d'après Grandtner (1972) (<i>in</i> : Héту, 1986)_____	26
2.5 Chronologie de la déglaciation de la Gaspésie d'après Richard <i>et al.</i> (1997)_____	30
2.6 Carte topographique et photographie aérienne de la région du lac du Triangle_____	36
2.7 Photographie de la végétation dans le secteur du lac du Triangle_____	37
2.8 Carte topographique de la région du Petit lac Bouchard_____	40
2.9 Photographie de la végétation dans le secteur du Petit lac Bouchard_____	41
3.1 Stratégie de sous-échantillonnage des sédiments pour l'analyse pollinique et anthracologique: A) Faible résolution, B) Haute résolution_____	53
4.1 Stratigraphie des sédiments et courbes de la perte au feu du lac du Triangle_____	61
4.2 Stratigraphie des sédiments et courbes de la perte au feu du Petit lac Bouchard_____	65
4.3 Courbe de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur et taux d'accumulation sédimentaire: lac du Triangle_____	70

4.4	Courbe de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur et taux d'accumulation sédimentaire: Petit lac Bouchard	73
4.5	Courbe des concentrations polliniques brutes et lissées: lac du Triangle	79
4.6	Concentrations et influx de microcharbons et résultats des étapes de l'identification des événements de feu: lac du Triangle	111
4.7	Concentrations et influx de microcharbons et résultats des étapes de l'identification des événements de feu: Petit lac Bouchard	112
4.8	Courbes d'influx des principaux taxons polliniques et courbes des intervalles des feux et de la fréquence des feux: lac du Triangle	116
4.9	Courbes d'influx des principaux taxons polliniques et courbes des intervalles des feux et de la fréquence des feux: Petit lac Bouchard	117
4.10	Courbes des fragments de pollen de conifères (<i>Picea mariana</i> , <i>Abies balsamea</i> et <i>Pinus strobus</i>) et des pollens corrodés de <i>Betula</i> : lac du Triangle	133
4.11	Courbes des fragments de pollen de conifères (<i>Picea mariana</i> , <i>Abies balsamea</i> et <i>Pinus strobus</i>) et des pollens corrodés de <i>Betula</i> : Petit lac Bouchard	139
5.1	Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation de la Gaspésie	142
5.2	Chronologie des changements du niveau d'eau postglaciaire des lacs du Québec	158

LISTE DES DIAGRAMMES (en pochette)

Diagrammes du lac du Triangle:

- 4.1 Diagramme des pourcentages polliniques
- 4.2 Diagramme des influx polliniques
- 4.3 Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau
- 4.4 Diagramme des concentrations macrofossiles (100 cm³)

Diagrammes du Petit lac Bouchard:

- 4.5 Diagramme des pourcentages polliniques
- 4.6 Diagramme des influx polliniques
- 4.7 Diagramme des diamètres des grains de pollen de bouleau
- 4.8 Diagramme des concentrations macrofossiles (100 cm³)

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abréviations utilisées dans le texte:

BP : Avant l'actuel (Before Present)

Conv.: Années BP Conventionnelles (Standard)

Diag: Diagramme

Étal.: Année Étalonnée (Calibrated year)

Fig.: Figure

KB: Kajak-Brinkhurst (Carottier permettant d'obtenir l'interface eau/sédiment)

PAF : Perte au Feu

SP : Somme pollinique

Tab: Tableau

TAC : Taux d'Accumulation de Charbon ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$)

TAS : Taux d'Accumulation Sédimentaire (cm/an)

ZAP : Zone d'Assemblage Pollinique

Abréviations des pièces macrofossiles végétales et animales présentées dans les diagrammes macrofossiles (Diag. 4.4 et 4.8) :

ath:	anthère	fgra:	fragment de graine
bog:	bourgeon	fru:	fruit
boi:	bois	gem:	gemmule
bra:	bractée	gra:	graine
brf:	bractée femelle	meg:	mégaspore
cac:	coussinet d'aiguille de conifère	mes:	mésoblaste
cap:	capsule	oosp:	oospore
col:	colonie	rac:	racine
com:	cône mâle	ram:	rameau
ecf:	écaille de cône femelle	rhi:	rhizome
ecm:	écaille de cône mâle	scl:	sclérote
ecr:	écorce	sta:	statoblaste
eph:	ephippia	tif:	tige feuillée
feu:	feuille	tig:	tige
ffeu:	fragment de feuille		

REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire et à mon apprentissage de la paléoécologie par leurs conseils, leurs encouragements et leur soutien constant. Je tiens à les remercier.

Je remercie spécialement mon directeur de mémoire, Pierre J.H. Richard, pour m'avoir offert ce projet et pour la confiance qu'il m'a accordée tout au long sa réalisation. Par ses commentaires critiques, son sens du détail et ses encouragements, il a su me guider dans l'apprentissage de la paléoécologie et la rédaction. Je le remercie également pour son support financier généreux et pour avoir mis à ma disposition toutes les ressources logistiques de son laboratoire. Cela a fait de moi un étudiant privilégié en me permettant de travailler dans des conditions favorables.

Merci à Nicole Morasse pour avoir grandement contribué à mon apprentissage de l'analyse pollinique. Sa grande disponibilité, sa patience et sa bonne humeur quotidienne ont été d'un grand support pour le moral. Un merci particulier pour avoir ri de toutes mes blagues, même les plus plates. Tu as vraiment été mon meilleur public.

Merci à Alayn Larouche pour ses mille et un conseils en informatique, pour m'avoir initié à l'analyse macrofossile et aux diverses techniques d'échantillonnage sur le terrain. Son expérience et son enthousiasme constant pour m'aider ont toujours été très appréciés.

Plusieurs collègues et ami(e)s ont su m'aider par leurs conseils, leurs critiques constructives et leurs encouragements. Merci à Bianca Fréchette, Martin Lavoie, Christopher Carcaillet et Rachel Berthiaume. Ce fut une expérience enrichissante et un immense plaisir de vous connaître et de travailler avec vous durant les dernières années.

Merci particulier à ma compagne et grande amie Véronique, pour ton appui constant, ta confiance, ton grand cœur à partager tous mes soucis, mes angoisses et ta patience infinie face à ma faible disponibilité au cours de la dernière année. Un gros merci pour l'aide précieuse que tu m'as apportée pour la correction et la mise en page de mon mémoire.

Enfin, je remercie spécialement mes parents Lucienne et Juliaan, mes sœurs Lydia et Claudia, mon frère Martin et mes grands "chums" de toujours Serge Gamache, Daniel Séguin et Stéphane Godbout. Vous m'avez toujours encouragé dans la poursuite de mes études et vous avez fait preuve d'une grande compréhension face au peu de temps que je vous ai accordé au cours des dernières années. J'espère que vous ne vous êtes pas trop interrogés sur mon existence réelle.

INTRODUCTION

Le présent mémoire porte sur la reconstitution des conditions paléo-environnementales de deux régions de la Gaspésie. Les études paléoécologiques réalisées en Gaspésie traitent principalement de l'histoire postglaciaire de la végétation des côtes septentrionale et méridionale (Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard; 1995). Ces études ne livrent qu'une image encore incomplète de la paléophytogéographie de la péninsule gaspésienne, et ce en raison de la vaste étendue du territoire gaspésien, de sa physiographie contrastée et de sa relativement grande biodiversité végétale. Ceci nous permet de proposer que l'évolution postglaciaire de la végétation du centre et de l'est de la péninsule gaspésienne a été différente de celle enregistrée aux autres sites étudiés. Nous croyons aussi que les feux ont pu jouer un rôle important dans l'évolution postglaciaire de la végétation en Gaspésie. Mais l'histoire postglaciaire des feux est encore peu documentée, non seulement pour la Gaspésie mais aussi pour l'ensemble du Québec (Carcaillet *et al.*, 1999). Il en va de même pour les fluctuations postglaciaires des niveaux d'eau des lacs (Lavoie & Richard, 2000). La reconstitution des anciens niveaux d'eau permet d'aborder le climat sous l'angle de son bilan hydrique.

L'étude du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard (Fig.1.1) permettra dans un premier temps, de vérifier l'hypothèse d'une histoire de la végétation postglaciaire différente pour le centre et l'est de la péninsule gaspésienne. Notre étude visera également la reconstitution détaillée de l'histoire postglaciaire des feux en établissant leur fréquence par le biais d'une analyse à relativement haute résolution temporelle du contenu en charbon de bois microscopique des sédiments de chacun des sites. Ces reconstitutions permettront de préciser le rôle des feux sur l'évolution des forêts gaspésiennes au cours de l'Holocène et d'enrichir nos connaissances actuelles sur les effets à long terme des feux. Enfin, nous nous attarderons également à retracer d'éventuels changements du niveau d'eau des lacs afin de préciser les informations climatiques qui seront déduites des reconstitutions de l'histoire de la végétation et des feux.

Le chapitre premier présentera une revue détaillée de la littérature des connaissances actuelles pour chacun des trois volets abordés dans le cadre de ce mémoire soit l'histoire postglaciaire de la végétation de la Gaspésie, l'histoire des feux et des fluctuations du niveau d'eau au Québec. Cette revue de la littérature permettra de préciser les trois principaux objectifs de ce mémoire. Le chapitre deuxième comprendra, en première partie, une description du milieu biophysique gaspésien (physiographie, climat, végétation et chronologie de la déglaciation) et, en deuxième partie, la description des sites d'études, ainsi que les étapes et les techniques utilisées pour l'échantillonnage des sédiments sur le terrain. Le chapitre troisième décrira les méthodes utilisées en laboratoire. Dans le chapitre quatrième, les résultats des différentes analyses seront présentés et examinés dans le contexte des reconstitutions paléophytogéographique, paléoanthracologique et paléohydrologique. Dans le chapitre cinquième, nous discuterons des résultats de chacun des sites et les comparerons à ceux des études antérieures. Nous tenterons également de faire ressortir les apports méthodologiques de notre étude. Finalement, dans la dernière section, nous présenterons les conclusions générales de ce travail.

CHAPITRE 1. REVUE DE LA LITTÉRATURE

Ce chapitre présente la revue de la littérature des connaissances actuelles sur l'évolution postglaciaire de la végétation en Gaspésie et sur l'histoire postglaciaire des feux et des fluctuations des niveaux lacustres au Québec.

1.1 Paléophytogéographie de la Gaspésie

Depuis le début des années 1980, seulement quatre études portant sur l'évolution postglaciaire de la végétation de la péninsule gaspésienne ont été réalisées. Les sites étudiés sont situés en Gaspésie septentrionale dans les régions du mont Saint-Pierre (Labelle & Richard, 1984), de la Rivière-Madeleine (Marcoux & Richard, 1995) et du mont Albert (Richard & Labelle, 1989) ainsi qu'en Gaspésie méridionale dans la région de la baie des Chaleurs (Jetté & Richard, 1992) (Fig. 1.2). En tout, neuf diagrammes polliniques complets et datés ont été publiés à ce jour. Les quatre diagrammes polliniques réalisés antérieurement par Potzger (1953) dans la vallée de la Matapédia et par Livingstone (1968) dans la baie des Chaleurs présentent un intérêt secondaire car ils sont incomplets et ne comportent aucun contrôle chronologique.

Les reconstitutions paléophytogéographiques montrent que l'évolution postglaciaire de la végétation pour l'ensemble des régions de la Gaspésie s'est déroulée en trois grandes étapes: soit une phase non arboréenne, suivie d'une phase d'afforestation et finalement d'une phase forestière (Fig. 1.3; Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Toutefois, la durée des étapes et les espèces végétales présentes varient d'une région à l'autre, principalement en raison de la distance par rapport à la mer et de l'altitude des différents sites.

Les zones côtières furent les premières colonisées par la végétation en raison de leur déglaciation précoce (Richard *et al.*, 1997). Dans certains sites côtiers situés à de faibles altitudes, la colonisation végétale fut toutefois retardée en raison de la submersion par la mer de Goldthwait suite au retrait des glaces (Dionne, 1977).

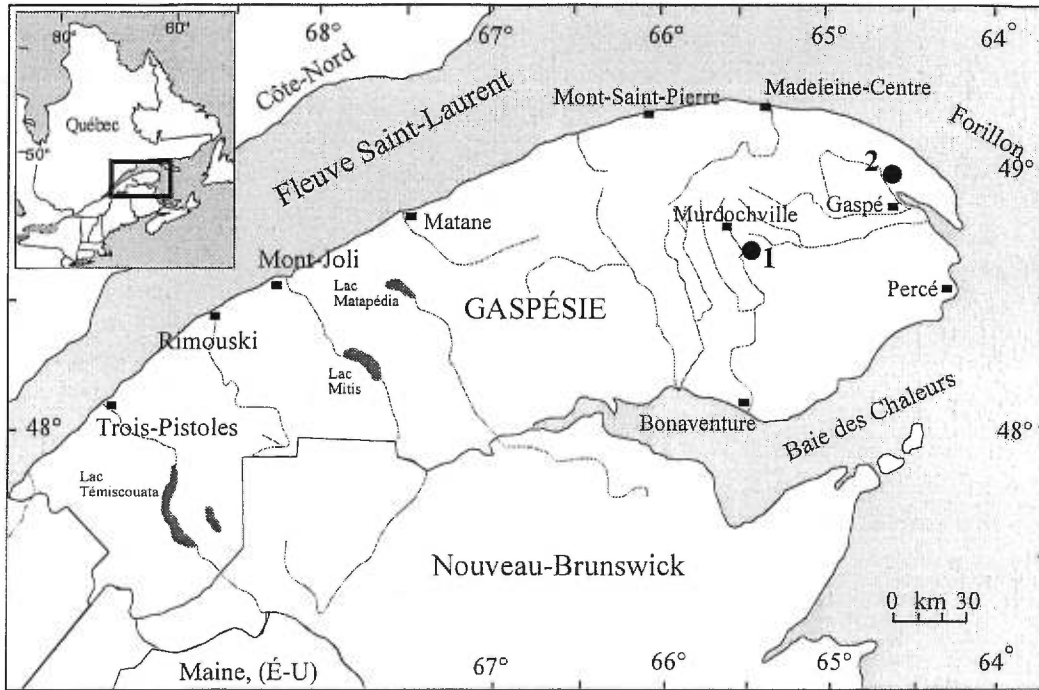


Figure 1.1. Localisation de la Gaspésie et des sites d'étude: Lac du Triangle (1), Petit lac Bouchard (2).

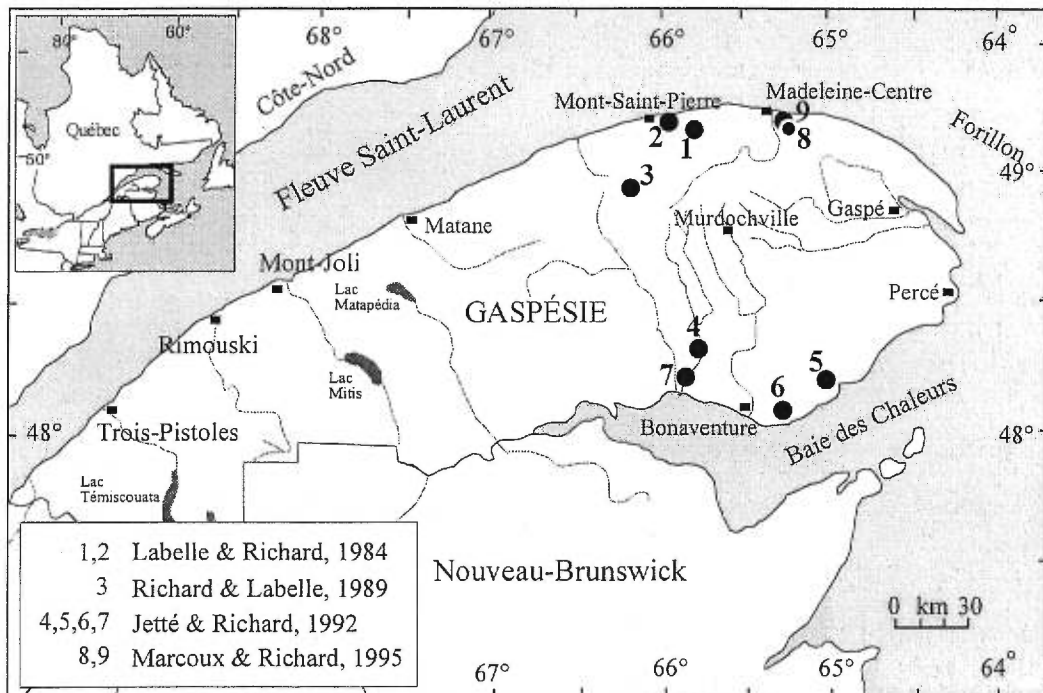


Figure 1.2. Localisation de la Gaspésie et des sites des études antérieures mentionnées dans le texte: lac Turcotte (1), lac à Léonard (2), lac du Diable (3), lac Harriman (4), lac Caribou (5), lac à Robin (6), lac à Raymond (7), lac Euloge (8), lac J'Arrive (9).

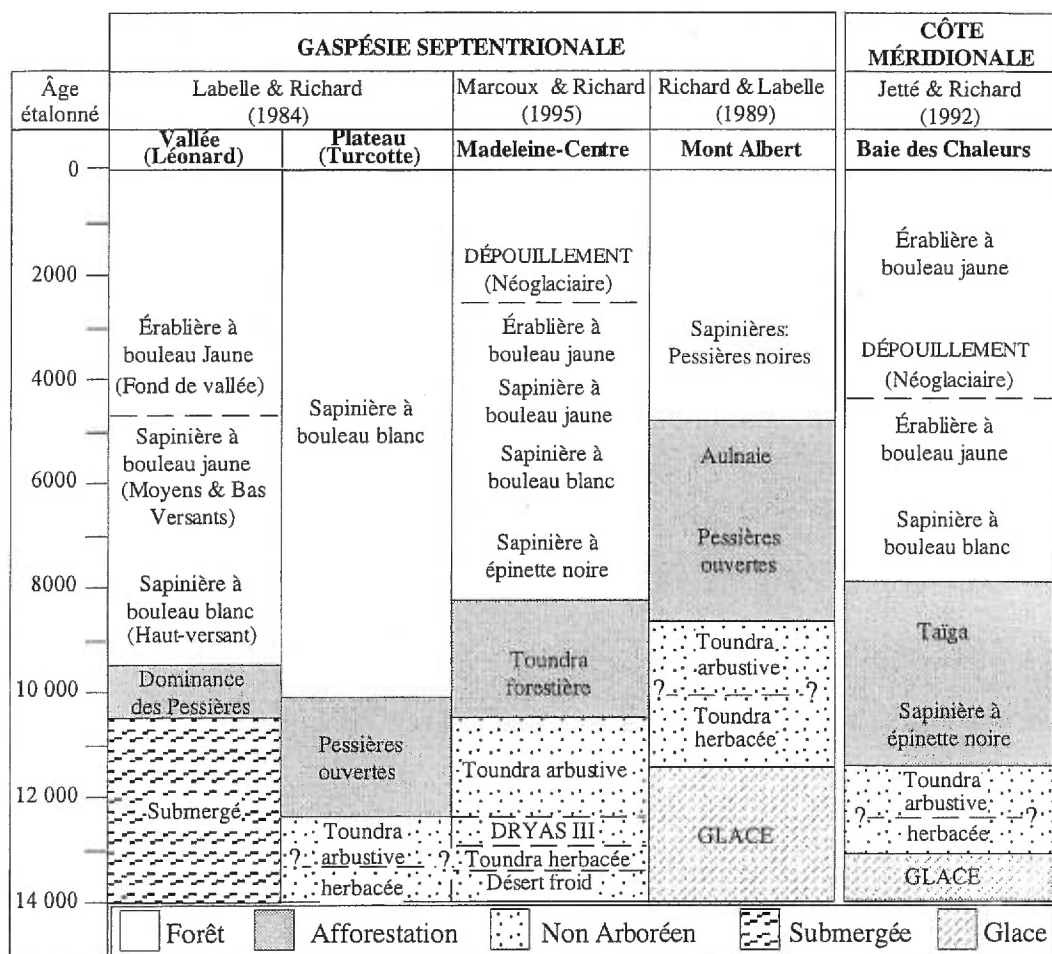


Figure 1.3 Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation de la Gaspésie. Les âges sont en années calendaires (BP étalonnées). La chronologie des étapes de la colonisation végétale du mont Albert est corrigée d'après les nouvelles dates proposées par Richard et al. (1997).

Ce fut le cas pour une portion de la vallée dans la région du mont Saint-Pierre (Fig. 1.2) où le lac à Léonard est demeuré submergé jusque vers 10 500 BP étal. (9300 BP conv.; Labelle & Richard, 1984) et pour le lac J'Arrive dans la région de Rivière-Madeleine qui, pour sa part, ne fut toutefois submergé que jusque vers 13 400 BP étal. (11 400 BP conv.; Marcoux & Richard, 1995).

Presque toutes les régions étudiées de la Gaspésie ont d'abord été caractérisées par une phase non arboréenne de toundra herbacée et d'une toundra arbustive dominée par le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) et le saule (*Salix* sp.). Au nord de la péninsule, sur le plateau dans la région du mont Saint-Pierre (Labelle & Richard, 1984) et de la Rivière-Madeleine (Marcoux & Richard, 1995), la toundra herbacée aurait été précédée par un paysage dépourvu de végétation, s'apparentant à un quasi désert froid montrant ainsi la même succession végétale initiale que dans le Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994). Dans la région de la Rivière-Madeleine, une oscillation climatique froide corrélative au Dryas récent a mené à une régression du bouleau arbustif et un retour à la toundra herbacée entre 13 000 et 11 500 BP étal. (11 000-10 000 BP conv.) (Fig. 1.3; Marcoux & Richard, 1995).

Comme pour l'ensemble du Québec méridional ou presque, les premiers arbres qui ont colonisé les terres gaspésiennes sont le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) et l'épinette noire (*Picea mariana*) (Richard, 1989). Les autres espèces arborescentes qui ont accompagné le peuplier et l'épinette noire durant la phase d'afforestation pour l'ensemble des sites sont le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), le mélèze laricin (*Larix laricina*) et en plus faible abondance, le sapin baumier (*Abies balsamea*). Sur le plateau tout comme dans la vallée mont Saint-Pierre ainsi que dans la région du mont Albert, des pessières ouvertes ont dominé durant toute la période d'afforestation (Fig. 1.3; Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989).

Près de la côte septentrionale dans la région du mont Saint-Pierre, les conditions climatiques estivales du plateau gaspésien ont été très tôt favorables à l'arrivée des premiers arbres, soit dès 12 300 BP étal. (10 400 BP conv.) (Fig. 1.3; Labelle & Richard, 1984). Dans la baie des Chaleurs en Gaspésie méridionale, l'afforestation a débuté vers 11

500 BP éval. (10 000 BP conv.; Jetté & Richard, 1992). Dans la région de Rivière-Madeleine, elle ne débuta pas avant 10 500 BP éval. (9300 BP conv.; Marcoux & Richard, 1995), alors que dans le secteur du mont Albert, les arbres sont arrivés plus tardivement (Richard & Labelle, 1989), soit vers 8650 BP éval. (7900 BP conv.) selon la chronologie révisée proposée par Richard *et al.* (1997). C'est d'ailleurs dans cette région que l'afforestation fut la plus longue; elle aurait duré près de 4350 ans (Fig. 1.3). L'afforestation dans la vallée du mont Saint-Pierre s'est terminée après celle du plateau en raison de la dynamique des versants qui aurait permis le maintien de groupements forestiers ouverts sur une plus longue période de temps (Labelle & Richard, 1984).

Dans tous les sites étudiés, l'afforestation a été interrompue par une recrudescence majeure de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) (Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Cette inversion durant la période d'afforestation a également été observée au Bas-Saint-Laurent (Richard et Labelle, 1987; Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994) et dans les Laurentides (Richard & Poulin, 1976; Labelle & Richard, 1981). Les forts pourcentages d'aulne crispé que présentent les spectres polliniques anciens ne trouvent pas de correspondances dans les spectres polliniques actuels des lacs de l'est de l'Amérique du Nord. La colonisation de l'aulne crispé ne se serait pas limitée au pourtour des lacs puisque l'abondance de cet arbuste se manifeste conjointement avec le déclin des arbres, principalement de l'épinette noire (*Picea mariana*) (Richard *et al.*, 1992). Plusieurs hypothèses ont été émises afin d'expliquer ce phénomène particulier à l'est du Québec. La dominance de l'aulne crispé à l'Holocène inférieur a été attribuée, entre autres, à des feux plus fréquents accompagnés de conditions climatiques plus froides favorisant l'aulne au détriment de l'épinette noire (Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992), et à des brouillards maritimes nettement plus abondants (Marcoux & Richard, 1995). Il est évident que l'aulne crispé a joué un rôle important dans la constitution des forêts au début de l'Holocène, en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent.

Par la suite, l'expansion des arbres entraîne une fermeture de la forêt et la constitution des sapinières régionales marquant ainsi le début de la phase forestière de la péninsule gaspésienne (Richard, 1989). C'est d'abord sur le plateau gaspésien dans le secteur du

mont Saint-Pierre, que débuta la phase forestière, soit vers 10 200 BP étal. (9000 BP conv.) (Fig. 1.3; Labelle & Richard, 1984). C'est dans la région du lac du Diable au Mont Albert que la phase forestière sera la plus tardive, soit vers 4850 BP étal. (4300 BP conv.; chronologie révisée par Richard *et al.*, 1997). (Fig. 1.3; Richard & Labelle, 1989).

Au cours de la phase forestière, plusieurs essences thermophiles ont migré en Gaspésie tant sur la côte septentrionale que méridionale venant ainsi s'ajouter aux autres arbres déjà présents (Labelle & Richard, 1984; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Les principales essences sont le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), le pin blanc (*Pinus strobus*) et l'érable à sucre (*Acer saccharum*). Dans certains sites, principalement ceux situés dans les vallées, ces essences de climat tempéré ont été accompagnées de l'orme d'Amérique (*Ulmus americana*) et du frêne noir (*Fraxinus nigra*).

Au lac à Léonard dans la vallée du mont Saint-Pierre (Fig. 1.2), le bouleau jaune est présent dès 10 200 BP étal. (9000 BP conv.), alors que s'y déroule encore la phase d'afforestation (Labelle & Richard, 1984). Dans les autres sites, il s'installera plus tard, soit vers 6700 BP étal. (6000 BP conv.) dans la baie des Chaleurs (Jetté & Richard, 1992), vers 6300 BP étal. (5500 BP conv.) sur le plateau du mont Saint-Pierre (Labelle & Richard, 1984) et vers 5730 BP étal. (5000 BP conv.) dans la région de Rivière-Madeleine (Marcoux & Richard, 1995).

Le pin blanc s'implante dans la vallée du mont Saint-Pierre et dans la baie des Chaleurs aux environs de 7800 BP étal. (7000 BP conv.) (Labelle & Richard, 1984, Jetté & Richard, 1992). Il ne fera qu'une brève incursion sur le plateau gaspésien en compagnie du bouleau jaune au cours de l'Holocène moyen, soit entre 7425 et 6300 BP étal. (6500-5500 CP conv.) (Labelle & Richard, 1984).

La migration de l'érable à sucre s'est limitée aux sites les plus côtiers. Cet arbre s'installe dans la baie des Chaleurs vers 6800 BP étal. (6000 BP conv.) et dans la région de Rivière-Madeleine vers 6070 BP étal. (5300 BP conv.) (Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Au mont Saint-Pierre, la colonisation des populations d'érable à sucre s'est limitée à la vallée où elles s'y installent progressivement à partir de 5400 BP étal. (4700 BP conv.) pour y constituer les érablières disjointes actuellement présentes dans la vallée (Labelle &

Richard, 1984). L'étude de Labelle & Richard (1984) a d'ailleurs permis de réfuter l'hypothèse de Dansereau (1944), quant à l'origine des érablières côtières de la péninsule gaspésienne, en démontrant qu'elles sont très récentes et qu'elles n'ont jamais occupé le plateau gaspésien. Ainsi, les érablières actuelles présentes dans les vallées gaspésiennes ne sont pas des populations reliques issues de peuplements plus importants qui auraient occupé l'ensemble de la péninsule et qui auraient régressé suite à une détérioration climatique de l'Holocène supérieur.

Parmi les autres arbres thermophiles qui se sont implantés en Gaspésie, notons le hêtre à grandes feuilles (*Fagus grandifolia*) et le chêne rouge (*Quercus rubra*) qui ont été présents dans la baie des Chaleurs entre 7800 et 4430 BP étal. (7000-4000 BP conv.) (Jetté & Richard, 1992). Par contre, aucune essence thermophile n'a immigré dans la région du mont Albert (Richard & Labelle, 1989). En effet, les forêts régionales au lac du Diable ont toujours été dominées par les conifères, les bouleaux y ont été moins nombreux que dans les sapinières que l'on retrouve ailleurs en Gaspésie. Malgré la migration d'essences thermophiles durant la phase forestière, le bouleau blanc et l'épinette noire sont demeurés présents et abondants pour l'ensemble des sites. Le métachronisme dans la colonisation des arbres et l'absence de certains d'entre eux à certains sites démontrent que les barrières physiques présentes et la position plus septentrionale de la péninsule ont contribué à retarder la migration de certains arbres vers la Gaspésie.

Ainsi, les sapinières à bouleau blanc et à bouleau jaune de même que les érablières à bouleau jaune qui occupent respectivement de nos jours le haut des versants, les moyens et bas versants et le fond de vallée des vallées septentrionales et méridionales gaspésiennes se sont constituées au cours de la phase forestière (Fig. 1.3; Labelle & Richard, 1984, Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Sur le plateau gaspésien, seule la sapinière à bouleau blanc est présente durant toute la phase forestière (Labelle & Richard, 1984). D'ailleurs, les résultats paléobotaniques obtenus pour le mont Saint-Pierre ont permis de démontrer que la composition forestière des plateaux intérieurs serait demeurée relativement stable au cours de l'Holocène moyen et supérieur, c'est-à-dire de 7000 BP étal. à l'actuel (Labelle & Richard, 1984). Au lac du Diable dans le secteur du mont Albert,

l'expansion du sapin entraîne la constitution des pessières à sapin baumier (Fig. 1.3; Richard & Labelle, 1989)

Dans l'ensemble des régions gaspésiennes, l'Holocène supérieur est caractérisé, depuis 4400 BP étal. (4000 BP conv.) sur la côte méridionale et depuis 2600 BP étal. (2500 BP conv.) sur la côte septentrionale ainsi qu'au mont Albert, par un déclin des essences thermophiles et du bouleau blanc au profit d'essences boréales telles l'épinette noire et le sapin baumier (Fig. 1.3, Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Ceci est attribuable au refroidissement climatique du néoglaciare et correspond avec la reprise de l'activité périglaciaire au sommet du mont Jacques-Cartier (Payette & Boudreau, 1984).

L'histoire postglaciaire de la végétation des côtes septentrionale et méridionale de la Gaspésie est bien documentée. Par contre, celle de la partie centrale et orientale de la péninsule gaspésienne reste à être déterminée. De plus, plusieurs éléments demeurent encore mals connus, comme par exemple la signification paléoécologique et l'extension sur la péninsule de la recrudescence de l'aulne crispé durant l'afforestation à l'Holocène inférieur.

1.2 Histoire postglaciaire des feux

Les perturbations naturelles jouent un rôle important sur la composition floristique, le maintien de la diversité floristique et la structure de la plupart des types de peuplements végétaux (Heinselman, 1981; Pickett & White, 1985; Bergeron & Dansereau, 1993; De Granpré *et al.*, 1993; Engelmark, *et al.*, 1993). Les épidémies d'insectes phytophages, les chablis, les mouvements de masse (glissements de terrain, éboulis, etc.) et les feux de forêt constituent les principales perturbations naturelles qui affectent les forêts. Dans la forêt boréale de l'Amérique du Nord, la diversité des espèces et les processus de succession sont grandement contrôlés par le feu (Rowe & Scotter, 1973; Heinselman, 1981; Tolonen, 1986; Payette *et al.*, 1989; MacDonald *et al.*, 1991, Johnson, 1992; Payette, 1992; Engelmark, *et al.*, 1993; De Granpré *et al.*, 1993; Clark & Richard, 1996; Weber & Flannigan, 1997; Bergeron 1998).

Les feux de forêt affectent la composition des peuplements végétaux en permettant, entre autres, l'invasion d'espèces arbustives ou arborescentes pionnières (*Ericaceae*, *Populus tremuloïdes*, *Betula papyrifera*), le rétablissement d'espèces présentes dans le passé mais disparues depuis ou le remplacement d'espèces tolérantes à l'ombre (*Abies balsamea*, *Picea glauca*, *Thuja occidentalis*) par des espèces intolérantes (*Populus tremuloïdes*, *Betula papyrifera*) (DeGranpré *et al.*, 1993; Bergeron, 1998). L'évolution d'un couvert coniférien soumis à des conditions climatiques particulières peut s'orienter différemment selon le régime des feux (rotation, fréquence, intensité) dans une région donnée (Millet & Payette, 1987). Dans la forêt boréale dominée par l'épinette noire, de courts intervalles de feu limitent la succession arboréenne, alors qu'au sud de la forêt boréale, de longs intervalles de feu peuvent orienter la succession en permettant l'établissement de communautés plus âgées dominées par le sapin baumier et le thuya de l'est (Bergeron & Dubuc, 1989; DeGranpré *et al.*, 1993).

Les effets directs et à court terme des feux sur les populations végétales et le milieu sont relativement bien documentés (Payette *et al.*, 1989; Jonhson, 1992; Bergeron & Dansereau, 1993; Dansereau & Bergeron, 1993; Sirois, 1993; Sirois, 1995; Whelan, 1995; Robitaille, 1996; DeBano *et al.*, 1998). Par contre, les conséquences des perturbations par le feu ne sont pas seulement instantanées, ou étalées sur de courtes périodes de temps, mais également à long terme (Clark, 1988b). Seule l'étude des feux passés peut permettre une meilleure compréhension de la réponse de la végétation à différents régimes de feux ainsi que de la réponse des feux à des changements floristiques ou climatiques.

La dynamique et les effets à long terme des feux, c'est-à-dire à l'échelle des millénaires durant l'Holocène, sur les communautés végétales en Amérique du Nord sont peu documentés (Green, 1981, 1982; Clark, 1988b; Millet & Payette, 1987; Richard, 1993; Clark & Richard, 1996, Bussièrès *et al.*, 1996, Long *et al.*, 1998; Carcaillet *et al.*, 1999). La comparaison entre les enregistrements des feux passés et présents rend possible une meilleure compréhension du patron actuel de la végétation et des biomes (Payette *et al.*, 1989; Carcaillet *et al.*, 1999). Les travaux paléoécologiques constituent la meilleure façon de déterminer les conséquences à long terme du feu sur la dynamique de la végétation. Par exemple, grâce à l'analyse du contenu en charbons de bois des sols organiques, Bussièrès *et*

al. (1996) ont pu retracer l'histoire des feux sur une période de 3000 ans et établir que depuis les derniers millénaires le feu est le facteur responsable du déboisement de certains hauts sommets de la région de Charlevoix. Au Québec nordique, le feu serait également responsable de la déforestation des îles centrales du lac à l'Eau Claire depuis 2350 ans (Millet & Payette, 1987).

Pour les périodes plus longues s'étendant sur plus de 5000 ans comme l'Holocène, la relation entre les feux et la végétation est généralement établie en combinant l'analyse pollinique à l'analyse du contenu en charbons de bois microscopiques des sédiments lacustres (Tolonen, 1986; Patterson *et al.*, 1987; MacDonald *et al.*, 1991).

Les travaux de Green (1981, 1982) en Nouvelle-Écosse ont permis de reconstituer l'histoire des feux et de la végétation de 13 000 BP étal. à l'actuel. Les résultats ont, entre autres, révélé l'existence de feux extensifs avant 6800 BP étal.. Ce qui aurait entraîné un déséquilibre de la forêt en favorisant une plus grande abondance de pin gris (*Pinus banksiana*). De 6800 BP étal. à l'actuel, l'absence de feux extensifs auraient permis l'invasion d'arbres moins tolérants aux perturbations par le feu comme le hêtre (*Fagus* sp.) et un meilleur équilibre de la forêt.

Au Québec, seulement quelques études de ce genre couvrant l'Holocène ont été réalisées principalement pour les régions de la Gaspésie, du Bas-Saint-Laurent et du Québec nordique. Les résultats ont permis aux auteurs d'établir des périodes de faible et de forte incidence des feux.

En Gaspésie, au mont Albert, l'incidence des feux aurait été plus élevée au cours de l'Holocène moyen, soit entre 6800 et 4800 BP étal. (6000-4200 BP conv.) (Richard & Labelle, 1989). Dans la région de Rivière-Madeleine sur la côte septentrionale, les concentrations de microcharbons ont permis de déterminer deux périodes d'incidence élevée des feux entre 9600 et 8000 BP étal. (8650-7250 BP conv.) et depuis le dernier millénaire (Marcoux & Richard, 1995). Les résultats des deux sites ont permis aux auteurs de proposer que des feux plus fréquents seraient l'un des facteurs responsables, avec un climat plus froid, du maintien des formations végétales ouvertes et de la dominance d'*Alnus crispa* au détriment de l'épinette noire au cours de la phase d'afforestation.

Au Bas-Saint-Laurent dans la région de Rimouski, les charbons de bois microscopiques des sédiments lacustres ont révélé une plus grande incidence des feux entre 13 000 et 7800 BP étal. (11 000 et 7000 BP conv.) (Richard & Larouche, 1994). Le faible contenu en microcharbons après 7800 BP étal. traduit une moindre incidence des feux jusqu'à nos jours. Plus à l'ouest, au sud de Rivière-du-Loup, une plus grande incidence des feux est traduite par les fortes concentrations de microcharbons entre 11 500 et 8900 BP étal. (10 000 – 8000 BP conv.) (Richard *et al.*, 1992). Selon les auteurs, le feu aurait ainsi contribué à retarder la fermeture du couvert forestier. En Estrie, à la tourbière de Farnham, une plus grande importance des feux de forêt entre 7400 et 6300 BP étal. (6500-5500 BP conv.) aurait entraîné l'ouverture du couvert arboréen ainsi que l'implantation du peuplier faux-tremble et du bouleau blanc (Lavoie *et al.*, 1995).

Au Québec nordique, les données anthracologiques des lacs Delorme et Daumont situés au Nouveau-Québec suggèrent une forte incidence des feux entre 7250 et 5900 BP étal. (6300 et 5200 BP conv.) et entre 5600 et 2600 BP étal. (4700 et 2500 BP conv.) (Richard *et al.*, 1982). Les feux auraient favorisé l'implantation et le maintien de l'épinette noire au détriment du sapin baumier après 5200 BP étal. (4500 BP conv.). Au lac Diana en Ungava, les données polliniques et anthracologiques montrent une plus grande incidence des feux durant la période de toundra herbacée, soit entre 7650 et 6800 BP étal. (6800-6000 BP conv.) (Richard, 1981). Plus au sud, au lac Neldouc, l'incidence des feux aurait été plus importante entre 4400 et 3400 BP étal. (4000-3200 BP conv.), soit durant une période caractérisée par une toundra forestière dense.

Ces reconstitutions de l'histoire des feux reposent uniquement sur des abondances de microcharbons obtenues en utilisant le même pas d'analyse que celui des analyses polliniques, c'est-à-dire des intervalles réguliers non contigus de 5 à 20 cm. Cette faible résolution d'analyse de sous-échantillons rapprochés mais non contigus peut conduire à une mauvaise estimation du régime des feux puisque plusieurs événements de feu peuvent être manqués (Clark, 1988b; Patterson *et al.*, 1987; MacDonald *et al.*, 1991b). Cette résolution d'analyse est donc inappropriée pour établir la fréquence des feux et définir les intervalles. Ainsi, les informations obtenues à partir d'une faible résolution d'analyse ne livrent qu'une idée générale de l'incidence régionale des feux. Par conséquent, avec un tel pas d'analyse,

la dynamique des feux et son effet à long terme sur la végétation ne peuvent pas être établis clairement. Les interprétations tirées de ces reconstitutions doivent donc être considérées avec prudence. Les reconstitutions détaillées à haute résolution d'analyse permettent de mieux comprendre la dynamique des feux et leurs relations avec la tendance à long terme de la dynamique des populations forestières et les conditions climatiques au cours de l'Holocène. Dans des conditions optimales de sédimentation, l'analyse à haute résolution d'échantillons contigus à tous les 1 cm devrait permettre l'identification des événements de feu dont la fréquence se situe entre 30 et 50 ans (Patterson *et al.*, 1987; Clark, 1988; Long *et al.*, 1998.).

Au Québec, l'analyse à haute résolution (1 cm) du contenu en microcharbons des sédiments varvés du lac Francis, situé au sud de la forêt boréale en Abitibi, a permis la reconstitution de l'histoire détaillée de la fréquence des feux sur une période de 6800 ans (Carcaillet *et al.*, 1999). Les résultats ont permis l'identification de 42 événements de feu. La fréquence des feux est demeurée très faible de 6800 à 2200 BP étal. avec seulement 18 événements de feu pour cette période de 4600 ans. L'intervalle moyen entre les feux a pu également être calculé. Ainsi, pour cette période de faible occurrence des feux, l'intervalle s'établit alors à 260 ans. Vers 2200 ans BP étal., la fréquence des feux augmente brusquement et l'intervalle moyen entre les feux s'abaisse pour s'établir à 85 ans. Durant cette période de 2200 ans, 24 feux se sont produits. Des analyses polliniques jumelées aux analyses anthracologiques ont révélé que les feux plus fréquents à l'Holocène supérieur auraient contribué au déclin du thuya de l'est (*Thuja occidentalis*) et du sapin baumier (*Abies balsamea*) dans la région du lac Francis (Carcaillet *et al.*, 1999). Les résultats permettent aux auteurs de suggérer que les effets à court terme sur la dynamique future de la végétation devraient être modérés suite à un changement dans la fréquence des feux (Carcaillet *et al.*, 1999).

La reconstitution à haute résolution de l'histoire des feux de Carcaillet *et al.* (1999) est actuellement la seule à être réalisée pour le nord-est de l'Amérique du Nord qui couvre une période de temps aussi importante. D'autres reconstitutions à haute résolution de l'histoire des feux ont été effectuées en Amérique du Nord, notamment aux États-Unis (Swain, 1973; Clark, 1988a,b, 1990; Gajewski *et al.*, 1985; Long *et al.*, 1998), au parc de

Yellowstone dans le nord-ouest canadien (Millsbaugh & Whitlock, 1995), au nord de l'Alberta (Larsen & MacDonald, 1998a, 1998b) et en Ontario (Cwynar, 1978). Les périodes de temps couvertes par ces études varient de 100 à 9000 ans. En raison des différences dans la composition du couvert forestier, des conditions climatiques actuelles et des conditions historiques distinctes de ces régions, les résultats de ces travaux ne peuvent être extrapolés à l'ensemble de la forêt boréale nord-américaine. Étant donné l'étendue du territoire québécois et la variété des peuplements végétaux qui y évoluent, des études additionnelles à haute résolution du contenu en charbon des sédiments lacustres, couvrant la période postglaciaire, sont nécessaires afin d'établir le rôle des feux à long terme dans les différentes régions forestières du Québec. Comme les feux se produisent en réponse à certaines conditions climatiques estivales, leur étude peut livrer des informations indirectes sur les températures et les précipitations durant l'Holocène enrichissant ainsi les informations paléoclimatiques fournies par les reconstitutions paléophytogéographiques. Mais des informations sur les conditions d'humidités du climat nous seront fournies plus directement par l'étude des fluctuations du niveau d'eau des lacs.

1.3 Paléohydrologie

Les lacs sont des écosystèmes sensibles aux changements climatiques et le niveau d'eau est, en partie, contrôlé par des changements du bilan hydrique régional, c'est-à-dire le rapport entre les précipitations et l'évapotranspiration (Harrison & Digerfeldt, 1993, Digerfeldt *et al.*, 1997; Lavoie, 1998). Ils représentent donc des milieux potentiellement sensibles aux changements climatiques (Harrison & Digerfeldt, 1993). Ainsi, des changements saisonniers ou de plus longue durée du bilan hydrologique (i.e. rapport entre précipitation et évapotranspiration) sur le lac et son bassin versant peuvent entraîner des fluctuations du niveau d'eau (Street-Perrott & Harrison, 1985; Digerfeldt *et al.*, 1997; Lavoie, 1998).

Des changements de la profondeur de l'eau peuvent être causés par des facteurs autres que climatiques, par exemple, le comblement naturel du lac, le relèvement isostatique, un changement dans la couverture végétale qui entraînera une modification de l'évapotranspiration, etc. (Harrison & Digerfeldt, 1993). Des changements synchrones des

niveaux d'eau de plusieurs lacs dans une même région indiquent toutefois un contrôle climatique de nature hydrologique (Harrison & Metcalfe, 1985; Digerfeldt, 1986; Harrison, 1989; Webb, 1990; Harrison & Digerfeldt, 1993; Ritchie & Harrison, 1993; Webb *et al.*, 1993).

Les reconstitutions des niveaux d'eau des lacs contribuent au raffinement des études paléoclimatiques basées sur la végétation régionale en nous informant plus particulièrement sur l'aspect paléohydrique du climat (Digerfeldt 1986, Harrison & Digerfeldt, 1993; Lavoie et Richard, 2000). De plus, ces reconstitutions permettent également une meilleure compréhension du développement des lacs (Digerfeldt 1986). Comme il fut démontré en Europe et en Amérique du Nord, une compilation des reconstitutions à l'échelle des continents permet l'étude et l'interprétation des mécanismes des systèmes climatiques du passé, telle la dynamique de la circulation atmosphérique (Harrison & Metcalfe, 1985; Harrison, 1989; Gaillard & Digerfeldt, 1991; Guiot *et al.*, 1993; Harrison & Digerfeldt, 1993; Digerfeldt *et al.*, 1997).

En Amérique du Nord, les reconstitutions paléohydrologiques sont peu nombreuses. Des synthèses des fluctuations des niveaux lacustres ont été effectuées à partir d'indices sédimentaires et paléobotaniques provenant de carottes centrales de 25 lacs du nord-est des États-Unis (Harrison, 1989; Webb *et al.*, 1993). Les interprétations paléohydriques fondées sur ces synthèses sont toutefois très générales. Les lacs étudiés sont, pour la plupart, situés dans des régions qui ont connu une histoire climatique différente de celle du Québec. Ces synthèses ne sont donc pas nécessairement applicables à nos régions (Lavoie, 1998). De plus, ces synthèses commencent à être dépassées en raison du nombre grandissant d'études portant sur les reconstitutions des niveaux des lacs nord-américains.

Parmi les reconstitutions plus récentes qui ont été réalisées aux États-Unis notons celles de Mullins (1998) et Good & Mullins (1998) dans l'état de New York, de Balco *et al.* (1998) au Maine, de Miller *et al.* (2000) au Wisconsin et de Abbott *et al.* (2000) en Alaska. Dans l'ouest canadien, Ritchie & Harrison (1993) ont réalisé des reconstitutions des fluctuations du niveau d'eau à partir de l'étude de carottes centrales de 12 lacs. Les résultats ont révélé, entre autres, que le niveau d'eau des lacs est demeuré bas jusque vers 6800 BP *étal.* (6000

BP conv.). Par la suite, un climat plus humide aurait entraîné une élévation graduelle des niveaux lacustres.

En Ontario, plusieurs études récentes ont été réalisées (Yu & McAndrews, 1994; Yu, 1995; Campbell *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 1997). Les résultats révèlent un abaissement du niveau d'eau de plusieurs lacs entre 6800 et 5730 BP étal. (6000-5000 BP conv.) et entre 3200 et 1950 BP étal. (3000-2000 BP conv.) en raison de conditions climatiques plus sèches. Le synchronisme des changements des niveaux d'eau entre les différents lacs ontariens étudiés témoigne d'un contrôle climatique (Yu, 1995).

Au Québec, seulement quelques lacs ont été étudiés spécifiquement pour retracer des changements du niveau d'eau au cours de la période postglaciaire (Payette & Filion, 1993; Lavoie & Richard, 2000) et de quelques siècles (Payette, 1980; Bégin & Payette, 1988; Payette & Delwaide, 1991; Lepage & Bégin, 1996; Tardif & Bergeron, 1997). La plupart des sites sont situés au Québec nordique. L'analyse de la stratigraphie des sédiments du lac des Pluviers dans la baie d'Hudson a permis de retracer les changements du niveau d'eau pour les 6800 dernières années (Payette & Filion, 1993). Les résultats révèlent un bas niveau d'eau de 6200 à 3780 BP étal. (5400-3500 BP conv.) avec un abaissement majeur entre 5320 et 4570 BP étal. (4600-4100 BP conv.). De 3780 BP étal. (3500 BP conv.) à l'actuel, c'est un haut niveau d'eau qui aurait prédominé, entrecoupé de brèves périodes d'abaissement, soit de 2750 à 2370 BP étal. (2600-2400 BP conv.), de 2070 à 1950 BP étal. (2100-2000 BP conv.), vers 1260 BP étal. (1300 BP conv.) et de 315 à 265 BP étal. (300-250 BP conv.). Le bas niveau d'eau avant 3780 BP étal. a été attribué à des conditions climatiques plus chaudes et sèches (avec une évapotranspiration élevée), alors qu'un enneigement plus important durant les saisons hivernales serait responsable du haut niveau après 3780 BP étal. (Payette & Filion, 1993).

Toujours dans le nord du Québec, des périodes de changements des niveaux lacustres ont été retracés pour les 400 dernières années grâce à des analyses dendrochronologiques d'épinettes noires (Payette, 1980; Bégin & Payette, 1988; Payette & Delwaide, 1991; Lepage & Bégin, 1996). Ces études ont, entre autres, révélé une élévation graduelle du niveau d'eau au lac à l'Eau Claire depuis trois cents ans (Bégin & Payette, 1988). Alors

qu'à la rivière Boniface, le niveau d'eau aurait commencé à s'élever à la fin du 19^e siècle pour culminer en 1930 (Payette & Delwaide, 1991). Au Québec subarctique, ces hausses du niveau d'eau, depuis près de 300 ans, ont été attribuées à des précipitations de neige plus importantes au cours des saisons hivernales (Bégin & Payette, 1988; Payette & Delwaide, 1991).

Au lac Duparquet en Abitibi, l'analyse dendrochronologique du thuya de l'est (*Thuja occidentalis*) a révélé une hausse du niveau d'eau depuis la fin du "Petit Âge Glaciaire", soit les 150 dernières années (Tardif & Bergeron, 1997). Des précipitations hivernales et printanières plus importantes seraient responsables de ce changement dans l'hydrologie du lac.

Dans la région de Rimouski au Bas-Saint-Laurent, l'analyse pollinique et macrofossile des sédiments d'une carotte centrale du lac de la Montagne Ronde et de carottes centrale et latérale du lac Gallant ont permis de proposer un bas niveau d'eau à l'Holocène inférieur avant 10 300 BP étal. (9200 BP conv.) et à l'Holocène moyen entre 4400 et 3800 BP étal. (4000-3500 BP conv.) (Richard & Larouche, 1994). Toutefois, les interprétations de cette étude reposent uniquement sur des indices paléobotaniques et ne sont pas supportées par des indices stratigraphiques. Ces reconstitutions doivent donc être considérées avec prudence. Dans la région de Charlevoix, les assemblages macrofossiles d'une carotte latérale et d'une carotte centrale au lac Mimi ont permis de suggérer des périodes d'abaissement du niveau d'eau au début de l'Holocène, soit avant 8000 BP étal. (Larouche, 1979).

Au Québec, l'étude la plus exhaustive portant sur les reconstitutions postglaciaires des fluctuations lacustres a été effectuée au lac Albion dans la région de l'Estrie (Lavoie et Richard, 2000). La reconstitution repose sur des analyses stratigraphiques et paléobotaniques (pollen, macrorestes) détaillées de cinq carottes sédimentaires prélevées au centre et en bordure du lac. Les hiatus polliniques et l'analyse macrofossile des plantes aquatiques ont permis de retracer trois périodes de haut niveau et deux périodes de bas niveau d'eau. Le niveau d'eau du lac aurait été élevé avant 11 000 BP étal. entre 6900 et 6100 BP étal. et depuis 4400 BP étal.. De bas niveaux d'eau ont eu lieu de 11 000 à 6900

BP étal. et de 6100 à 4400 BP étal. en raison de conditions climatiques plus chaudes et plus sèches (Lavoie et Richard, 2000).

Les lacs ayant fait l'objet de reconstitutions des fluctuations des niveaux d'eau demeurent encore trop peu nombreux pour permettre d'établir un patron paléohydrologique général pour l'ensemble du Québec. De plus, le métachronisme entre les régions étudiées ne permet pas d'établir un contrôle climatique à l'échelle du territoire québécois. Ces lacunes mettent en évidence le besoin d'études supplémentaires portant sur la reconstitution des fluctuations des niveaux d'eau des lacs pour le nord-est de l'Amérique du Nord.

1.4 Objectifs du projet de recherche

L'étude du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard (Fig. 1.1) vient s'ajouter aux quelques travaux traitant de la paléophytogéographie de la Gaspésie, de la paléoanthracologie et de la paléohydrologie du Québec. Les objectifs de ce mémoire sont : 1) de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation pour le centre et l'est de la péninsule gaspésienne, 2) de reconstituer l'histoire postglaciaire des feux en établissant leur fréquence à chacun des sites et, finalement, 3) de retracer d'éventuels changements du niveau d'eau des lacs afin d'aborder l'aspect paléohydrique du climat.

CHAPITRE 2. LE MILIEU

Ce chapitre présente, en première partie, les caractéristiques du milieu physique gaspésien (physiographie, climat et végétation) de même que la chronologie de la déglaciation de la péninsule et, en seconde partie, les deux régions d'étude ainsi que les étapes de l'échantillonnage des sédiments sur le terrain.

2.1 LA GASPÉSIE

La Gaspésie constitue un territoire d'une superficie d'environ 30 000 km² localisé entre le Québec-Labrador et les provinces atlantiques (Fig.1.1). Elle est délimitée à l'ouest par la vallée de la rivière Matapédia, au nord et à l'est par le golfe du Saint-Laurent et au sud par la baie des Chaleurs. Les sites d'étude sont localisés au centre (lac du Triangle) et à l'extrémité orientale (Petit lac Bouchard) de la péninsule près du Parc national de Forillon (Fig. 1.1).

2.1.1 Cadre Biophysique Actuel

2.1.1.1 *Physiographie*

La péninsule gaspésienne fait partie du système appalachien qui s'étend depuis le sud-est des États-Unis (Alabama) jusqu'à l'île de Terre-Neuve (Héту, 1986). La Gaspésie est essentiellement composée de roches sédimentaires, associées à des roches volcaniques, intrusives et métamorphiques, d'âge paléozoïque (Veillette & Cloutier, 1993). Les périodes successives de glaciation et d'érosion qui se sont déroulées au cours du Quaternaire ont peu contribué au façonnement de la physiographie gaspésienne. La péninsule présente une organisation verticale du paysage qui est principalement caractérisée par une zone littorale et un système de plateaux étagés, lesquels sont entrecoupés par des vallées étroites et profondes (Héту, 1986, Fig. 2.1).

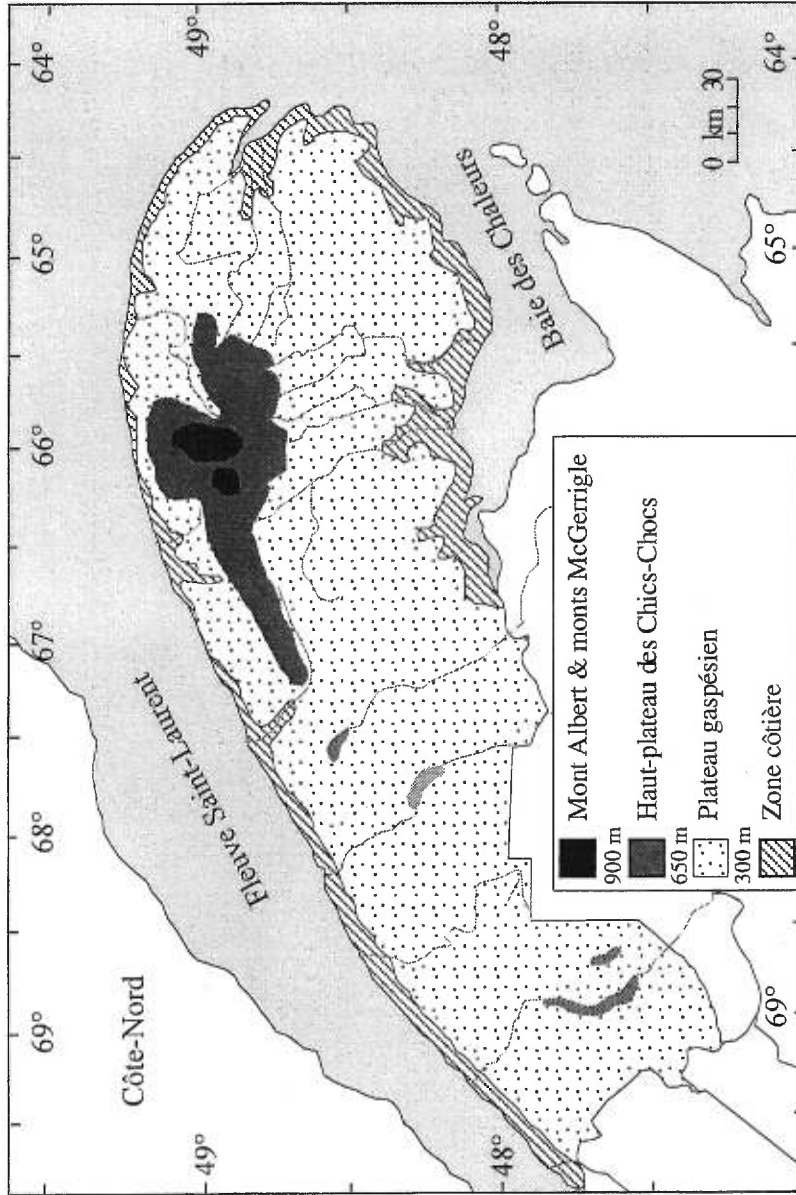


Figure 2.1. Physiographie générale de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent d'après Héту (1986).

La zone côtière

La zone côtière, également désignée comme étant le bas plateau côtier, consiste en une frange de terres basses qui ceinture la péninsule gaspésienne. Cette unité physiographique est caractérisée par une plate-forme d'abrasion (terrasse Métis) taillée dans la roche sédimentaire (Héту, 1986). La zone littorale atteint sa plus grande extension dans la partie sud de la Gaspésie (Fig. 2.1). Sa continuité est interrompue par des baies sableuses situées à l'embouchure des vallées. Dans certains secteurs de la péninsule tels les côtes septentrionales, elle forme un ensemble morphologique très complexe présentant des éléments géomorphologiques juxtaposés ou emboîtés tels que de grands versants, des plates-formes rocheuses étagées, des vallées suspendues, des falaises actives ou inactives et des baies sableuses. Les escarpements rocheux qui jouxtent la zone littorale ont été formés par le recul de la falaise sous l'action abrasive des vagues, des courants marins et des glaces flottantes.

Les plateaux

On distingue trois plateaux: 1) inférieur, 2) intermédiaire et 3) supérieur (Fig. 2.1; Héту, 1986). Ceux-ci sont séparés les uns des autres par des escarpements de 100 à 300 m de dénivelé (Héту & Gray, 1985). Le plateau inférieur, aussi appelé le plateau gaspésien, est celui qui est localisé le plus près de la zone littorale; il couvre presque l'ensemble de la péninsule. Compris entre 300 et 650 m d'altitude, ce plateau est formé de larges interfluves tabulaires et seulement quelques vallées étroites viennent rompre sa continuité.

Le plateau des monts Chics-Chocs constitue le plateau intermédiaire compris entre 650 et 900 m d'altitude. Il est situé de 10 à 15 km de la côte. Ce plateau est très disséqué et présente à certains endroits des ensembles de collines en forme de dômes.

Le plateau supérieur constitue ce que l'on appelle les hautes terres. Il est limité aux deux massifs montagneux des monts McGerrigle et du mont Albert qui sont séparés par la vallée Sainte-Anne. Ce plateau culmine au sommet du mont Albert à 1150 m d'altitude et au sommet du mont Jacques-Cartier à 1268 m.

Les vallées

Des vallées étroites et profondes, dépassant fréquemment 500 m d'altitude, entaillent les plateaux. Dans certains secteurs de la péninsule, leur tracé correspond aux principales directions structurales (axe de plis, faille de chevauchement; Héту, 1986). Les versants des diverses vallées ne sont pas tous issus de la dernière glaciation, mais ils ont beaucoup évolué au cours des dernières périodes tardi et postglaciaire.

2.1.1.2 Climat

En raison de sa position particulière entre le Québec-Labrador et les provinces maritimes la péninsule gaspésienne constitue un territoire influencé par les régimes climatiques continental et atlantique. La Gaspésie se situe dans la zone climatique tempérée continentale à été frais et elle est caractérisée par une absence de période sèche (Proulx *et al.*, 1987; Bélanger *et al.*, 1981). Les figures 2.2 et 2.3 présentent les cartes des températures et des précipitations annuelles moyennes (Proulx *et al.*, 1987). Les données climatiques ayant permis de tracer ces cartes proviennent de 26 stations météorologiques réparties sur la péninsule.

Sur l'ensemble du territoire gaspésien, les précipitations annuelles moyennes sont généralement supérieures à 1200 mm/an (Fig. 2.3). L'épaisseur des dépôts de neige peut varier grandement d'un secteur à l'autre de la péninsule en raison de l'influence du relief très contrasté et du vent. Trois zones bioclimatiques ont été identifiées selon l'altitude: 1) zone boréale (0-600 m); 2) zone subarctique ou subalpine (600-1000m); 3) zone alpine (\geq 1000 m et plus) (Bélanger *et al.*, 1981).

Les contrastes physiographiques que présente la péninsule gaspésienne conduisent à de fortes variations des conditions climatiques selon la distance à la mer et l'altitude. En effet, des zones côtières vers les hauts plateaux à l'intérieur des terres, les températures annuelles moyennes et le nombre de jours sans gel diminuent, alors que les précipitations moyennes annuelles augmentent (Gagnon, 1970; Proulx *et al.*, 1987; Fig. 2.2 et 2.3). Ainsi, au coeur de la péninsule, où se situe le premier site d'étude (Lac du Triangle), les

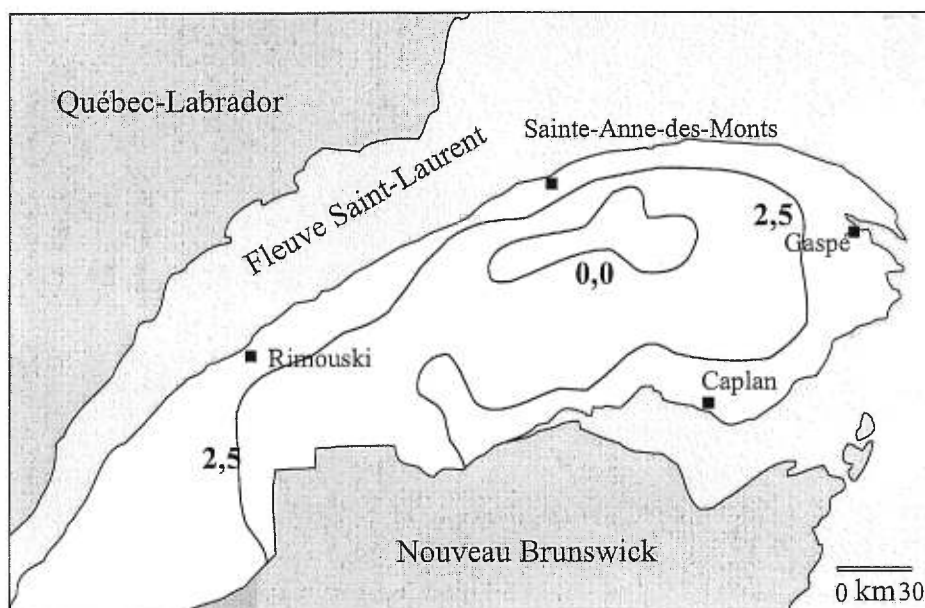


Figure 2.2. Températures moyennes annuelles de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent . Intervalle des isothermes: 2,5°C (Proulx *et al.*, 1987).

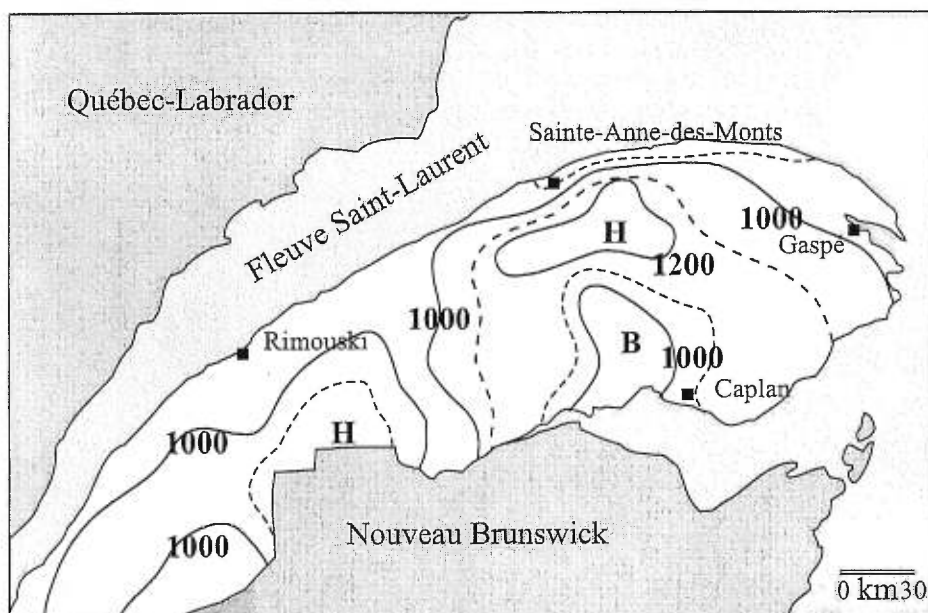


Figure 2.3. Moyennes des précipitations annuelles totales de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent. Intervalle des isohyètes: --- 100 mm et — 200 mm. (Proulx *et al.*, 1987). Les lettres indiquent la valeur relative des précipitations annuelles par rapport à l'isohyète le plus près: B: basse et H: haute.

conditions climatiques sont plus froides et plus humides que celles à l'extrémité est de la péninsule où se situe le second site d'étude (Petit lac Bouchard).

Les vents dominants sont orientés du sud-ouest au nord-est (Gagnon, 1970). Le principal courant marin agissant sur le climat gaspésien est le courant de Gaspé, qui prend son origine dans l'estuaire du Saint-Laurent pour ensuite se mélanger avec le courant du Labrador dans le golfe. L'amplitude des marées quotidiennes est de l'ordre de 0,70 m (Ghaminé *et al.*, 1990).

2.1.1.3 Végétation

La description des différents domaines de végétation de la Gaspésie qui suit est principalement basée sur les travaux de Grandtner (1972, 1975) et Rowe (1972) pour l'ensemble de la Gaspésie et de Boudreau & Payette (1981) pour la végétation des milieux alpins.

La péninsule gaspésienne est essentiellement forestière et comporte près de 1200 espèces de plantes vasculaires, réparties dans six domaines climaciques: l'*érablière à bouleau jaune*, la *sapinière à bouleau jaune*, la *sapinière à épinette blanche*, la *sapinière à bouleau blanc*, la *sapinière à épinette noire* et la *toundra alpine* (Fig. 2.4). Les limites des principales aires biogéographiques de la Gaspésie correspondent approximativement aux limites des grands ensembles physiographiques (Fig. 2.1 & 2.4). La répartition de la végétation est contrôlée par le climat qui est régi par la latitude, l'altitude et la continentalité (Richard & Labelle, 1987). La Gaspésie réunit des éléments des flores tempérées (*Pinus strobus*, *Betula alleghaniensis*, etc.), boréales (*Abies balsamea*, *Picea mariana*, etc.) et arctiques-alpines (*Dryas sp.*, etc.).

L'*érablière à bouleau jaune* occupe l'extrémité, le sud-ouest et le fond des vallées septentrionales de la Gaspésie, là où l'on retrouve le climat le plus chaud et le moins humide de toute la péninsule (Fig. 2.4). Les groupements terminaux sont principalement composés d'érable à sucre (*Acer saccharum*), de bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), d'épinette blanche (*Picea glauca*), de thuya de l'est (*Thuja occidentalis*), d'épinette rouge

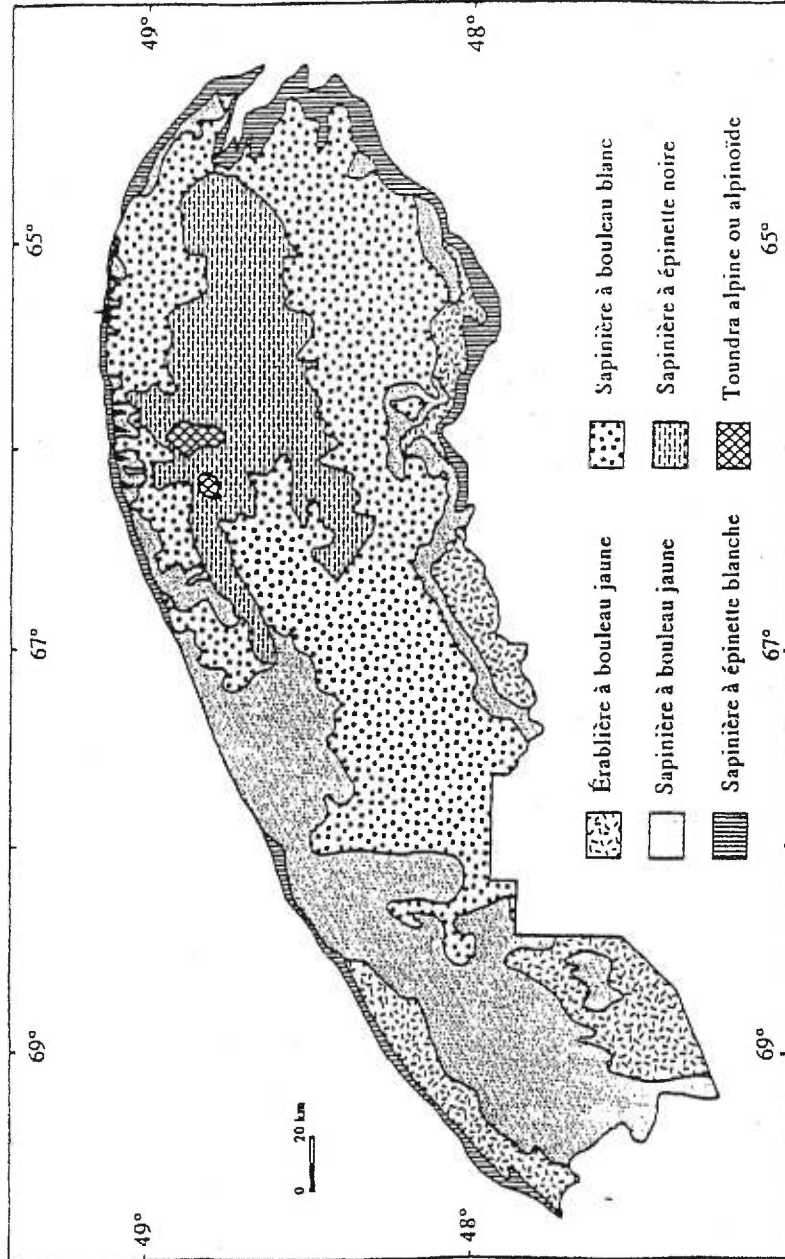


Figure 2.4. Principales formations végétales de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent d'après Grandtner (1972) (*in*: Héty, 1986).

(*Picea rubens*), d'épinette noire (*Picea mariana*), d'orme d'Amérique (*Ulmus americana*) et de frêne noir (*Fraxinus nigra*).

La *sapinière à bouleau jaune* occupe les versants raides qui bordent les vallées, ainsi que les fonds de vallées au-dessus de 60 m d'altitude avec une limite supérieure variant de 250 à 300 m (Fig. 2.4). Ce domaine de végétation se situe plus au nord et plus à l'est ainsi que plus haut en latitude que l'érablière à bouleau jaune, faisant ainsi presque tout le tour de la Gaspésie. La région dans laquelle la sapinière à bouleau jaune évolue est caractérisée par un climat plus froid et plus humide. Les essences arborescentes dominantes sont le sapin baumier (*Abies balsamea*), le bouleau jaune et l'épinette blanche. Le thuya de l'est devient plus dominant sur les substrats calcaires. La structure et la composition du couvert végétal de ce domaine climacique sont fortement liées à la dynamique des versants raides (pente > 30°).

La *sapinière à épinette blanche* est localisée sur le pourtour et à l'extrémité est de la péninsule (Fig. 2.4). Elle est essentiellement distribuée le long de la côte, couvrant ainsi une superficie relativement faible. Le climat de la région qu'elle occupe est de type tempéré froid à forte influence maritime (embruns). Les principales espèces dominantes sont le sapin baumier, l'épinette blanche, le mélèze laricin (*Larix laricina*) et le bouleau blanc; elles sont accompagnées du peuplier faux-tremble, du thuya de l'est, de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) et de l'érable à épis (*Acer spicatum*). Les chablis affectent beaucoup les forêts de l'escarpement côtier qui sont directement exposées aux vents forts provenant de l'estuaire.

La *sapinière à bouleau blanc* couvre l'ensemble du plateau gaspésien, le plateau des Chics-Chocs et le fond des basses vallées qui entaillent les plateaux des monts McGerrigle et Albert, constituant ainsi le plus vaste domaine végétal de la péninsule. Les principales essences arborescentes sont le sapin baumier, le bouleau blanc et l'épinette blanche. La limite supérieure de ce domaine est de 600 à 900 m d'altitude.

La *sapinière à épinette noire* occupe le plateau intermédiaire des Chics-Chocs évoluant à des altitudes généralement supérieures à 900 m (Fig. 2.4), succédant ainsi, en altitude, à la sapinière à bouleau blanc. Ce domaine correspond à la formation forestière la plus élevée

de la Gaspésie et est le deuxième en importance au point de vue de sa superficie. Les essences arborescentes dominantes sont le sapin baumier et l'épinette noire. Sur les sols biens drainés, l'épinette noire devient assez importante pour former de véritables pessières à calliergon. Au contact de la toundra, les arbres deviennent rabougris et évoluent sous l'aspect de formations végétales de krummholz. La sapinière à épinette noire comporte nettement moins de feuillus de transition que les autres domaines.

Les sommets du Mont Jacques-Cartier, du Mont Albert et de la Montagne-de-la-table sont occupés par le domaine de la *toundra alpine*. Le climat de ces régions est le plus froid et le plus humide de toute la Gaspésie. En conséquence, ce domaine est caractérisé par l'absence d'arbre et une flore arctique-alpine fortement spécialisée (Grandtner, 1972). La toundra alpine est occupée par des groupements de saules (*Salix sp.*), de bouleaux arbustifs (*Betula glandulosa*, *B. nana*) et d'airelles (*Vaccinium sp.*) de taille inférieure à un mètre. On y retrouve également des groupements de plantes herbacées dominés par des Cyperaceae (*Carex bigelowii*). La flore muscinale est bien diversifiée. Les lichens (*Cladonia sp.*, *Cetraria sp.*, *Rhizocarpon sp.*) sont présents en grande proportion. Ce domaine peut être subdivisé en deux sous-étages distincts: le sous-étage arbustif (krummholz) de 1000 à 1230 m d'altitude suivi plus haut du sous-étage herbacé.

2.1.2 La Déglaciation

Les modalités de la déglaciation ont pu influencer le mode d'établissement des premières populations végétales (Hétu, 1986), car en se retirant les glaces rendaient des terres disponibles à la colonisation végétale. Ainsi, le schéma chronologique du retrait des glaces de la péninsule nous fournit un cadre environnemental initial pour la colonisation végétale du territoire. La chronologie de la déglaciation de la Gaspésie est actuellement mieux connue. Celle-ci fut récemment précisée par Richard *et al.* (1997) qui ont pu déterminer, grâce à l'ajout d'une série de nouvelles dates basales de sédiments lacustres, le mode de retrait des glaces pour l'intérieur de la péninsule, jusqu'alors presque totalement inconnu.

Le modèle chronologique de la déglaciation qui est présenté ici s'appuie essentiellement sur les résultats de Richard *et al.* (1997), qui ont conservé les données chronologiques de

Lebuis & David (1977) pour la déglaciation estuarienne. Allard & Tremblay (1981) présentent des données chronologiques de la déglaciation pour la partie orientale de la péninsule. Les données chronologiques de la déglaciation du reste du Québec nous sont fournies par la synthèse nord-américaine de Dyke & Prest (1987). La description des différentes étapes de la déglaciation de la Gaspésie est également accompagnée d'une présentation des étapes de l'évolution de la mer de Goldthwait (Dionne, 1977) et de la mer de Champlain (Hillaire-Marcel, 1979). La figure 2.5 présente la chronologie de la déglaciation de la Gaspésie selon Richard *et al.* (1997).

Maximum glaciaire : Entre 24 000 – 21 000 BP égal.

Au Wisconsinien supérieur, entre 24 000 et 21 000 ans BP égal. (21 000 et 18 000 ans BP conv.), l'Inlandsis Laurentidien était à son extension maximale, et la majeure partie de l'Amérique du Nord et l'ensemble du Québec-Labrador étaient recouverts par la glace (Dyke et Prest, 1987). Au nord-est de l'Amérique, les limites méridionales de l'Inlandsis auraient dépassé la latitude 40° N, atteignant ainsi l'Indiana, l'Ohio et le Long Island dans l'état de New-York (Dyke et Prest, 1987; Occhiotti, 1987). La Gaspésie aurait été presque entièrement recouverte par l'Inlandsis Laurentidien, à l'exception d'une portion du secteur Sud-Est de la péninsule qui aurait subi l'influence de la calotte d'Escuminac (Bail, 1983; David & Lebuis, 1985; Héту & Gray, 1985; Pagé, 1999), et de l'extrémité orientale de la Gaspésie (Forillon) qui n'aurait connu que l'influence de glaciers locaux (Allard & Tremblay, 1981). Les provinces maritimes, quant à elles, n'auraient connu que l'influence des glaciers régionaux (Grant, 1977; Dyke & Prest, 1987; Jetté, 1991).

Début de la déglaciation : Entre 21 000 – 14 000 BP égal.

C'est vers 21 000 ans BP égal. (18 000 BP conv.; Dyke & Prest, 1987) que débuta la déglaciation. Celle-ci aurait été contrôlée par une augmentation de la radiation solaire (COHMAP, 1988; Kutzbach *et al.*, 1998). Entre 21 000 – 17 000 BP égal. (18 000 – 14 000 BP conv.), les marges de l'Inlandsis Laurentidien ont toutefois peu changé (Dyke & Prest, 1987; Pagé, 1999). Les marges glaciaires des provinces Atlantiques et des côtes québécoises du golfe semblent être demeurées relativement stables. Le retrait le plus

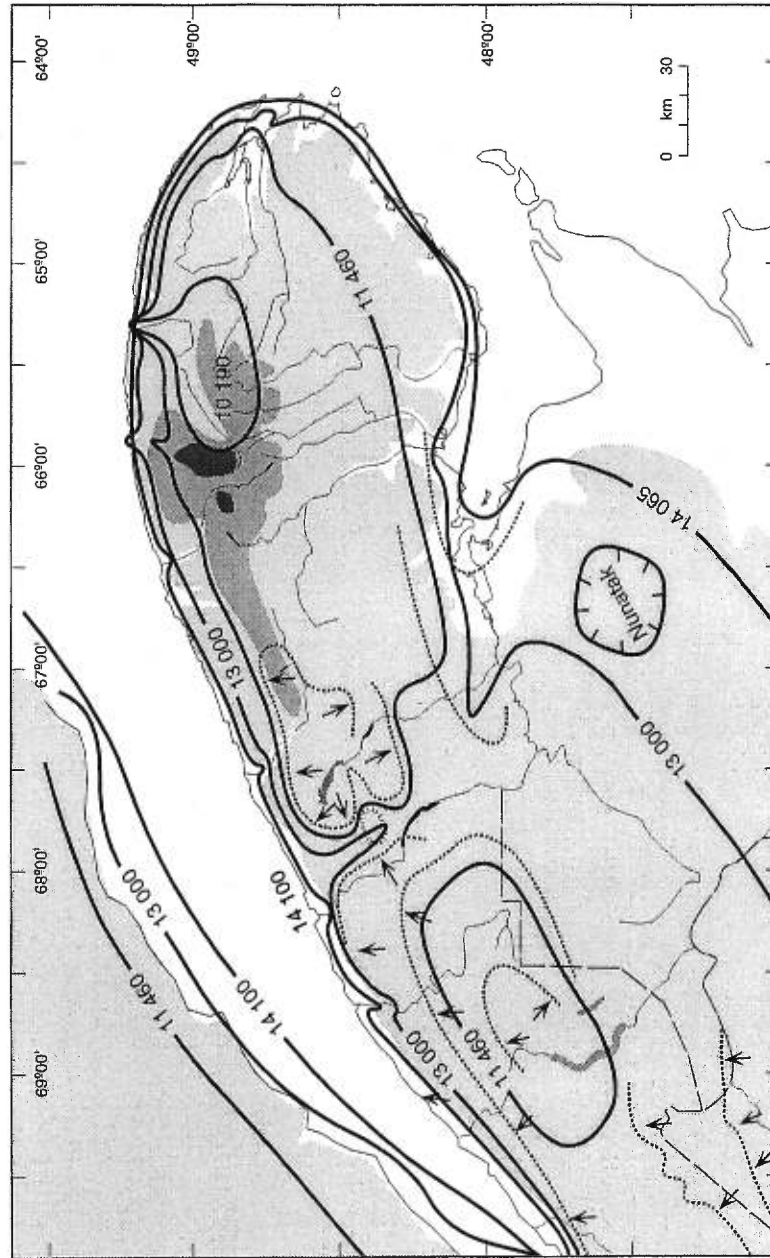


Figure 2.5. Chronologie de la déglaciation de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent d'après Richard *et al.* (1997). Les âges sont en années BP étalonées. Les traits en pointillé indiquent la position des fronts des glaciers et les flèches la direction des écoulements glaciaires.

important, au cours de cette période, s'est effectué au sud-est par la libération des glaces de Long Island et des zones les plus élevées des Adirondacks.

En Gaspésie et dans les provinces Atlantiques, la déglaciation ne débute que vers 17 000 ans BP étal. (14 000 ans BP conv.) (Dyke & Prest, 1987; Richard *et al.*, 1997; Fig. 2.5). Entre 17 000 et 14 700 ans BP étal., la pénétration de la mer dans l'estuaire du Saint-Laurent amène la formation de la Mer de Goldthwait (Dionne, 1977) et l'individualisation des glaces appalachiennes et laurentiennes (Dyke & Prest, 1987; Parent & Occhietti, 1988; Richard *et al.*, 1997). Ces masses de glace sont alors séparées par une immense baie de vêlage d'icebergs de 80 à 100 km de largeur progressant le long du chenal laurentien, qui va du golfe Saint-Laurent à la région de la ville de Québec (David & Lebus, 1985; Richard *et al.*, 1997; Pagé, 1999). À partir de cette époque, l'Inlandsis Laurentien continue son retrait vers le nord du Québec-Labrador, alors que la calotte gaspésienne se retire progressivement vers le centre de la péninsule.

En Gaspésie, les zones côtières de la péninsule sont les premières à être libérées des glaces (Fig. 2.5). La côte septentrionale gaspésienne aurait été déglacée dès 16 900 ans BP étal. (13 850 ans BP conv.), alors que la zone côtière méridionale aurait été progressivement libérée des glaces d'est en ouest entre 16 300 et 13 400 ans BP étal. (13 500 – 11 500 ans BP conv.) (Hétu, 1986; Syvitski, 1992; Richard *et al.*, 1997). La déglaciation de la baie des Chaleurs aurait donc été plus tardive que celle du reste de la côte gaspésienne. La déglaciation de la Gaspésie s'est effectuée par l'amincissement progressif des glaciers et par l'ablation des marges glaciaires le plus souvent en contact avec les eaux marines (Veillette & Cloutier, 1993; Richard *et al.*, 1997).

Entre 16 300 et 14 700 ans BP étal. (13 500 – 12 500 ans BP conv.) se déroule la première phase de la mer de Goldthwait (Dionne, 1977), qui est essentiellement transgressive et glacio-marine et qui présente des conditions semblables à celles des mers arctiques ou subarctiques actuelles. Le front glaciaire d'abord en contact avec la mer s'est graduellement retiré vers l'intérieur de la Gaspésie, depuis la baie des Chaleurs au sud et l'estuaire du Saint-Laurent au nord (Lebus & David, 1977; Richard *et al.*, 1997).

Au cours de cette période, la mer talonne le glacier en retrait, submergeant les zones côtières de la péninsule gaspésienne à mesure qu'elles sont libérées des glaces. La submersion a été possible à cause de l'affaissement isostatique résultant de la surcharge de l'Inlandsis et par la restitution à la mer de l'eau stockée dans les glaciers (Dionne, 1977). Ainsi, de 16 300 à 14 700 BP étal. (13 000 à 12 500 BP conv.), il y a déglaciation et submersion d'une bande côtière de la Gaspésie allant de Trois-Pistoles à l'extrémité nord-est de la péninsule. Les limites maximales marines auraient été atteintes vers 16 300 ans BP étal. (Lebuis & David, 1977; Veillette & Cloutier, 1993). Le relief côtier abrupt aurait limité de 1 à 5 km l'occupation de la marge gaspésienne par la mer de Goldthwait (Richard *et al.*, 1997).

Déglaciation de l'Arrière-Pays : 14 000 – 11 460 BP étal

Vers 14 000 ans BP étal. (12 000 ans BP conv.), la limite des glaces gaspésiennes jouxtait les côtes, et quelques glaciers de vallées demeuraient encore actifs (Fig. 2.5; Richard *et al.*, 1997) au moment où les eaux de la mer de Goldthwait envahissaient les basses terres du Saint-Laurent jusque dans l'Outaouais et le bassin du lac Champlain, pour ainsi constituer la mer de Champlain (Hillaire-Marcel, 1979). Entre 14 000 et 11 460 ans BP étal. (12 000–10 000 ans BP conv.), les glaces demeurent largement étendues dans tout l'arrière-pays côtier gaspésien et le Bas-Saint-Laurent, comme semble en témoigner la présence de vastes deltas érigés par des apports d'eau de fonte entre le Mont-Saint-Pierre et Grande Vallée à cette époque (Hétu, 1986; Richard *et al.*, 1997). Proche de la côte, des glaces locales auraient occupé certains petits bassins versants jusque vers 11 500 BP étal. (10 000 BP conv.). Des glaces auraient également existé dans la baie de Gaspé entre 13 000 et 11 500 BP étal. (11 000-10 000 BP conv.) (Richard *et al.*, 1997).

Les eaux de fonte des glaciers ont contribué au maintien de conditions climatiques froides dans les régions du golfe du Saint-Laurent entre 13 800 et 9000 BP étal. (11 800-8000 BP conv.) (Lewis & Anderson, 1989). Il y aurait eu des poussées glaciaires après 14 300 BP étal. (12 400 BP conv.) et durant l'intervalle de 13 000- 11 500 BP étal. (11 000-10 000 BP conv.), qui correspond à l'oscillation climatique froide du Dryas Récent (Richard *et al.*, 1997). Des dépôts morainiques et des deltas proglaciaires présents sur la côte nord

gaspésienne témoigneraient d'un arrêt, voire même d'une réactivation du front glaciaire entre 13 000 et 11 460 BP étal. (11 000-10 000 BP conv.) suite au refroidissement climatique du Dryas III (Gray & Hétu, 1987).

De 14 000 à 11 500 BP étal. se déroule la phase de transition entre la phase transgressive et la phase régressive de la mer de Goldthwait (Dionne, 1977). C'est au cours de cette période que la régression de la mer de Goldthwait est la plus marquée, en raison d'un relèvement isostatique important. Les eaux superficielles du golfe du Saint-Laurent sont froides (couverture de glace durant 8 mois/an) et de plus faible salinité qu'actuellement (de Vernal, 1993). Ces conditions subsisteront jusque vers 11 460 étal. (10 000 BP conv.).

L'ensemble des plateaux gaspésiens serait demeuré sous l'emprise des glaces jusque vers 12 500-11 460 BP étal. (10 500-10 000 BP conv.) (Richard *et al.*, 1997). En ce qui a trait au mont Albert et aux monts McGerrigles, il n'existe actuellement aucune indication fiable comme quoi leur sommet aurait été complètement dégagé avant 11 500 BP étal. D'après les dates basales de certains lacs, il semblerait que la moitié septentrionale de la péninsule gaspésienne aurait été libérée un peu après la moitié méridionale (Richard *et al.*, 1997).

Dans le Bas-Saint-Laurent (à l'ouest du lac Matapédia), il y aurait eu, vers 13 000 BP étal., une individualisation des glaces en deux appareils glaciaires: un bas-laurentien et un autre gaspésien. La formation d'un lac proglaciaire à l'emplacement actuel du lac Matapédia aurait accompagné le retrait vers le sud-ouest et vers le nord-est de ces deux masses glaciaires (Prichonnet, 1995; Richard *et al.*, 1997).

Vers 11 500 BP étal. (10 000 BP conv.), la mer de Goldthwait entre dans sa dernière phase essentiellement régressive (Dionne, 1977). Le rythme lent de la régression marine traduit le faible taux de relèvement isostatique. À cette époque, les eaux superficielles du golfe Saint-Laurent se réchauffent et présentent des conditions de salinité et de température similaires à l'actuel (16° C) avec un couvert de glace ne persistant que seulement durant deux mois par année (de Vernal, 1993). Peu après, entre 9500 et 9000 BP. étal., 75 % des côtes gaspésiennes sont émergées. L'émersion postglaciaire des terres est plus ou moins complétée avant 5700 BP étal. (5000 ans BP conv.) (Gray & Hétu, 1987).

De 13 000 à 11 500 BP, dans le haut Saint-Laurent, le lac pro-glaciaire Agassiz se vidange dans la mer de Champlain en y déversant en moyenne 17 000 km³ d'eau douce par année, entraînant ainsi une diminution importante de la salinité de ses eaux (Hillaire-Marcel, 1979; Pagé, 1999). Vers 10 700 BP étal. (9500 BP conv.), la mer de Champlain sera remplacée par le lac postglaciaire Lampsilis (Hillaire-Marcel; 1979; Dyke & Prest, 1987; Parent & Occhietti, 1988).

Déglaciation finale : 10 200 BP étal.

C'est vers 10 200 BP étal. (9000 BP conv.) que se serait produite la déglaciation finale de la péninsule gaspésienne dans la région de Murdochville, à l'exception de quelques glaciers de cirque qui auraient possiblement persisté dans les régions montagneuses (Fig. 2.5; Richard *et al.*, 1997). Dans le Bas-Saint-Laurent, d'après les deltas proglaciaires et les dates basales de sédiments lacustres, les dernières glaces auraient disparu vers 11 460 BP étal. (10 000 BP conv.) dans la région de Rimouski et vers 11 200 BP étal. (9800 BP conv.) dans la région du lac Matapédia (Hétu, 1994; Richard & Larouche, 1994; Prichonnet, 1995; Richard *et al.*, 1997).

Pendant ce temps, l'Inlandsis Laurentidien continue de se détériorer au nord de la péninsule du Québec-Labrador. Vers 9450 BP étal. (8400 BP conv.), il se disloque suite à la pénétration de la mer de Tyrrell dans la baie d'Hudson (Dyke & Prest, 1987). Vers 7800 BP étal. (7000 BP conv.), les glaces du Labrador se retirent vers le centre du Nouveau-Québec, et seuls quelques restes de l'Inlandsis Laurentidien subsistent encore. La déglaciation finale se serait effectuée vers 6400 BP étal. (5600 BP conv.), au centre du Nouveau-Québec (Richard *et al.*, 1982; Occhietti, 1989, Vincent, 1989).

Vers 5700 BP étal. (5000 BP conv.), le niveau marin se serait abaissé sous le niveau actuel; s'ensuit une remontée, qui serait antérieure à 3200 BP étal. (3000 BP conv.), permettant ainsi la construction d'une flèche littorale à l'embouchure de la rivière Madeleine puis s'abaissant à nouveau pour atteindre le niveau actuel (Gray & Hétu, 1987). Le niveau actuel (eustatique) de la mer dans le golfe du Saint-Laurent aurait été atteint vers 3200 ans BP étal. (3000 ans BP conv.; Dionne, 1977).

2.2 TERRAIN

2.2.1 DESCRIPTION DES SITES

2.2.1.1 *Lac du Triangle*

Le lac du Triangle (48°42'36'' lat. N, 65°24'50'' long. O) est situé au cœur de la péninsule gaspésienne, à la tête de la rivière Saint-Jean, dans le Canton de Gastonguay et à environ 30 km au sud de Murdochville (Fig. 2.6). Il s'agit d'un petit lac (1,5 hectare) de forme elliptique à 465 m d'altitude. Sa profondeur est de 2,10 m. Il ne possède pas d'affluent majeur, mais il se vide dans le ruisseau du Camp Dix par son exutoire situé au nord-ouest. C'est un lac eutrophe aux berges entourées (Fig. 2.7).

La végétation actuelle.

Le lac du Triangle se situe dans le domaine forestier gaspésien le plus élevé en altitude, soit la sapinière à épinette noire. On y retrouve les espèces arborescentes caractéristiques de la forêt boréale québécoise. *Abies balsamea* et *Picea mariana* sont accompagnés de *Betula papyrifera*, *Populus tremuloïdes* et, en plus faible proportion, *Larix laricina*, qui évolue surtout dans les zones plus humides. Aucune essence thermophile, tel le pin blanc (*Pinus strobus*) ou le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), n'évolue actuellement dans la région.

La forêt immédiate au lac est caractérisée par une très faible diversité d'espèces arborescentes. L'épinette noire (*Picea mariana*) est la principale essence dominante. Elle constitue une forêt dense qui ceinture le lac (Fig. 2.7). Sur les monts environnants, la forêt d'épinette noire est remplacée par des peuplements composés presque exclusivement de feuillus pionniers tels le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) et le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*). La transition entre ces deux types de peuplement forestier est très nette (Fig. 2.7). Un feu ayant eu lieu au cours des années 1950 serait à l'origine de la présence de ces peuplements de feuillus pionniers (source locale). Le sapin baumier (*Abies balsamea*) est également présent et accompagne l'épinette noire. Le lac du Triangle est situé dans un secteur très isolé; ainsi, les perturbations anthropiques sont peu nombreuses.

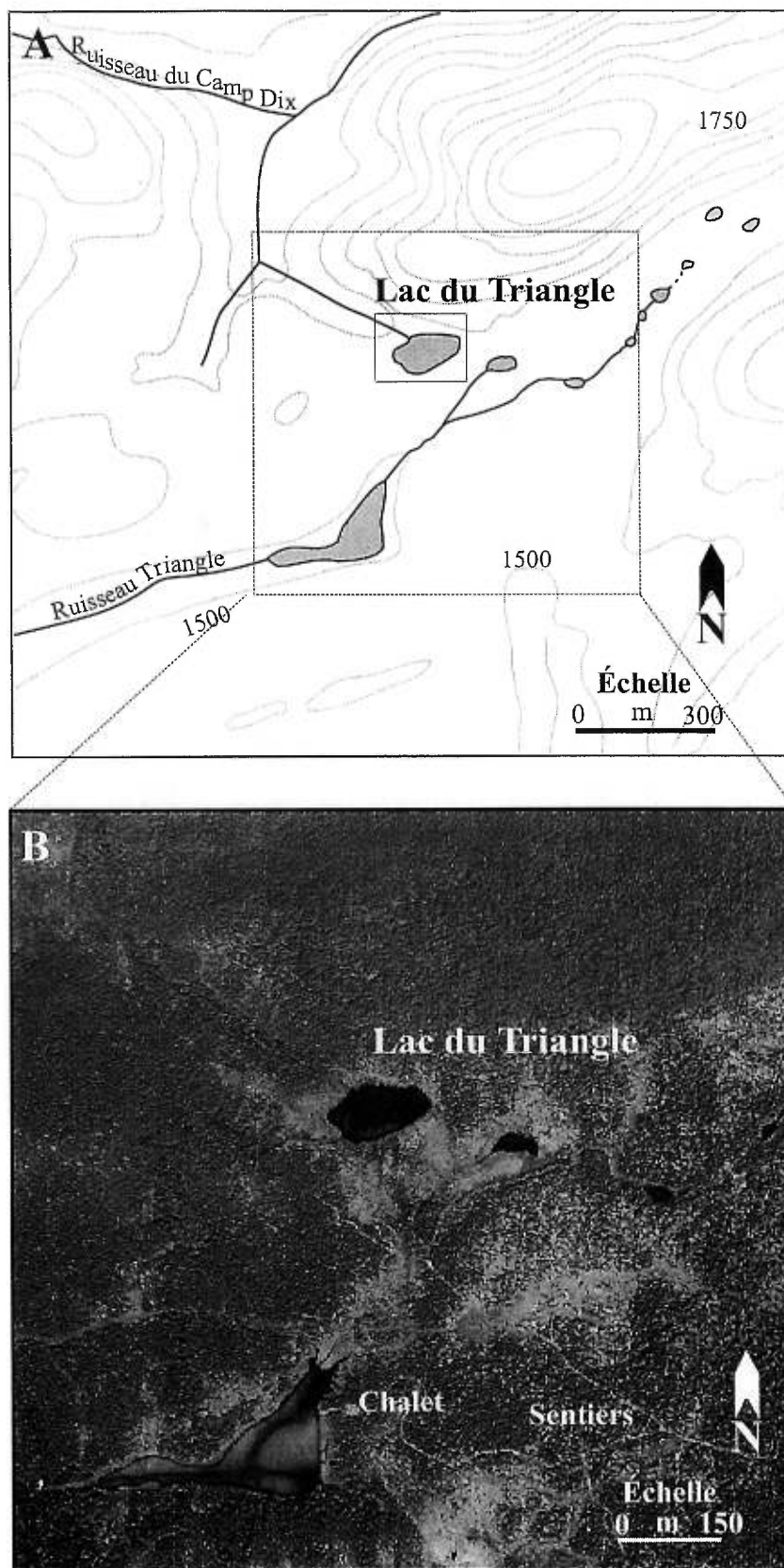


Figure 2.6. Localisation du lac du Triangle: A) Topographie du secteur à l'étude; B) Photographie aérienne de la région.

A**B**

Fig. 2.7. Végétation du lac du Triangle: **A)** Zone entourée à l'ouest du bassin lacustre, **B)** Forêt riveraine d'épinettes noires (*Picea mariana*) ceinturant le lac et forêt de peupliers faux-tremble (*Populus tremuloides*) occupant les monts environnants.

Elles se limitent à la chasse (caches, salines) et à quelques petits sentiers pour véhicules tout-terrain (Fig.2.6).

Les zones riveraines ouest et sud-ouest du lac sont entourbées et sont constituées d'un tapis de sphaigne (*Sphagnum capillifolium*), laquelle est densément colonisée par des arbustes comme le myrique baumier (*Myrica gale*), l'aulne rugueux (*Alnus incana*) et des Ericaceae qui sont accompagnés de l'épinette noire et du mélèze laricin. Dans la partie sud-ouest du secteur entourbé, on retrouve un petit peuplement dense d'aulne rugueux d'une centaine d'individus (Fig. 2.7). Dans le lac, les macrophytes sont très peu abondants (Fig. 2.7). Seules des groupements de Cyperaceae (*Carex* sp.) ont été observées à plusieurs endroits dans les zones littorales en bordure du lac.

La physiographie de la région.

Le paysage environnant du lac du Triangle est constitué de plusieurs collines. Le lac occupe une dépression dans des dépôts alluviaux de 1m d'épaisseur constitués de silts, de sables, de graviers et de blocs. À l'est et à l'ouest du bassin lacustre se trouvent des dépôts glaciaires (till à matrice sablo-argileuse) qui forment une couverture sédimentaire continue de plus de un mètre. Au nord et au sud, les dépôts forment un tapis discontinu. Des colluvions postglaciaires (blocs, graviers, sables et silts) de 1 à 10 m d'épaisseur couvrent les vallées et les flancs des monts avoisinants dont les sommets sont constitués d'affleurements rocheux (Veillette & Cloutier, 1993). Ces dépôts meubles surmontent la formation géologique des calcaires supérieurs de Gaspé (Gouvernement du Québec, 1987).

Le climat régional.

La région subit les influences d'un climat froid et humide avec une température moyenne annuelle de 1,25° C. La température moyenne du mois de janvier est de -12,5° C, et celle de juillet est de 15° C. La moyenne annuelle des précipitations totales est près de 1100 mm, dont 45 % tombent sous forme de neige. Le nombre de jours sans gel est de 80 (Gagnon, 1970; Proulx *et al.* 1987).

2.2.1.2 Petit lac Bouchard

Le Petit lac Bouchard (48°51'14'' lat. N, 64°35'52'' long. O) est situé à 145 m d'altitude au nord de la rivière Darmouth et à environ 3,5 de Cortéreal (Fig. 2.8). Il est également situé à proximité (environ 65 m) du Grand lac Bouchard. C'est un petit lac elliptique de 2 hectares ayant une profondeur de 1,45m. Il ne possède aucun affluent majeur; toutefois, il se draine vers la rivière de La Petite Fourche par son effluent situé au nord de son bassin (Fig.2.10). Il s'agit d'un lac très eutrophe aux berges entourbées et dont les eaux sont abondamment colonisées par les macrophytes.

Végétation régionale actuelle

Les forêts régionales font partie du plus vaste domaine de végétation de la péninsule gaspésienne soit la sapinière à bouleau blanc. Le Petit lac Bouchard est également situé à proximité du domaine côtier de la sapinière à épinette blanche. Étant donné l'importance des perturbations d'origines anthropiques, les forêts climaciques sont peu abondantes dans la région d'étude. Les forêts sont grandement perturbées par les coupes forestières intensives (Fig. 2.9). Des coupes ont été effectuées à moins de 100 m du lac. Dans les secteurs où la coupe est plus récente, on retrouve des peuplements dominés par des arbustes (Ericaceae) qui sont accompagnés de quelques bouleaux blancs. Dans les zones où la coupe forestière est plus ancienne, on retrouve des peuplements denses de bouleau blanc et de peuplier faux-tremble (Fig.2.9). Peu de peuplements matures ont été observés. Les individus les plus âgés se trouvent en bordure des lacs, là où aucune coupe récente ne semble avoir été effectuée.

La forêt immédiate du Petit lac Bouchard est caractérisée par une plus grande diversité d'espèces qu'au Lac du Triangle, comme le démontre la présence d'espèces thermophiles comme le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) et le pin blanc (*Pinus strobus*). En périphérie du lac, l'épinette noire domine, principalement dans les secteurs les plus humides (Fig. 2.9). Dans les milieux plus secs, on retrouve une forêt mixte principalement constituée d'épinette noire, de sapin baumier chez les conifères, de peuplier faux-tremble, de peuplier baumier, de bouleau blanc et de bouleau jaune chez les feuillus.

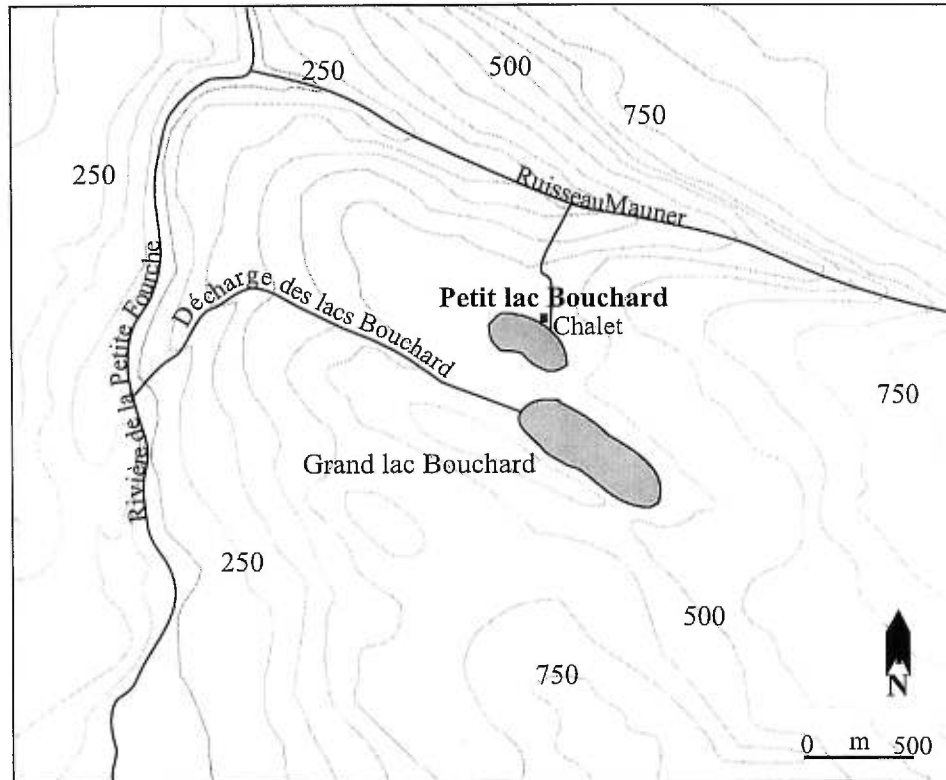


Figure 2.8. Carte topographique de la région du Petit lac Bouchard et localisation du site.

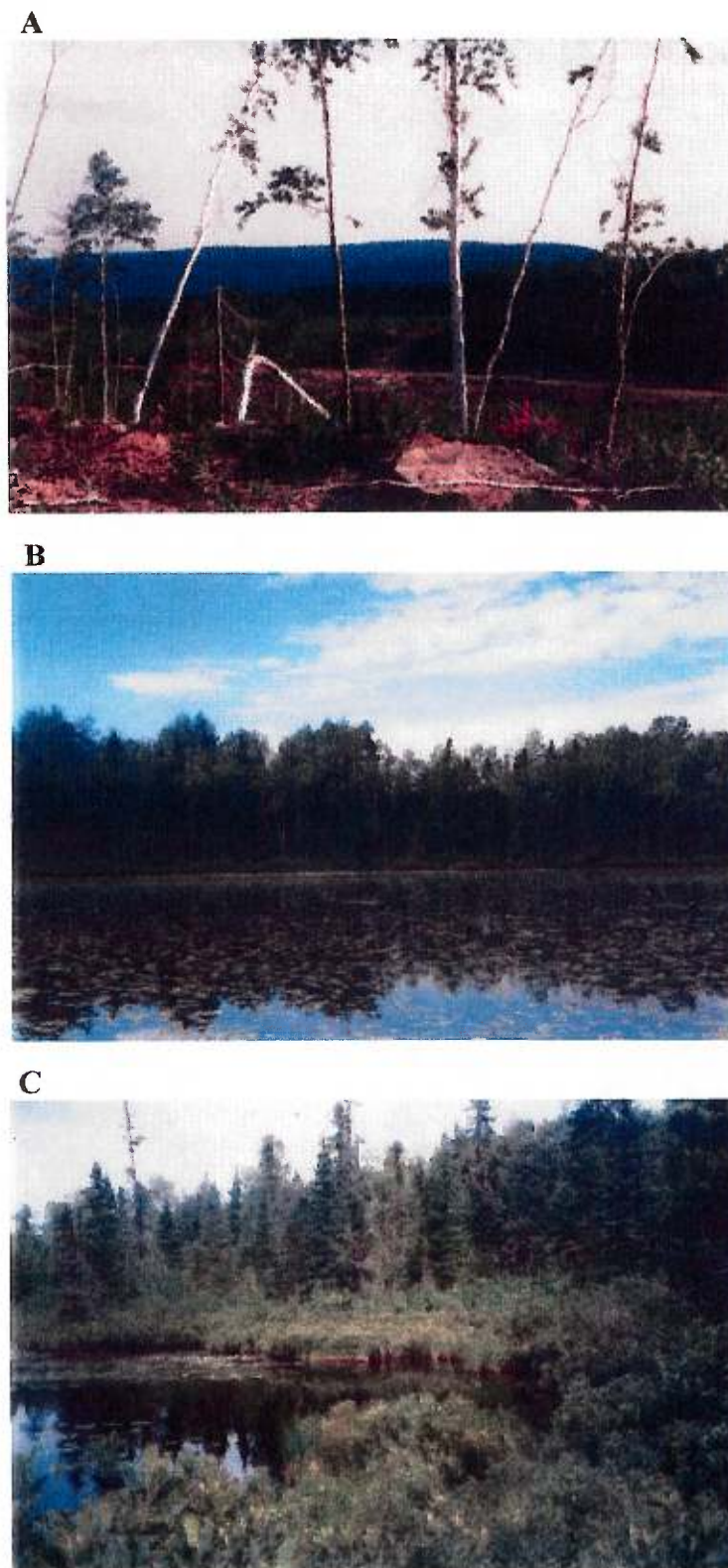


Figure 2.9. Végétation du Petit lac Bouchard: **A)** Zone de coupe forestière à proximité du lac, **B)** Forêt riveraine mixte et peuplement lacustre de *Nuphar variegatum*, **C)** Zone entourée au nord-ouest du bassin lacustre.

Les berges au nord et à l'ouest du bassin lacustre sont entourées. Dans la partie ouest, l'entourbement s'étend sur quelques dizaines de mètres, tandis que dans la partie nord, il ne s'étend que sur quelques mètres. Deux espèces de sphaignes ont été retrouvées, soit *Sphagnum capillifolium* et, en moins grande abondance, *Sphagnum squarrosum*. Les berges sont principalement constituées d'arbustes, où dominent essentiellement le myrique baumier (*Myrica gale*), qui est accompagné de l'aulne rugueux (*Alnus incana*), du kalmia à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia*) et de quelques herbes (Fig. 2.9). Dans le secteur est, des peuplements denses de myrique baumier constituent une transition directe entre l'eau du lac et les forêts immédiates.

Contrairement au lac du Triangle, les macrophytes sont très abondants au Petit lac Bouchard. Sur presque la totalité de la surface du lac, le grand nuphar jaune (*Nuphar variegatum*) constitue un tapis continu, à l'exception de la partie sud-est du bassin où il est moins abondant (Fig. 2.9). Dans ce secteur, il est accompagné de l'ériocaulon aquatique (*Eriocaulum aquaticum*). Toujours en milieu aquatique, des Cyperaceae (*Carex sp.*) évoluent en touffes à plusieurs endroits en bordure du lac (Fig. 2.9).

Physiographie de la région

Le lac est localisé en marge du plateau gaspésien et à proximité du bas plateau côtier. La physiographie environnante est plane et entourée de collines et de monts, dont certains atteignent 450 m d'altitude. Les dépôts meubles sur lesquels se trouve le lac sont des tills glaciaires qui forment un tapis continu d'au moins un mètre d'épaisseur (Veillette & Cloutier, 1993). Ces tills surmontent la formation géologique du Grès de Gaspé (Gouvernement du Québec, 1987).

Climat régional

Dans la région, la température moyenne annuelle est de 2,5° C. La température moyenne du mois de janvier est de -10° C et celle de juillet est de 17,5° C. La moyenne des précipitations totales annuelles est de 1000 mm, dont 35% tombent sous forme de neige. Le nombre de jours sans gel est de 120 (Gagnon, 1970; Proulx *et al*, 1987).

2.2.2 ÉCHANTILLONNAGE

Cette section décrit les étapes de l'échantillonnage du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard, c'est-à-dire le prélèvement des carottes sédimentaires lacustres qui ont servi dans le cadre de notre projet de recherche.

Une carotte sédimentaire complète du lac du Triangle (TRIANGLE) et deux carottes basales du Petit lac Bouchard (BOUCHARD) ont été échantillonnées par Pierre J.H. Richard et Alayn Larouche en mars 1994, lors d'une mission d'échantillonnage pour la récolte de l'interface organique-inorganique. Cette expédition était inscrite dans le cadre d'un projet de recherche visant à la détermination des âges minimums de la déglaciation de l'ensemble de la péninsule gaspésienne (Richard *et al.*, 1997). Les autres carottes sédimentaires du Petit lac Bouchard ont été échantillonnées en juin 1996 (BOUCHS et BOUCH96).

Les sédiments des deux sites ont été prélevés au centre de leur bassin lacustre sous 1,6 m d'eau dans le cas du Lac du Triangle et sous 1,4 m d'eau dans le cas du Petit lac Bouchard. Les sédiments échantillonnés en mars 1994 ont été prélevés à partir du couvert de glace encore présent sur les deux lacs. Le second échantillonnage au Petit lac Bouchard a été effectué à partir d'un canot pneumatique.

Dans un premier temps, l'échantillonnage s'effectuait en déterminant la profondeur de l'interface sédiment organique-inorganique avec l'aide d'une sonde Hiller. Ensuite, les sédiments étaient prélevés segment par segment à l'aide d'une sonde à piston de type Livingstone modifiée (Livingstone, 1955). Ce carottier permet le prélèvement de segments d'un mètre de longueur et de 5 cm de diamètre en les emprisonnant dans des tubes d'aluminium. Une fois récoltés, les segments de carottes ont été extraits des tubes d'échantillonnage au camp de base. Pour limiter leur assèchement, les sédiments étaient enveloppés dans des pellicules plastiques. Ensuite, ils étaient recouverts de papiers d'aluminium afin de les préserver de la lumière. Chaque segment était identifié et déposé dans des boîtes protectrices en bois. Finalement, ils ont été conservés dans une chambre froide à une température de 5°C jusqu'à leur examen et leur analyse.

Au Petit lac Bouchard, afin de récupérer intacte l'interface eau-sédiment, un échantillon de surface a été prélevé à l'aide d'un carottier de type Kajak-Brinkhurst (KB). Ce carottier permet la récolte des sédiments fluides à la surface des lacs et qui ne peuvent être recueillis avec la sonde Livingstone. Cela permet d'obtenir un prélèvement d'un maximum de 0,62 cm de longueur et d'un diamètre de 6,4 cm. Afin d'éviter la perturbation de l'interface fluide, le sous-échantillonnage des sédiments prélevés fut effectué sur le terrain. Les échantillons prélevés avaient une épaisseur de 1 cm pour 32 cm³. Ceux-ci étaient mis dans des sacs en plastique hermétiquement scellés puis identifiés. Au laboratoire, les sédiments étaient conservés au frais à 5°C jusqu'à leur analyse.

CHAPITRE 3. MÉTHODES

Ce chapitre présente les différentes techniques utilisées en laboratoire.

3.1 Sédimentologie

Les sédiments des deux sites ont été décrits visuellement selon Troels-Smith modifié (Aaby & Berglund, 1986). Afin de déterminer le contenu en matière organique et en carbonates des sédiments, des échantillons d'un volume de un cm^3 ont été prélevés et soumis à la perte au feu (PAF) selon Dean (1974). Les étapes de la perte au feu sont présentées en détail à l'annexe à la fin du document du mémoire. Pour chacune des séquences sédimentaires des deux sites, les mesures de la perte au feu ont été effectuées à tous les centimètres, à l'exception des niveaux où des sédiments avaient préalablement été prélevés pour la datation afin de déterminer avec le plus de précision possible les changements dans la nature des sédiments. Les valeurs des résultats initialement données en poids de matière sèche ($\text{gramme}/\text{cm}^3$) ont ensuite été transformées en pourcentages de matière organique, de carbonates et de résidus.

3.2 Chronologie

Pour le lac du Triangle, la datation de macrorestes terricoles par spectrométrie de masse à l'accélérateur de particules (SMA) fut préférée à la datation conventionnelle par mesure de la radioactivité résiduelle de la matière organique totale (sédiments en vrac). Ceci en raison de la présence, sur une grande portion de la colonne stratigraphique du Lac du Triangle, de sédiments riches en carbonates (marne) et de coquillages de mollusques d'eau douce.

Les travaux de Lowe & Walker (1980) effectués en Europe ont démontré que les dépôts meubles des régions constituées de roches sédimentaires du paléozoïque sont susceptibles de contenir du matériel riche en carbonates anciens. Ainsi, les carbones inactifs issus de ces carbonates peuvent contaminer le gaz carbonique (CO_2) dissout dans les eaux des lacs, ce qui pourrait avoir pour conséquence un vieillissement des âges ^{14}C . Puisque les plantes terricoles ne devraient contenir *a priori* que du carbone dérivé du CO_2 atmosphérique par

le biais de la photosynthèse, la datation de leurs macrorestes devrait permettre d'obtenir des âges exacts (Litherland & Beukens, 1995; Richard *et al.*, 1997).

Les macrorestes recueillis dans les sédiments des deux sites furent soumis à la datation par spectrométrie de masse (SMA) avec l'aide d'un accélérateur de particules (Litherland & Beukens, 1995). Parmi les pièces soumises à la datation on retrouve des graines, des écailles de cônes mâles, des bractées, des mésoblastes, des fragments de feuilles (aiguilles dans le cas des conifères) et des fragments de bois.

Dans le cas du Petit lac Bouchard, les sédiments prélevés à l'aide du carottier Kajak-Brinkhurst (BOUCHS) et ceux des 100 cm supérieurs de la carotte Livingstone (BOUCH96) ont été soumis à la datation conventionnelle de la matière organique totale (gyttja) en raison de la pauvreté en macrorestes terricoles, principalement dans le cas de BOUCHS. Des macrorestes terricoles provenant des intervalles de profondeur 50-55, 105-110, 150-155, 195-200 et 245-250 cm de la carotte Livingstone Bouch96 et des intervalles 320-324 cm et 280-285 cm de la carotte basale Livingstone BOUCHARDB ont été soumis à la datation par spectrométrie de masse à l'accélérateur de particules (SMA) (Tab. I).

En raison de variations importantes du contenu de l'atmosphère en ^{14}C (Anmann & Lotter, 1989; Stuiver & Reimer, 1993), les âges radiocarbone conventionnels ont été transformés en âges étalonnés à l'aide du logiciel CALIB 3.0 (Stuiver & Reimer, 1993). Ceci permet d'évaluer les taux de changements en années réelles (années dendrochronologiques), les rendant comparables pour toute la durée de l'Holocène, ce que les années conventionnelles ne permettent pas. Les dates issues des autres travaux auxquels il sera fait référence sont également présentées en années étalonnées. Toutefois, celles-ci seront accompagnées des âges ^{14}C conventionnels entre parenthèses.

Les courbes de l'âge des sédiments selon la profondeur et la détermination de l'âge de chaque niveau analysé furent établies à l'aide des fonctions de traitement et d'interpolation des données et des possibilités graphiques qu'autorise le logiciel KaleidaGraphTM (Abelbeck Software, version 2.1).

3.3 Analyse sporopollinique

Des volumes d'un cm³ de sédiments ont été prélevés directement sur les carottes sédimentaires des deux sites à l'aide d'un emporte-pièce. Dans le cas des sédiments inorganiques (silt, argile), où les concentrations sporopolliniques sont généralement très faibles, des volumes de 2 cm³ furent prélevés. Les échantillons ont été contaminés par une suspension contenant une concentration connue de grains de pollen exotiques (*Eucalyptus globulus*) selon la méthode décrite par Benninghoff (1962). La concentration de la suspension a été préalablement déterminée à l'aide d'un hématocytomètre. Ensuite, les grains de pollen et les spores ont été extraits des sédiments d'après la méthode conventionnelle décrite par Richard (1977) et tirée de Faegri & Iversen (1989). Le détail des étapes du traitement des échantillons est présenté en annexe à la fin du mémoire. Les échantillons traités ont été colorés au rouge neutre, dilués avec de la glycérine pure et montés entre lame et lamelle (22 mm X 22 mm).

Dénombrement du contenu sporopollinique

La carotte sédimentaire du Lac du Triangle a été analysée systématiquement à tous les 10 cm pour un total de 41 échantillons. Pour le Petit lac Bouchard, les segments A, B et C de la carotte Livingstone BOUCH96 et la carotte de l'interface eau/ sédiment (KB) BOUCHS ont été analysés à un intervalle régulier de 5 cm (52 échantillons). La carotte Livingstone basale BOUCHARDB a été analysée à tous les 5 cm à son sommet pour permettre une meilleure corrélation palynostratigraphique avec BOUCH96C et à sa base là où les changements du contenu sporopollinique sont les plus importants. Le reste de ce profil fut analysé à tous les 10 cm. Au total, les sédiments du Petit lac Bouchard ont fait l'objet de 81 analyses sporopolliniques.

Le dénombrement des grains de pollen et des spores a été effectué à l'aide d'un microscope photonique à un grossissement de 40X, et de 100X dans les cas où il s'avérait nécessaire d'examiner les détails afin d'obtenir une meilleure identification.

Les taxons polliniques identifiés sont divisés en deux groupes : 1) les taxons de la somme pollinique qui incluent les arbres, les arbustes, les herbes et les grains de pollen indéterminés, et 2) les taxons hors-total qui incluent les Ptéridophytes, les plantes

aquatiques, les mousses et les algues microscopiques (*Pediastrum sp.*). Pour chaque niveau analysé, une somme pollinique minimale de 500 grains de pollen de plantes vasculaires terricoles a été dénombrée. Cette somme est considérée suffisante pour obtenir une bonne représentation de la diversité du contenu pollinique (Rull, 1987). Pour les niveaux où les concentrations polliniques étaient très faibles (ex. dans les sédiments inorganiques), l'analyse d'une seule lame s'est avérée insuffisante. Des lames supplémentaires furent alors analysées jusqu'à ce que le nombre total de 500 grains ait été atteint (ou un minimum de 300 grains dans les cas de concentrations extrêmement faibles).

Les pourcentages polliniques des taxons terricoles ont été déterminés à partir de la somme pollinique. Les influx polliniques (grains/cm²/an) correspondent aux concentrations corrigées par le taux d'accumulation sédimentaire. Les concentrations polliniques (grains/cm³) ont été préalablement déterminées par contamination à l'aide d'une suspension à concentration connue de grains de pollen d'*Eucalyptus globulus* (Benninghoff, 1962).

L'identification des grains de pollen et de spores a été effectuée au niveau taxonomique le plus précis possible à l'aide des clés d'identification de Richard (1970), McAndrews *et al.*, (1973), Faegri & Iversen (1989), Parent & Richard, 1991 et Moore *et al.* (1991), ainsi que de la collection de référence du Laboratoire de Paléogéographie et de Palynologie du Département de Géographie de l'Université de Montréal. Pour la distinction entre le pollen de *Juniperus communis* (genévrier commun) et de *Thuja occidentalis* (Thuya de l'est), nous nous sommes référés à la clef de Richard & Parent (1990). Toutefois, dans les cas où la distinction n'était pas possible, les grains de pollen ont été classés dans le taxon *Thuja occidentalis-Juniperus communis*. Parallèlement aux spores et pollen des plantes, les algues planctoniques (*Pediastrum sp.*) ont également été identifiées et dénombrées (Nielsen & Sorensen, 1992).

Les taxons portant la mention "type" regroupent plusieurs taxons présentant une morphologie pollinique similaire. La mention "cf." était attribuée lorsqu'il y avait une ressemblance entre le grain de pollen fossile et un spécimen moderne (présent dans un atlas ou la collection de référence), mais que l'identification était faite sous toute réserve.

Les grains de pollen de bouleau (*Betula*) sont morphologiquement très semblables, et leur identification à l'espèce est très difficile. Trois espèces de *Betula* sont présentes en Gaspésie, soit le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), le bouleau blanc (*B. papyrifera*) et le bouleau jaune (*B. alleghaniensis*). La taille des grains de pollen de bouleau serait en relation avec le port de l'arbre et l'espèce (Claussen, 1960; Richard, 1977). L'identification des espèces de *Betula* a été effectuée en se basant sur les trois classes de diamètre utilisées par Labelle & Richard (1984): bouleau arbustif (*Betula glandulosa*, *B. nana*) (< 23 µm); bouleau blanc (> 23 µm < 28 µm) et bouleau jaune (> 28 µm). 100 grains de pollen de bouleau ont été mesurés pour chaque spectre analysé. Ce nombre n'a toutefois pu être atteint dans les bases inorganiques des carottes des deux sites.

Les fragments des grains de pollen de *Picea*, de *Pinus* et d'*Abies* ainsi que les grains corrodés de *Betula* ont été dénombrés à chaque spectre analysé. Ces données viennent compléter le dénombrement des grains entiers de chacun des taxons concernés. Pour trois fragments, un pollen a été ajouté à la somme pollinique totale. L'intérêt de dénombrer séparément les pollens abîmés est d'obtenir des indices sur d'éventuels redépôts des sédiments.

Représentation graphique des résultats

Les résultats des analyses sporopolliniques sont exprimés sous forme de diagrammes de pourcentages sporopolliniques (Diag. 4.1 et 4.5) et de taux nets d'accumulation sporopollinique (grains/cm²/ an ¹⁴C; Diag. 4.2 et 4.6). Les données sporopolliniques ont été compilées à l'aide du logiciel Tilia 2.0, et les diagrammes polliniques des pourcentages et des influx ont été tracés à l'aide du logiciel Tilia Graph (Grimm, 1991). L'échelle verticale des diagrammes représente le temps (années ¹⁴C). Les taxons dont la représentation pollinique était très faible et les grains de pollen qui n'ont pu être identifiés dans les deux cas (i.e. lac du Triangle et Petit lac Bouchard) ont été groupés sous les rubriques "Autres arbres", "Autres arbustes", "Autres herbes" et "Autres Hors-Total". Ces données sont présentées dans le tableau II. Les données se rapportant aux fragments de pollen et aux pollens corrodés de *Betula* sont présentées sur le diagramme pollinique, conjointement aux taxons auxquels ils se rapportent.

Afin de faciliter la présentation et l'interprétation de l'évolution temporelle de la taille des grains de pollen de *Betula*, les données de chaque spectre sont également présentées sous la forme de diagrammes (Diag. 4.3 et 4.7). Les axes horizontaux représentent les différents diamètres des grains mesurés. Les abondances de *Betula* pour chaque diamètre de chaque spectre sont exprimées en pourcentages (Marcoux & Richard, 1995).

3.4 Analyse macrofossile

Les analyses macrofossiles ont été effectuées selon les étapes décrites par Larouche (1979). Tout d'abord, des sections sédimentaires d'une épaisseur de un à cinq cm ont été prélevées directement sur chacune des carottes. Le volume de chacun des échantillons a été mesuré par déplacement d'eau dans un cylindre gradué. Une fois les échantillons prélevés et mesurés, les macrorestes identifiables ont été séparés des autres résidus en disposant les échantillons sur quatre tamis superposés (250 µm, 500 µm, 1000 µm et 2000 µm) et en les soumettant à un jet d'eau. Les échantillons difficiles à dissoudre ont été chauffés quelques minutes dans une solution contenant un défloculant (KOH 10%).

Les restes fossiles ont été identifiés à l'aide d'une loupe binoculaire à grossissement de 10X et de 40X. Les macrorestes ainsi que les pièces d'organismes fauniques (*Daphnia*, mollusques, etc.) étaient dénombrées et identifiées au niveau taxonomique le plus précis possible. L'identification des macrorestes a été réalisée par la comparaison avec les macrorestes modernes de la collection de référence du Laboratoire Jacques-Rousseau de l'Université de Montréal et par la consultation d'ouvrages de référence tels que ceux de Lévesque *et al.* (1988), Martin & Barkley (1961), Warner (1990) et Young & Young (1992). Dans le cas des taxons très abondants, le nombre de pièces présentes dans les échantillons était estimé selon des classes d'abondance (ex. 0-50, 50-100, + de 200, etc.).

La recherche de matériel terricole pour la datation SMA a fourni une première série de données macrofossiles. Les sédiments étaient analysés par sections de cinq centimètres aux profondeurs ciblées. Ensuite, afin d'obtenir une information plus complète et continue pour l'ensemble des carottes disponibles, des analyses macrofossiles supplémentaires ont été effectuées en utilisant un pas d'échantillonnage plus régulier. Pour le lac du Triangle,

ces analyses ont été réalisées à tous les 20 cm sur des sections de 1 cm d'épaisseur. D'autres analyses ont également été effectuées à la base et au sommet de la carotte, ce qui a permis d'obtenir des informations en continu pour les sections de 0 à 10 cm de la partie supérieure de la carotte et de 350 à 387 pour la partie inférieure. Pour le sommet, il s'agissait de deux échantillons de sédiments en vrac de 0-5 cm et de 5 à 10 cm, alors que pour la base, il s'agissait de tranches de 1 cm.

Les analyses macrofossiles des sédiments du Petit lac Bouchard ont été effectuées à tous les 10 cm sur des sections de 3 cm d'épaisseur. Étant donné qu'il n'y avait plus de sédiment disponible pour la carotte de l'interface eau-sédiment (KB) soit BOUCHS, seules les carottes livingstones de ce site ont fait l'objet d'analyses macrofossiles supplémentaires (BOUCH96 A, B et C et BOUCHARDB).

Représentation des résultats

La compilation des spectres macrofossiles ainsi que la réalisation des diagrammes macrofossiles ont été effectuées à l'aide des logiciels Tilia 2.0 et Tilia-Graph (Grimm, 1991). Puisque les volumes analysés variaient d'un échantillon à l'autre, les résultats présentés dans les diagrammes sont exprimés en concentrations macrofossiles par unité de volume de 100 cm³, permettant ainsi une comparaison des échantillons entre eux.

3.5. Analyse anthracologique: Reconstitution de l'histoire des feux

La reconstitution des variations des événements de feux et de leur fréquence à travers le temps à partir des charbons contenus dans les sédiments lacustres a été effectuée en deux étapes. La première consiste à quantifier le contenu en charbon des sédiments. La seconde consiste en l'analyse numérique des résultats pour le calcul des intervalles entre les feux afin d'en déterminer leur fréquence (Clark & Royall, 1996; Long *et al*, 1998).

L'abondance des charbons dans les sédiments du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard a été déterminée par la méthode optique d'analyse microscopique des lames polliniques. Cette méthode consiste à quantifier les charbons observés au cours de l'analyse des lames en les dénombrant et en mesurant leur surface.

Stratégie de sous-échantillonnage

Les analyses anthracologiques des sédiments du Lac du Triangle et du Petit lac Bouchard ont été effectuées sur des échantillons contigus (Fig. 3.1). Ce pas d'analyse à relativement haute résolution permet l'identification d'un maximum d'événements de feu, contrairement à la faible résolution utilisée pour l'analyse pollinique qui conduit à ignorer la plupart des feux (Clark, 1988). En effet, les échantillons pour les analyses sporo-polliniques ne sont habituellement pas prélevés de manière contigus, mais à des intervalles variant de 5 à 20 cm. De plus, les centimètres cubes sont prélevés tangentiellement sur une carotte non sectionnée (Fig. 3.1). En conséquence, pour l'analyse des charbons de bois, la carotte a d'abord été sectionnée en tranches d'une épaisseur de un centimètre. Puis les échantillons ont été prélevés dans l'axe longitudinal de la carotte (Fig. 3.1). Au total, les sédiments du Petit lac Bouchard ont fait l'objet de 339 analyses (BOUCHS: 24; Bouch96 A-B-C: 222 et Bouchard B: 93), alors que les sédiments du Lac du Triangle ont fait l'objet de 341 analyses.

Analyse microscopique

Les échantillons ont été préparés selon le même traitement que pour les analyses polliniques (Faegri & Iversen, 1989). Une fois traités, les échantillons ont été montés entre lame et lamelle (22 mm x 22 mm). Les fragments de charbons identifiés au microscope (400X) qui avaient une surface supérieure à $100 \mu\text{m}^2$ ont été comptés et mesurés à l'aide d'une grille oculaire de 400 carrés d'une surface de $156 \mu\text{m}^2$ chacun. Ensuite, ils étaient classés dans une des dix catégories d'unité de surface (U^2) suivantes: 100, 200, 400, 900, 1600, 2500, 5000, 10 000, 20 000 et 40 000 U^2 . Les valeurs d'unité de surface ont été par la suite transformées en valeurs métriques en les multipliant par le facteur de correction de 1,5625 pour le microscope utilisé.

Les résultats des dénombrements ont été convertis en concentrations de charbon et exprimés en unité de surface par unité de volume (mm^2/cm^3). Tout comme pour le pollen, les concentrations de microcharbons ont été déterminées par la méthode des contaminants (Benninghoff, 1962). Les concentrations obtenues ont été divisées par le temps de dépôt

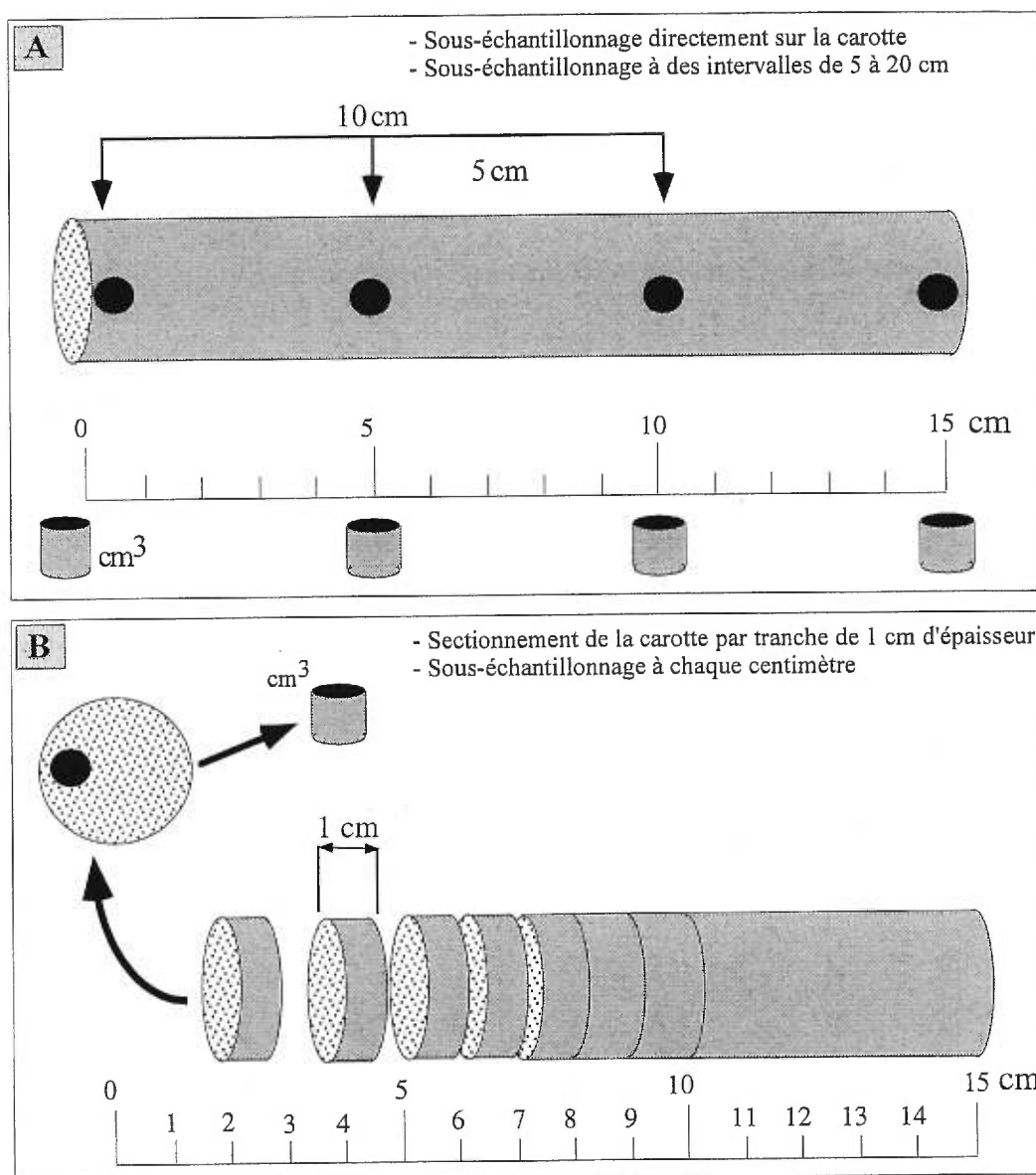


Figure 3.1. Stratégies de sous-échantillonnage des centimètres cubes de sédiments pour l'analyse sporopollinique et anthracologique. A) Méthode usuelle utilisée en analyse pollinique: faible résolution, B) Prélèvements contigus (tous les centimètres): haute résolution.

des sédiments (an/cm) afin d'obtenir le taux d'accumulation des charbons, TCA en $\text{mm/cm}^2/\text{an}$. Les intervalles de feux sont calculés à partir des valeurs brutes du TAC.

Analyse numérique des données anthracologiques: Identification des événements de feu

Puisque les petits fragments de charbon de taille inférieure à $1600 \mu\text{m}^2$ peuvent être transportés sur de grandes distances (Wein *et al.*, 1987; Clark, 1988; Whitlock & Millspaugh, 1996), la courbe des valeurs brutes du TAC est constituée de deux éléments principaux: (1) une composante à faible variation appelée bruit de fond et (2) une composante à grande variation constituée de maximums de concentrations de charbon (Clark et Royall 1996; Long *et al.*, 1998). Le bruit de fond comprend des fragments de charbon transportés sur de grandes distances, des charbons qui sont retenus dans le bassin versant et la zone littorale durant un certain temps avant d'être déposés au centre du lac. Finalement elle comprend une composante régionale qui représente la contribution en charbon provenant de feux ayant eu lieu à l'extérieur du bassin versant du lac. La composante constituée de maximums d'influx de charbon comprend: 1) les enregistrements des feux locaux correspondant aux charbons qui ont été produits par un seul événement de feu à l'intérieur du bassin versant ou à proximité de celui-ci (Whitlock & Millspaugh, 1996; Long *et al.*, 1998) ainsi qu'un "bruit mineur" associé aux erreurs analytiques et aux variations naturelles des influx de charbon (Long *et al.*, 1998; Carcaillet *et al.*, 1999).

La première étape du traitement numérique des influx de charbon consiste en la décomposition de la courbe de la série temporelle des valeurs brutes afin d'en extraire le bruit de fond. Celui-ci fut extrait à l'aide d'une moyenne mobile (Clark & Royall, 1996; Long *et al.*, 1998; Carcaillet *et al.*, 1999). L'algorithme choisi est la transformation inverse de Fourier. Cette transformation tient compte de la variance, respecte beaucoup plus la tendance générale des valeurs qu'une simple moyenne mobile, attribue un poids à chaque valeur à partir de la valeur centrale de la fenêtre et n'occasionne pas de perte de valeurs aux extrémités de la série temporelle. De plus, elle n'atténue pas les valeurs extrêmes. La transformation inverse de Fourier fut appliquée sur les valeurs brutes grâce au progiciel de calculs statistiques de données paléoécologiques PPPHALOS (Guiot & Goeury, 1999). La taille de la fenêtre contrôle le lissage du bruit de fond résultant. La taille adéquate de la fenêtre (filtre) a été choisie par une comparaison visuelle des

différents résultats de lissage obtenus (Long *et al.*, 1998). Une fenêtre trop petite aurait tendance à imiter les valeurs associées aux feux locaux, tandis qu'une fenêtre trop grande produirait un bruit de fond qui ne représenterait pas adéquatement les variations à long terme de la production de charbons.

La seconde étape consiste à indiquer les valeurs. L'indice est obtenu en calculant le rapport entre les valeurs brutes du taux d'accumulation de charbon et les valeurs associées au bruit de fond. Finalement, un seuil est appliqué sur la courbe des valeurs indicées obtenues. Les valeurs au-delà de ce seuil correspondent à des événements de feux locaux. Le seuil est généralement déterminé en tenant compte de l'intervalle de temps minimum depuis le dernier feu local habituellement livré par la dendrochronologie (Long *et al.*, 1998; Carcaillet *et al.*, 1999). Étant donné qu'aucune date de feu récent n'était disponible pour les deux secteurs à l'étude, le seuil fut déterminé de manière arbitraire suite à l'application de plusieurs seuils. Le seuil choisi fut celui à partir duquel le nombre de feux exclus ne diminuait pas de manière importante.

Finalement, une fois le seuil appliqué et les événements de feux identifiés, les intervalles entre chaque feu peuvent être calculés, et une courbe de la fréquence des feux est tracée pour chacun des sites.

3.6 Reconstitution des niveaux lacustres

Le niveau d'eau des lacs fluctue en réponse aux précipitations ou à des changements saisonniers ou de plus longue durée du bilan hydrique régional (Street-Perrott & Harrison, 1985; Digerfeldt, 1986; Digerfeldt *et al.*, 1997; Lavoie, 1998). Les lacs de petite taille (<5 ha), avec une profondeur d'eau maximale égale ou inférieure à 10 m qui comporte une végétation riveraine, sont les plus susceptibles de livrer des enregistrements distincts des fluctuations passées du niveau d'eau et de permettre une meilleure reconstitution (Digerfeldt, 1986; Hannon & Gaillard, 1997). Le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard constituent donc des milieux adéquats pour la reconstitution des changements du niveau d'eau. Toutefois, pour que ces fluctuations soient détectables, elles doivent avoir été suffisamment importantes et durables pour avoir entraîné des changements sédimentaires

(nature des sédiments, limite sédimentaire) et biologiques (flore lacustre, riveraine ou planctonique, faune lacustre).

Étant donné qu'ils affectent une variété de processus sédimentaires, biologiques et limnologiques, les changements dans la profondeur d'eau peuvent être enregistrés de différentes façons dans les sédiments (Digerfeldt 1986, 1988; Harrison & Digerfeldt, 1993). En conséquence, les fluctuations du niveau d'eau des lacs peuvent être retracées à l'aide de plusieurs indices géomorphologiques, sédimentologiques, paléobotaniques et chimiques (Berglund, 1986; Harrison & Digerfeldt, 1993; Lavoie, 1998). Les reconstitutions du niveau d'eau du Lac du Triangle et du Petit lac Bouchard reposent sur différents indices sédimentologiques et paléoécologiques.

Indices sédimentologiques

Les premiers indices de changement du niveau d'eau sont fournis par la nature des sédiments, laquelle est déterminée par la description visuelle détaillée des carottes et par le biais de la perte au feu (Dean, 1974). C'est celle-ci qui indique les variations du contenu en matière organique (PAF₆₀₀) et en carbonates (PAF₁₀₀₀) le long des profils sédimentaires. Même le résidu après perte au feu, par sa proportion ou sa composition (cendres, ions de Ca provenant des carbonates, etc.), livre de précieuses indications sur la nature des sédiments. Un changement dans la nature des sédiments constitue habituellement un des indicateurs les plus fiables (Harrison & Digerfeldt, 1993; Dearing, 1997). Un autre indice peut être fourni indirectement par les variations du taux d'accumulation sédimentaire.

Ainsi, une augmentation du contenu en carbonate traduit par la PAF et un ralentissement du taux de sédimentation peuvent traduire un abaissement du niveau d'eau. À l'inverse, une accélération du taux d'accumulation sédimentaire (TAS) et un remplacement de la marne par de la gyttja peuvent témoigner d'une augmentation de la profondeur d'eau.

Indices paléoécologiques

Les données biostratigraphiques telles que le pollen, les macrorestes des plantes aquatiques et riveraines, les ostracodes, les mollusques et autres organismes aquatiques fournissent des informations importantes sur les variations des niveaux d'eau. En supposant que ces

organismes croissent dans des profondeurs d'eau différentes, des changements dans leur abondance peuvent être interprétés en terme de fluctuations lacustres (Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997).

Dans le cadre de notre projet, les indices paléoécologiques reposent essentiellement sur les données sporopolliniques et macrofossiles des plantes aquatiques et riveraines. L'utilisation de tels indicateurs est basée sur le principe que la distribution des macrophytes aquatiques submergés, flottants et émergés est en premier lieu contrôlée par la profondeur de l'eau (Digerfeldt, 1986; Wasylikowa, 1986; Hannon & Gaillard, 1997). Les plantes aquatiques et riveraines peuvent donc être associées à des intervalles de profondeur d'eau spécifiques. Une augmentation de la profondeur d'eau devrait entraîner l'expansion des plantes submergées telles que *Najas flexilis*, *Myriophyllum* spp. et *Potamogeton* spp. (Hannon & Gaillard, 1997). Une diminution de la profondeur d'eau favoriserait plutôt l'expansion des plantes émergentes et à feuilles flottantes telles que *Typha latifolia* et *Nuphar variegatum* et des plantes riveraines telle les *Carex* sp..

Comme la plupart des graines sont généralement dispersées près de la plante mère, et que les assemblages macrofossiles sont composés de plantes évoluant près du site d'échantillonnage (Mannion, 1986; Wasylikowa, 1986; Hannon & Gaillard, 1997), les variations d'abondance dans les assemblages macrofossiles et des plantes aquatiques devraient fournir des indices de changements du niveau d'eau des lacs. Ainsi, le remplacement des plantes aquatiques submergés par des plantes aquatiques à feuilles flottantes et émergentes traduit par les données paléobotaniques constitue un bon indice d'abaissement du niveau d'eau et vice-versa.

Il est important de noter que seule une combinaison d'indices convergents peut permettre de conclure en terme de fluctuations lacustres (Digerfeldt, 1986; Magny, 1992; Harrison & Digerfeldt, 1993; Dearing, 1997). En effet, plusieurs facteurs, autre qu'une modification de la profondeur de l'eau, peuvent entraîner des changements dans la sédimentologie et dans la composition des populations de plantes aquatiques des lacs (Berglund, 1986, Harrison & Digerfeldt, 1993, Dearing, 1997; Hannon & Gaillard, 1997).

Par exemple, une couche de marne peut avoir été produite par une précipitation de carbonates suite à leur sursaturation causée par un bas niveau d'eau, mais elle peut également être le résultat de l'expansion de plantes fixatrices de carbone comme les Characeae (Kelts & Hsü, 1978; Wetzel, 1983). Une variation du taux d'accumulation sédimentaire peut être le résultat de changements dans les processus sédimentaires, comme la focalisation sédimentaire (Davis *et al.*, 1984) ou une déforestation.

Dans le cas des macrophytes, une expansion des plantes riveraines vers le centre du lac peut avoir été produite par une succession naturelle de la végétation hydrarche, par un changement soit du statut nutritif ou de la chimie des eaux, par un abaissement du niveau d'eau ou par une combinaison de ces éléments (Berglund, 1986; Hannon & Gaillard, 1997). De plus, Hannon & Gaillard (1997) soulignent que plusieurs espèces d'un même genre peuvent croître sous différentes profondeurs d'eau qui vont de quelques centimètres à plusieurs mètres (ex. *Najas flexilis*, Characeae). Il est donc nécessaire de jumeler les indices paléoécologiques aux indices sédimentologiques afin de pouvoir établir l'existence d'un changement du niveau d'eau.

Des indices paléoécologiques supplémentaires peuvent également être fournis par les restes des organismes composant la faune aquatique tels que les mollusques (Lozek, 1986), les bryozoaires (Crisman *et al.*, 1986) et les cladocères (Thorp & Covich, 1991; Hyvärinen & Alhonen, 1994). Les macrorestes de ces organismes sont fréquemment rencontrés dans les sédiments lacustres, conjointement aux macrorestes végétaux. Ainsi, une hausse de l'abondance des organismes zooplanctoniques et des plantes aquatiques submergées pourrait indiquer une hausse du niveau lacustre, alors qu'une hausse de l'abondance des organismes benthiques et des plantes aquatiques émergentes et riveraines pourrait être favorisée par un abaissement du niveau de l'eau du lac. Comme c'est le cas pour les indices sédimentologiques et paléoécologiques se rapportant aux plantes aquatiques et riveraines, seule une combinaison d'indices pourra permettre de conclure en terme de variation du niveau d'eau.

Approche utilisée

Plusieurs auteurs recommandent des reconstitutions paléohydrologiques basées sur une étude détaillée de plusieurs profils sédimentaires littoraux disposés le long d'un transect que sur celle d'une seule carotte centrale (Digerfeldt, 1986, 1988; Dearing, 1997; Hannon & Gaillard, 1997; Lavoie, 1998). Les carottes près des marges d'un lac sont en effet plus susceptibles d'enregistrer les fluctuations du niveau d'eau. Dans notre cas, seules des carottes centrales étaient disponibles pour chacun des lacs étudiés. De plus, des contraintes de temps ne nous ont pas permis d'appliquer la méthode multi-carottes préconisée par Digerfeldt (1986), qui demeure très coûteuse en temps d'analyse. Toutefois, Gaillard & Berglund (1988), Hyvärinen & Alhonen (1994), Haas (1996) et Yu *et al.*, (1996) ont démontré que des indices stratigraphiques et paléoécologiques de changements du niveau d'eau d'un lac peuvent souvent être détectés à partir d'une seule carotte prélevée au centre du lac. Ainsi, l'approche imposée dans le cadre de notre projet pourrait s'avérer assez efficace pour atteindre les objectifs concernant des reconstitutions paléohydrologiques pour les deux sites à l'étude. Par contre, elle ne permettrait pas des reconstitutions précises quant à l'ampleur des variations du niveau d'eau. En effet, cette variation ne peut être établie qu'à partir de la reconstitution des changements de la limite sédimentaire; celle-ci est définie comme étant la limite supérieure du dépôt des sédiments organiques et elle ne peut être retracée qu'à partir d'un transect de carottes latérales (Berglund, 1986). Ainsi, l'estimation de l'ampleur des variations ne pourra dans notre cas être que qualitative (ex. bas niveau, haut niveau), et par conséquent demeurera approximative. En tout état de causes, nous pourrions explorer le potentiel des carottes centrales uniques pour la reconstitution des variations du niveau d'eau des lacs dans le contexte gaspésien.

CHAPITRE 4. RÉSULTATS & INTERPRÉTATIONS

Dans ce chapitre, les résultats portant sur la nature des sédiments, la chronologie, les analyses polliniques, macrofossiles et anthracologiques seront présentés et examinés tour à tour pour le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard. Les reconstitutions de l'histoire postglaciaire de la végétation, des feux et des niveaux lacustres seront abordées séparément.

4.1 Nature des sédiments

Cette section présente les données sédimentaires résultant de la description visuelle et de la perte au feu (PAF₆₀₀ et PAF₁₀₀₀) des profils du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard. Les figures 4.1 et 4.2 (a, b, c) présentent les schémas de la stratigraphie sédimentaire et les données de la perte au feu de chacun des sites. Il s'est avéré que la stratigraphie des deux sites présentait des différences significatives. Les résultats obtenus sont discutés et des interprétations préliminaires des sédiments sont également proposées.

4.1.1 Lac du Triangle

Les sédiments du lac du Triangle couvrent 387 cm et comprennent, de la plus ancienne à la plus récente, trois unités principales: 1) sédiments inorganiques, 2) sédiments organiques carbonatés et 3) une séquence de sédiments plus riches en matières organiques (gyttja) (Fig. 4.1).

La première unité représente les 14 premiers centimètres (387 à 373 cm). À ces niveaux les sédiments sont essentiellement composés de matière minérale; soit de l'argile silto-sableuse grise. La perte au feu à 600° C traduit une faible teneur en matière organique (<15 %) et une forte proportion de résidus (>80 %) (Fig. 4.1).

Cette première unité est surmontée d'une longue séquence de sédiments lacustres riches en carbonates (gyttja marneuse), entrecoupée par une alternance de lits de marne (craie lacustre) et de lits de gyttja riche en matière organique (Fig. 4.1). Cette deuxième unité, la plus complexe des trois, occupe les niveaux 373 à 125 cm. Deux couches de marne y sont observées; la première surmonte directement les argiles grises de la première unité et va des niveaux 373 à 366 cm. La seconde se trouve entre les niveaux 200 et 212 cm.

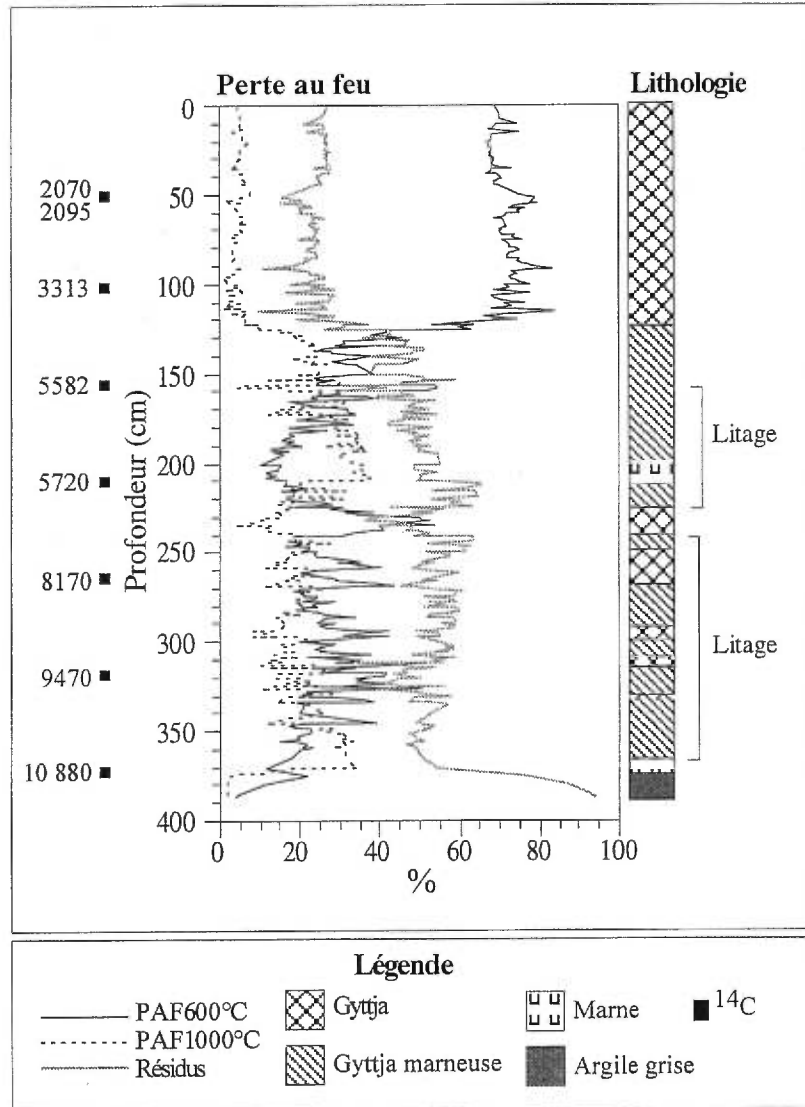


Figure 4.1. Stratigraphie et perte au feu des sédiments du lac du Triangle.

Ces couches de marne produisent des pourcentages de carbonates élevés variant de 30 à 35%, ce qui représente, à ces niveaux, des valeurs supérieures à celles de la matière organique (Fig.4.1). Les cinq couches intercalaires de gyttja se trouvent aux niveaux 330-331cm; 310-315cm; 293-300 cm; 250-270 cm et 226-240 cm. À ces profondeurs correspondent des pourcentages de perte au feu à 600° C variant de 30 à 55%. Pour le reste de cette unité, représentée par de la gyttja marneuse, les pourcentages de matière organique varient de 20 à 40 % et ceux des carbonates de 10 à 30 %. Cette portion de la carotte, riche en CaCO₃, contient une forte proportion de coquilles de mollusques (pélécytopodes et gastéropodes) et d'ostracodes et des oospores de Characeae (Diag. 4.4).

Les segments de gyttja marneuse et de marne de cette unité stratigraphique présentent des sédiments nettement lités (Fig. 4.1). Ce caractère lithologique particulier traduit la rareté, voire l'absence de perturbations biologiques et physiques des sédiments pour cette portion du profil.

La partie supérieure de la carotte de Triangle est essentiellement composée de gyttja avec des valeurs de perte au feu à 600° C variant entre 65 et 85% (Fig.4.1). À partir du niveau 125 cm, le contenu en matière organique augmente brusquement tandis que le contenu en carbonates diminue, passant à des valeurs inférieures à 10, voire 5 %. Des pourcentages inférieurs à 5% tradiraient une absence de CaCO₃ (Dean, 1974). Cette dernière unité est caractérisée par des sédiments massifs qui ne présentent pas de laminations. Les 10 centimètres supérieurs de la carotte sont caractérisés par des sédiments organiques lacustres fluides.

Interprétation de la nature des sédiments de Triangle

Les sédiments de cette carotte centrale du lac du Triangle traduisent les conditions suivantes: 1) des apports, surtout allochtones inorganiques (argile silto-sableuse basale), issus de l'érosion pelliculaire aux abords du lac: ceci implique l'absence d'un couvert végétal continu; 2) des apports principalement autochtones (marne et gyttja marneuse) qui impliquent des conditions de précipitation des carbonates variables dans le temps, tant pour de longues périodes (couche de marne ou de gyttja) que pour de courtes périodes (lits

millimétriques à centimétriques de marne ou de gyttja marneuse); 3) des apports principalement autochtones de matière organique (gyttja) pauvre en carbonates.

Ainsi, peu après la déglaciation locale (vers 10 770 BP étal.; voir plus loin), les berges du lac ont été fixées par la végétation riveraine, réduisant ainsi les apports détritiques. Il est probable que le couvert végétal terricole s'est constitué simultanément. Le passage de la gyttja marneuse à la gyttja, vers 3300 BP étal., représente manifestement un changement environnemental majeur, du moins sous un angle limnologique.

Comme les dépôts de marne se localisent actuellement en bordure des lacs en Gaspésie (P.J.H. Richard, comm. pers), il est permis de penser que la marne et la gyttja marneuse trouvées dans la carotte centrale du lac du Triangle reflètent des périodes d'eau peu profonde, propices à la précipitation des carbonates. De plus, Dearing & Foster (1986) soulignent que la marne représente souvent un environnement lacustre peu profond, qui favorise la concentration des carbonates de calcium (CaCO_3). Selon cette hypothèse, la courbe de la teneur en matière organique (PAF_{600} ; Fig. 4.1) correspondrait à une courbe des fluctuations (décennales) du niveau d'eau au lac du Triangle, tout comme la courbe des carbonates (PAF_{1000} ; Fig. 4.1). Ces courbes traduiraient ainsi plus finement que le seul type sédimentaire, les aléas paléohydriques qui auraient contrôlé le niveau lacustre. Ainsi, la lithologie de la carotte centrale pourrait présenter une réponse paléoclimatique.

Tout séduisante qu'elle soit, cette interprétation n'est pas exempte de critiques. En effet, les conditions nécessaires à la précipitation des carbonates de calcium (CaCO_3) sont variées (Kelts & Hsü, 1978; Wetzel, 1983). Dans le cas d'un apport constant de carbonates, leur précipitation peut être causée soit par un déficit en eau qui amène une sursaturation des eaux du lac en CaCO_3 , soit par la faune aquatique qui fabrique des exosquelettes calcaires (ex. mollusques); elle peut aussi être due à un déficit en gaz carbonique (CO_2) produit soit par la photosynthèse des plantes aquatiques (Characeae) et du phytoplancton, soit par le réchauffement des eaux du lac (Wetzel, 1983; Marcoux, 1993). Les données paléobotaniques pourront permettre de trancher en faveur d'une de ces possibilités.

4.1.2 Petit lac Bouchard

L'ensemble des sédiments provenant du Petit lac Bouchard (BOUCHS, BOUCH96 et BOUCHARDB) offre une moins grande diversité que les sédiments du Lac du Triangle (Fig. 4.2 A, B et C). Ils sont presque exclusivement composés de sédiments organiques lacustres massifs (gyttja). Seule la carotte basale (BOUCHARDB), d'une longueur de 93 cm, présente deux unités sédimentaires bien distinctes (Fig. 4.2 C). Les six premiers centimètres de la base sont composés de sédiments inorganiques: argile grise, sables fins et sables grossiers (330 à 324 cm) (Fig. 4.2 C). La perte au feu à 600° C traduit également une très faible proportion de matière organique (<5 %). Ces sédiments inorganiques sont surmontés par une gyttja massive (324 à 237 cm) qui compose le reste de cette carotte basale BOUCHARDB.

La gyttja massive caractérise également les sédiments de la carotte Livingstone (BOUCH96; 0 à 250 cm) et ceux du KB (carotte de l'interface eau-sédiment; BOUCHS; 0-25 cm) (Fig. 4.2 A et B). Le contenu en matière organique traduit par la perte au feu à 600° C varie de 30 à 45 % pour l'ensemble de ces segments. Seulement deux variations plus significatives du contenu en matière organique ont été enregistrées dans la carotte BOUCHS: aux niveaux 25 et 24 cm, où la proportion de matière organique passe de 25 à 45 %, et aux niveaux 4 et 1,25 cm, où elle passe de 40 à 55 % (Fig. 4.2 A). Par ailleurs, l'observation visuelle des sédiments du KB n'a fait ressortir aucune variation marquée de la lithologie. Les 5 cm de la surface de BOUCHS sont constitués de sédiments fluides, alors que les 20 cm sous-jacents de la même carotte et les 50 cm à la surface de BOUCH96 sont constitués d'une gyttja molle (Fig. 4.2 A et B).

Interprétation de la nature des sédiments de Bouchard

Tout comme dans le cas du lac du Triangle, les sédiments à la base du segment BOUCHARDB traduisent des conditions initiales caractérisées par des apports principalement allochtones inorganiques (argile sableuse); ces apports résultent d'une érosion pelliculaire des berges jusque vers 10 377 BP étal. en raison d'une végétation discontinue (Fig. 4.2). Pour le reste du profil sédimentaire du Petit lac Bouchard, ce sont des apports surtout autochtones de matière organique lacustre (gyttja) qui dominent.

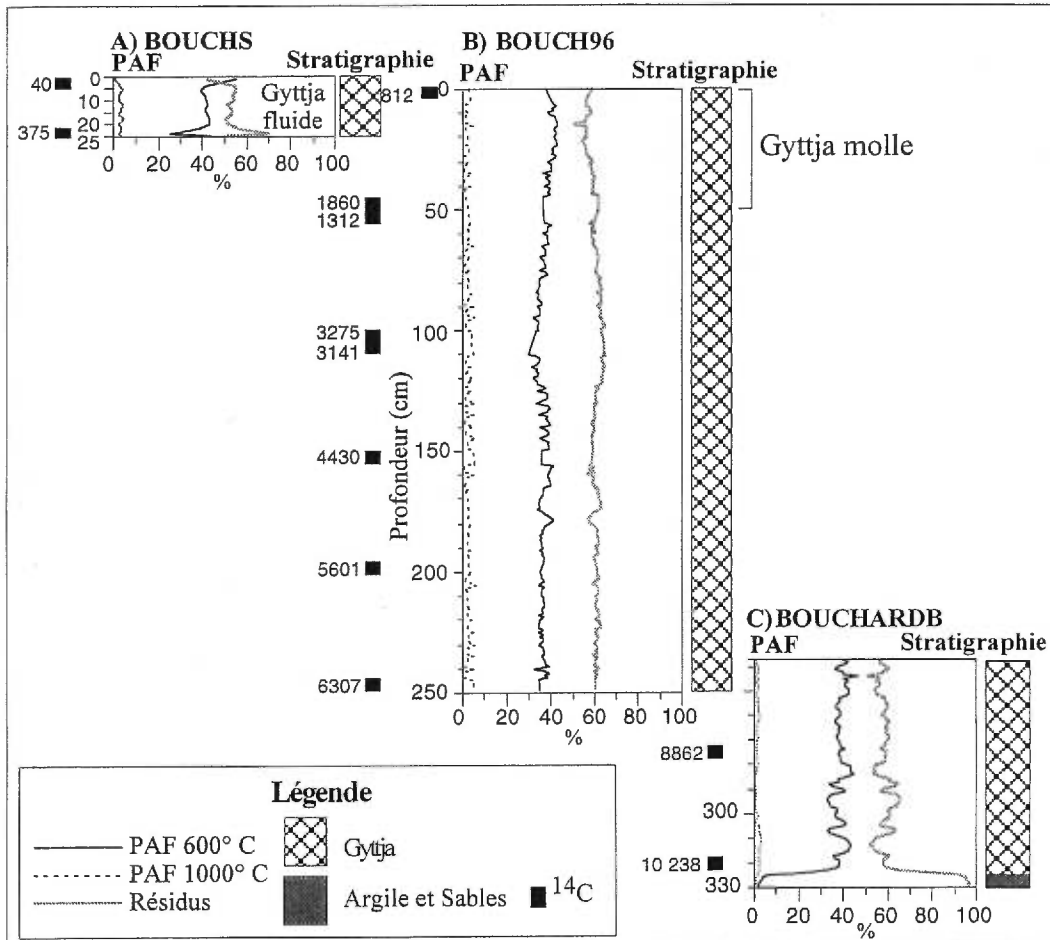


Figure 4.2. Stratigraphie et perte au feu des carottes lacustres du Petit lac Bouchard: (A) BOUCHS(KB), (B) BOUCH96 (Livingstone), (C) BOUCHARDB (Livingstone). Les datations radiocarbones présentées sont en années BP étalonnées.

Contrairement au lac du Triangle, les sédiments du Petit lac Bouchard ne présentent aucune lamination et sont caractérisés par une absence de carbonates de calcium (CaCO_3), comme en témoigne la perte au feu à 1000°C qui affiche des valeurs toujours inférieures au seuil de 5% (Fig. 4.1 et 4.2).

Dans leur portion organique (gyttja) respective, les sédiments du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard présentent des caractères différents. En effet, la perte au feu à 600°C nous révèle que la matière organique est plus abondante au lac du Triangle (> 60 %; Fig. 4.1) que dans le Petit lac Bouchard (40 %; Fig. 4.2). Par le fait même, les résidus sont plus abondants dans ce dernier. La perte au feu révèle donc des différences entre les deux sites que la description visuelle des sédiments n'a pu mettre en évidence. Le résidu plus abondant au Petit lac Bouchard ne peut être dû à des cendres plus concentrées, c'est-à-dire à une plus grande teneur en ions de la matière organique décomposée. L'hypothèse qu'il s'agisse du Ca du CaCO_3 doit également être rejetée puisque les carbonates de calcium sont absents. Il pourrait toutefois représenter de plus grands apports de matière inorganique fine vers le lac. Les fluctuations de la courbe des résidus pourraient correspondre à des fluctuations des apports détritiques fins par redépôts des argiles mises en suspension, surtout lors de bas niveaux lacustres.

La différence du contenu en carbonates entre les deux sites peut être expliquée par la composition minérale différente des dépôts sous-jacents sur lesquels repose chacun des bassins lacustres. Dans le cas du lac du Triangle, la formation minérale du groupe de Matapédia est surtout composée de roches sédimentaires calcaires (Calcaire, mudrock et grès calcaires). La formation grès de Gaspé dans le secteur du Petit lac Bouchard est surtout composée de grès feldspathique et de rhyolite, qui sont des roches principalement siliceuses et donc plus acides.

Dans le cas du Petit lac Bouchard, les seules données portant sur la nature des sédiments (description visuelle, PAF_{600} , PAF_{1000}) de la carotte centrale ne traduisent pas de changement environnemental majeur. Les différences observées entre le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard font ressortir le caractère éminemment individuel de chaque lac dans leur expression sédimentaire. Ceci implique donc des conditions limnologiques très

variées d'un lac à l'autre durant leur histoire. C'est également le cas des lacs gaspésiens étudiés pour la reconstitutions paléophytogéographiques (Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux et Richard, 1993) et pour l'établissement de la chronologie de la déglaciation (Richard *et al.*, 1997) dont les résultats révèlent des sédiments diversifiés et des teneurs en matière organique et en carbonates très variées au sein du territoire gaspésien.

4.1.3 Corrélation des Profils : BOUCHS, BOUCH96 et BOUCHARDB

La stratigraphie sédimentaire et les courbes de la perte au feu de l'ensemble des trois carottes disponibles du Petit lac Bouchard sont trop uniformes pour permettre une corrélation entre les deux carottes livingstones BOUCHARDB et BOUCH96 et entre les carottes BOUCHS et BOUCH96 (Fig. 4.2). Toutefois, la présence d'une couche minérale à la base de la carotte livingstone BOUCHARDB nous indique clairement qu'au moins une partie de ces sédiments est antérieure à ceux de BOUCH96.

Les corrélations entre les différentes carottes ont pu être effectuées grâce aux données palynostratigraphiques. Elles furent réalisées principalement à l'aide des courbes polliniques des pourcentages des principaux taxons dominants : *Betula*, *Abies balsamea*, *Picea mariana*, *Pinus strobus* et *Alnus crispa* (Diag. 4.5). Les assemblages polliniques et les concentrations polliniques des niveaux 240, 245 et 250 cm de la carotte BOUCH96 correspondent relativement bien à ceux des mêmes niveaux de la carotte BOUCHARDB. De plus, les niveaux sous-jacents de BOUCHARDB présentent des changements importants de la représentation de *Betula* et *Alnus crispa* qui ne peuvent pas être corrélés à BOUCH96. Cette corrélation est également corroborée par les valeurs des concentrations macrofossiles de *Betula papyrifera* (graine), *Larix laricina* (fragment de feuille) et *Pinus strobus* (écaille de cône mâle), qui indiquent des tendances similaires pour les mêmes profondeurs (Diag. 4.8). Les données paléobotaniques ont permis de confirmer l'ancienneté d'une grande portion des sédiments de BOUCHARDB par rapport à ceux de BOUCH96. Ainsi, les premiers événements postglaciaires de la région du Petit lac Bouchard sont livrés par BOUCHARDB.

Pour les sédiments de surface, les assemblages polliniques de BOUCHS et ceux de BOUCH96 traduisent une lacune d'échantillonnage d'environ 5 cm au sommet de BOUCH96. Afin de compléter les données polliniques de la Livingstone, les spectres de surface du KB (BOUCHS) manquants à ceux de BOUCH96 ont donc été ajoutés. Cette corrélation n'a toutefois pu être corroborée par les macrorestes, en raison de l'absence d'analyse macrofossile des sédiments du KB BOUCHS. En fonction de cette corrélation, les profondeurs des carottes BOUCH96 et BOUCHARDB ont toutes été décalées de 5 cm vers le bas. Par exemple, le niveau 0 cm de BOUCH96 est devenu le niveau 5 cm et ainsi de suite jusqu'à la base de BOUCHARDB. Ce décalage des profondeurs a également affecté la profondeur des niveaux datés des carottes BOUCH96 et BOUCHARDB, mais non celles du BOUCHS, qui ont conservé leur profondeur initiale. À la suite de ces corrélations palynostratigraphiques, nous obtenons ainsi une séquence sédimentaire totale d'une longueur de 335 cm que nous avons nommée BOUCHARD.

4.2 Données chronologiques

Vingt échantillons ont été soumis à la datation radiocarbone, huit pour les sédiments du lac du Triangle et douze pour les sédiments du Petit lac Bouchard. Le tableau I présente en détail les données chronologiques. Les dates conventionnelles ont été transformées en années étalonnées à l'aide des tables de Stuiver et Reimer (1993).

Les résultats des datations ont permis de tracer la courbe de l'âge des sédiments en fonction de la profondeur et de calculer le taux d'accumulation sédimentaire pour le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard. Les courbes sont présentées respectivement sur les figures 4.3 et 4.4. L'âge 0 BP a été attribué au niveau 0 cm du profil du lac du Triangle et de la carotte BOUCHS du Petit lac Bouchard, puisque les profondeurs des autres carottes (BOUCH96 et BOUCHARDB) ont été abaissées suite à leur corrélation.

4.2.1 Lac du Triangle: chronologie

Les huit échantillons soumis ont permis d'obtenir des dates pour l'ensemble du profil du lac du Triangle (Tab. I). Les deux âges obtenus pour la partie supérieure de la carotte, soit 2070 ans BP étal. (45,5-47 cm) et 2093 ans BP étal. (40-53 cm), se corroborent l'un l'autre.

Tableau I
Données chronologiques

Profil et niveaux datés (cm)	Date (années BP conv.)	Date (années BP étal.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Matériel daté	N° laboratoire
BOUCHS					
3,7	100 ± 70	40	-27,9	Gyttja	Beta-100315
25	350 ± 70	375	-28,2	Gyttja	Beta-100316
BOUCH96					
2,5 (7,5)	880±70	812	-28,6	Gyttja	Beta-100312
47,5 (52,5)	1940±70	1860	-29,3	Gyttja	Beta-100313
52,5 (57,5)	1420±80	1312		Macrorestes*	TO-6280
102,5 (107,5)	3100±70	3275	-29,6	Gyttja	Beta-100314
107,5 (112,5)	2980±60	3141		Macrorestes	TO-6281
152,5 (157,5)	3980±80	4430		Macrorestes	TO-6282
197,5 (202,5)	4840±80	5601		Macrorestes	TO-6283
247,5 (252,5)	5530±80	6307		Macrorestes	TO-6284
BOUCHARDB					
285 (290)	7990±110	8862		Macrorestes	TO-7912
320,5 (325,5)	9130±140	10 238		Macrorestes	TO-7913
TRIANGLE					
45,5-47	2110 ± 110	2070		Macrorestes	CAMS-19236
50-53	2120 ± 110	2095		Macrorestes	TO-7482
127,5	3090±50	3313		Macrorestes	CAMS-19237
195-200	4810±50	5582		Macrorestes	CAMS-19238
229-234	4990±130	5720		Macrorestes	TO-7483
297,5-300	7440±130	8170		Macrorestes	CAMS-19239
332,5-335	8470±60	9460		Macrorestes	CAMS-19240
375-380	9630±60	10 880		Macrorestes	CAMS-19241

*Tous les macrorestes datés sont des macrorestes de plantes terricoles. Les profondeurs des niveaux datés de BOUCH96 et BOUCHARDB présentées entre parenthèses sont celles ajustées selon la corrélation des carottes. La mention "TO-" désigne les échantillons datés au laboratoire IsoTrace de l'Université de Toronto, Canada, la mention "BETA-" ceux datés au laboratoire Beta Analytic Inc. de l'Université de Floride, États-Unis, et la mention CAMS, ceux datés au Center for Accelerator Mass Spectrometry à l'Université de Californie, États-Unis.

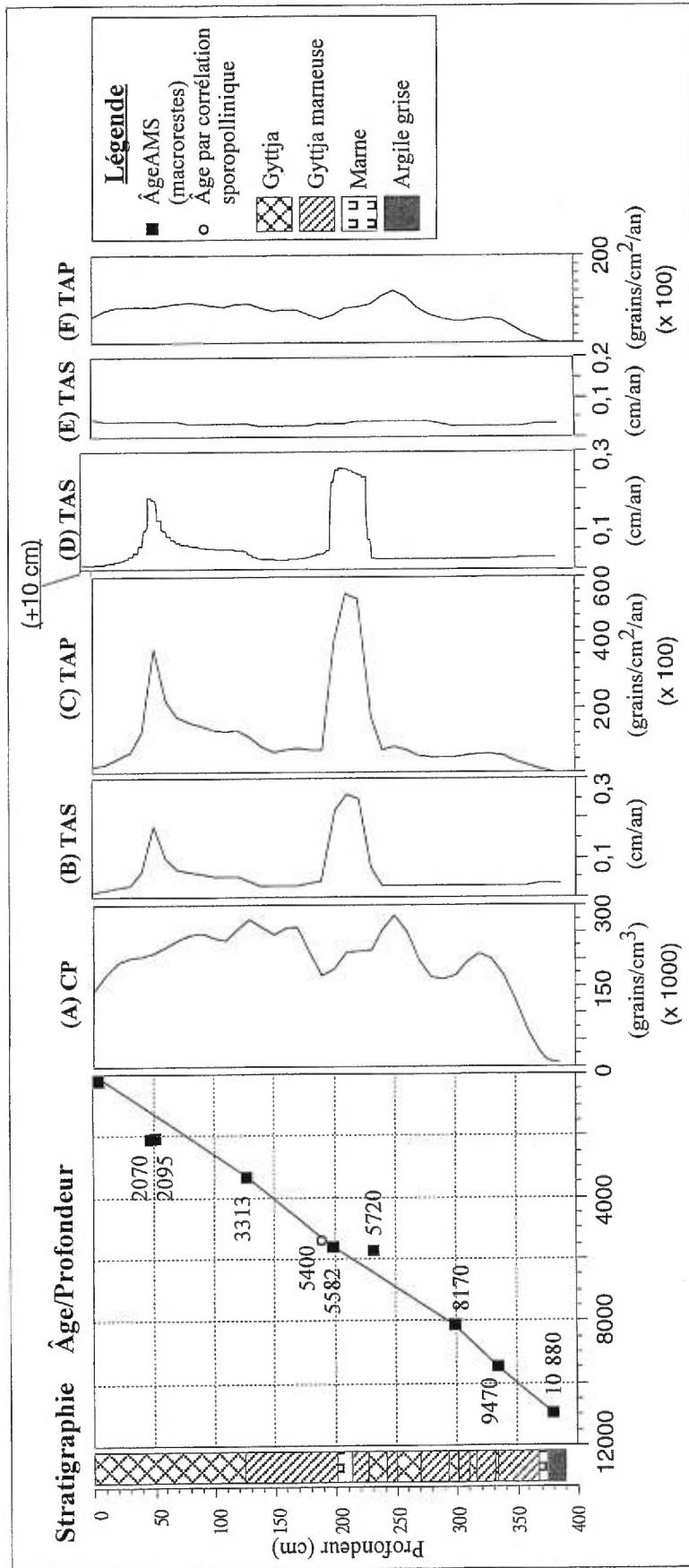


Figure 4.3. Courbe de l'âge des sédiments (en années étalonnées) en fonction de la profondeur du profil, lac du Triangle: (A) Concentrations polliniques, (B) Taux d'accumulation sédimentaire (TAS) obtenu par interpolation linéaire en utilisant toutes les datations disponibles, (C) Taux d'accumulation pollinique (TAP) selon TAS avec toutes les dates, (D) TAS calculé selon l'hypothèse d'une lacune sédimentaire de 10 cm à la surface du profil, (E) TAS obtenu avec les dates retenues, (F) TAP obtenu à partir des dates retenues.

TAS, alors que les concentrations polliniques enregistrées entre ces profondeurs montrent une diminution régulière (Fig. 4.3). En plus de l'augmentation du taux d'accumulation sédimentaire entre 50 et 125 cm, la date 2070 ans BP étal. crée un ralentissement du TAS marqué pour les 40 cm de la surface du profil, alors que les CP montrent une diminution continue (Fig. 4.3). Ceci pose le problème de l'âge attribué au niveau 0 cm.

Nous avons évalué le TAS en considérant une perte potentielle de matériel de 10 cm à la surface du profil. Les résultats montrent le maintien des variations induites par ces dates (Fig. 4.3). De plus, une comparaison entre la palynostratigraphie du lac du Triangle et celles des autres sites gaspésiens n'a pas permis de mettre en évidence des lacunes sédimentaires à la surface du profil. L'hypothèse du manque de matériel à la surface comme cause possible des variations du TAS au sommet de la carotte du lac du Triangle a donc été rejetée. En conséquence, les dates de 2070 et 2093 ans BP étal. nous paraissent trop vieilles et furent exclues du modèle d'âge. Ces dates peuvent sans doute résulter du redépôt vers le centre du bassin de macrorestes plus anciens provenant des rives du lac. Les implications d'un redépôt des sédiments seront discutées plus en détail dans la section portant sur les reconstitutions des niveaux lacustres.

Les âges 5582 BP étal. (195-200 cm) et 5720 BP étal. (229-234 cm) induisent un accroissement important du taux net d'accumulation sédimentaire (TAS) entre 230 et 190 cm, période au cours de laquelle les sédiments sont caractérisés par une couche de marne (Fig. 4.1). Dans l'hypothèse d'une végétation assez stable (Diag. 4.1), ceci impliquerait des concentrations polliniques (CP) excessivement faibles entre les niveaux 230 et 190 cm. La courbe de la concentration pollinique montre effectivement une diminution durant cet intervalle de profondeurs (Diag. 4.1; Fig. 4.3). Mais cette diminution de la CP semble trop faible pour être expliquée par une hausse aussi abrupte et considérable du taux d'accumulation sédimentaire (TAS) et des influx polliniques (TAP) résultants (Fig. 4.3). De plus, la date de 5582 cal BP étal. (195-200 cm) paraît validée par la courbe pollinique de *Tsuga canadensis* (Diag. 4.1); elle présente une diminution au niveau 190 cm dont l'âge généralement admis dans les travaux antérieurs pour le nord-est de l'Amérique est de ~5400 ans BP étal. \pm 300 ans (4700 ans BP conv.; Davis, 1981; Webb, 1982; Allison *et al.*, 1986; Fuller, 1998). Cette validation de l'âge de 5582 BP étal. (195-200 cm) par un repère

chronologique de la palynostratigraphie a donc conduit au rejet de la date de 5720 BP étal. qui est ici considérée trop jeune. Ce choix permet d'obtenir un TAS et un TAP nettement moins variable et plus en accord avec la courbe de la CP (Fig. 4.3). Mais il est probable que l'accumulation sédimentaire ait été réduite, vers 250 cm et accélérée par la suite, ce qui expliquerait la fluctuation de la concentration pollinique.

Les dates de 3313, 8170, 9460 et 10 880 BP étal. ont toutes été conservées car elles ne posent pas de problème apparent (Fig. 4.3). En effet, ces âges n'induisent pas de variation importante du taux d'accumulation sédimentaire, pas plus qu'elles n'engendrent des anomalies comme une inversion chronologique.

Le modèle de l'âge et de la profondeur des sédiments du lac du Triangle repose donc sur six datations radiocarbone et une date par corrélation palynostratigraphique (Fig. 4.3), à partir desquelles le taux d'accumulation sédimentaire a pu être calculé en appliquant une interpolation linéaire sur les âges choisis. Malgré la nature variée des sédiments, le taux net d'accumulation sédimentaire a été relativement régulier et faible pour l'ensemble de l'Holocène avec des valeurs inférieures à 0,05 cm/an et un taux moyen de 0,035 cm/an (Fig. 4.3). La valeur maximale enregistrée est de 0,043 cm/an, et la valeur minimale est de 0,026 cm/an. En conséquence, la résolution temporelle des sections de un centimètre d'épaisseur est peu variable, avec un minimum de 23 ans et un maximum de 38 ans pour une moyenne de 29 ans.

4.2.2 Petit lac Bouchard: chronologie

Dans le cas du Petit lac Bouchard, les échantillons soumis ont permis d'obtenir 12 dates (Tab I). Les profondeurs des niveaux datés présentés dans le texte correspondent à celles obtenues après le raccordement des carottes. La figure 4.4 présente la courbe d'âge selon la profondeur et la courbe du taux d'accumulation sédimentaire.

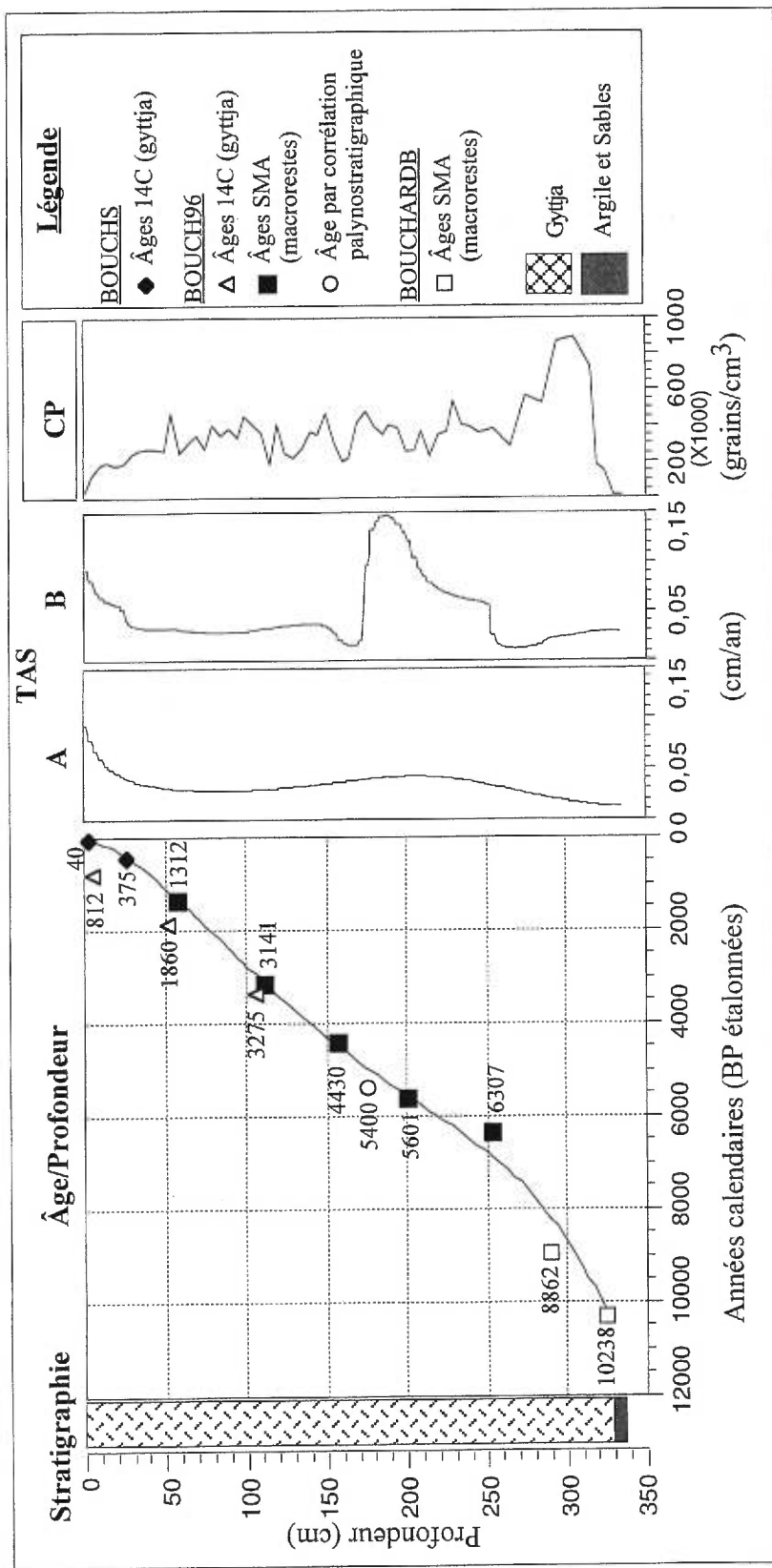


Figure 4.4. Courbe de l'âge des sédiments (en années étalonnées) en fonction de la profondeur du profil du Petit lac Bouchard et courbes du taux d'accumulation sédimentaire: A) Selon une régression polynomiale d'ordre 4, B) Selon une interpolation curvilinéaire et concentrations polliniques du Petit lac Bouchard. Les profondeurs des datations des carottes BOUCH96 et BOUCHARD B ont été ajustées d'après leur corrélation.

Sur l'ensemble des dates du Petit lac Bouchard, trois nous paraissent trop vieilles pour les profondeurs pour lesquelles elles ont été obtenues. Il s'agit des dates de 812 BP étal. (7,5 cm), 1860 BP étal. (52,5 cm) et de 3275 BP étal. (107,5 cm) de la carotte Livingstone BOUCH96, obtenues par datation conventionnelle de sédiments en vrac (gyttja) (Tab. I). La comparaison entre les dates sur gyttja et celles sur macrorestes semble révéler l'existence d'une contamination des dates sur gyttja. En effet, les trois dates sur gyttja sont plus vieilles d'au moins 100 ans par rapport aux dates sur macrorestes de BOUCH96 et sur gyttja de BOUCHS sans doute en raison d'une contamination des sédiments. La source de contamination semble être moins importante dans les échantillons des niveaux inférieurs que ceux à la surface du profil. En effet, la relation de l'âge avec la profondeur entre les dates sur gyttja et les dates sur macrorestes montre une diminution de l'écart temporel avec une augmentation de la profondeur (Fig. 4.4). À la surface, l'écart est de près de 800 ans; il est de 500 ans à 50 cm et est réduit à environ 135 ans à 100 cm (Tab. I).

La gyttja est composée d'un mélange de débris de plantes terricoles, de plantes aquatiques, de phytoplancton et autres en proportions inconnues. Les plantes aquatiques submergées et à feuilles flottantes ne sont pas en équilibre avec le carbone atmosphérique et peuvent assimiler du vieux carbone provenant de l'érosion du socle rocheux généralement carbonatés (MacDonald *et al.*, 1991a). Les données paléobotaniques révèlent en effet une présence abondante de plantes aquatiques au sein du lac (Diag. 4.5 et 4.8). Toutefois, la contamination des sédiments par des vieux carbones provenant des roches sédimentaires ne semble pouvoir être invoqué dans le cas présent puisque la perte au feu à 1000° C révèle une faible abondance, voire une absence de carbonates (Fig. 4.2).

L'utilisation de deux méthodes de datation (conventionnelle et SMA) et la soumission des échantillons à deux laboratoires d'analyse différents (Beta Analytic et Isotrace) peuvent également être mis en cause comme source d'erreur entre les dates sur gyttja et les dates sur macrorestes de BOUCH96. En effet, une contamination des sédiments a pu se produire lors de la préparation chimique des échantillons. D'autres processus, qui n'ont été identifiés ici, peuvent aussi avoir contribué au vieillissement de ces dates sur gyttja.

De toute évidence, les trois dates sur gyttja de BOUCH96 affichent des âges trop vieux pour les profondeurs du profil pour lesquelles elles ont été obtenues. En raison des incertitudes soulevées par ces observations, toutes les dates obtenues sur des sédiments organiques (gyttja) de la carotte BOUCH96 ont été rejetées au profit de celles obtenues à macrorestes terricoles. Les autres dates sur macrorestes obtenues pour les niveaux inférieurs de BOUCH96 ont toutes été conservées, puisque aucun élément n'était en faveur du rejet de l'une ou l'autre de ces dates.

Les dates obtenues sur du vrac pour la carotte BOUCHS ont été conservées, puisque qu'elles sont en accord avec la profondeur des sédiments et les dates livrées pour la carotte BOUCH96 à partir des macrorestes terricoles (Tab. I).

Deux dates sont livrées pour la carotte Livingstone basale BOUCHARDB, soit 8862 BP étal. (290 cm) et 10 238 BP étal. (325,5 cm). Bien qu'elles induisent un taux d'accumulation sédimentaire très lent à la base du profil, ces dates sont corroborées par une comparaison entre les résultats chronologiques et sporopolliniques à la base du profil du Petit lac Bouchard et ceux du lac Davis, situé à environ 5 km (données non publiées). Ce dernier présente un âge de 10 200 BP étal. à l'interface argile/gyttja à la base de son profil basal; les courbes polliniques révèlent une toundra arbustive qui s'accorde avec les résultats du Petit lac Bouchard. Ces deux dates ont donc été conservées.

Une date supplémentaire nous a été fournie par la courbe pollinique de *Tsuga canadensis*, dont le déclin apparent à 175 cm correspondrait à 5400 BP étal. \pm 300 ans (Davis, 1981; Webb, 1982; Allison *et al.*, 1986; Fuller, 1998) (Diag. 4.5). Toutefois, cet âge présente un léger décalage par rapport aux dates voisines. Étant donné qu'aucun argument ne jouait en faveur du rejet de la date de *Tsuga* ou des autres dates, elles ont toutes été conservées.

Neuf des douze dates disponibles ont été retenues pour l'établissement du modèle chronologique du Petit lac Bouchard. Le taux d'accumulation sédimentaire (TAS) a été calculé en appliquant une régression polynomiale d'ordre quatre. Un polynôme inférieur ou supérieur à quatre générerait des valeurs négatives du TAS aux extrémités du profil sédimentaire et des âges trop éloignés de ceux obtenus initialement. L'utilisation d'une régression polynomiale pour ce modèle d'âge minimise les changements abrupts du TAS,

comparativement à un calcul par interpolation linéaire utilisé pour le lac du Triangle (Fig. 4.4). Cette démarche a ainsi permis d'obtenir une courbe du TAS plus en accord avec le caractère relativement uniforme des sédiments et l'allure générale de la courbe des concentrations polliniques (Fig. 4.4).

Toutefois, le taux d'accumulation sédimentaire obtenu n'est pas constant. Il présente des variations plus marquées qu'au lac du Triangle (Fig. 4.4). Au début de l'Holocène, il est très faible ($<0,020$ cm/an) jusque vers 8500 BP étal.. Il augmente brusquement et devient nettement plus important au milieu de l'Holocène, atteignant ainsi des valeurs de $0,043$ cm/an pour ensuite s'abaisser à $0,029$ cm/an. À la fin de l'Holocène, le taux de sédimentation augmente à nouveau, de façon graduelle, pour atteindre $0,095$ cm/ à la surface. Le taux moyen d'accumulation sédimentaire est de $0,0340$ cm/an. En conséquence, la résolution temporelle des sections de un cm est également plus variable qu'au lac du Triangle, avec un minimum de 11 ans et un maximum de 75 ans pour une moyenne de 35 ans.

4.3 Résultats Paléobotaniques

Les données polliniques et macrofossiles sur lesquelles sont fondées les interprétations de l'histoire postglaciaire de la végétation pour chacun des sites sont livrées par les diagrammes 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4 pour le lac du Triangle et les diagrammes 4.5, 4.6, 4.7 et 4.8 pour le Petit lac Bouchard. Afin de simplifier la présentation des reconstitutions paléoenvironnementales du Petit lac Bouchard, seuls les diagrammes polliniques (pourcentages, influx, diamètre de *Betula*) et macrofossiles finaux résultants des corrélations ont été joints au texte. Les valeurs de pourcentage des taxons polliniques hors-diagramme sont présentées au tableau II.

Tableau II
Liste des taxons non-inclus dans les diagrammes sporopolliniques

Taxons groupés	Lac du Triangle	Petit lac Boucard
Autres Arbres	% (cm)	% (cm)
<i>Acer saccharinum</i>	Absent	0,2(95); 0,1(235)
<i>Carpinus/ Ostrya</i>	0,2(240,280)	0,2(80,85); 0,1(155); 0,3(225); 0,2(250)
<i>Carya ovata</i>	0,3(150); 0,1(170); 0,2(210,290); 0,3(380)	0,2(45,50,55,75); 0,1(130,150); 0,2(250,315)
<i>Castanea dentata</i>	0,2(70;120);0,1(140); 0,2(370);0,3(387);	0,2(35); 0,2(50)
<i>Fraxinus pennsylvanica</i>	0,2(70); 0,2(100); 0,2(190); 0,6 (290)	0,2(255)
<i>Juglans nigra</i>	Absent	0,2(330)
<i>Prunus serotina</i>	Absent	0,2(20,160); 0,1(170,175,220); 0,2(225)
<i>Tilia americana</i>	Absent	0,2(55,70,125); 0,1(265)
Autres Arbustes		
<i>Acer pensylvanicum</i>	0,2(340); 0,4(370)	Abondant: voir diagramme 4.5
<i>Cornus stolonifera</i>	Absent	0,3(155); 0,3(175); 0,1(275,305)
<i>Corylus cornuta</i>	Absent	0,2(1,25,60); 0,1(120,140); 0,2(235);0,7(255)
<i>Lonicera</i>	0,2(360)	0,2(325)
<i>Rhus typhina</i>	Absent	0,1(180); 0,1(220); 0,1(305); 0,3(320)
<i>Viburnum trilobum</i>	0,2(330)	0,2(205); 0,1(210,230,305); 0,5(310); 0,4(325)
Autres Herbes		
Brassicaceae	0,2(290); 0,2(380)	0,2(110,115)
Caryophyllaceae	0,2(370); 0,4(375); 0,8(380); 0,3(387)	0,2(165,215); 0,1(225); 0,2(330); 0,4(335)
<i>Epilobium</i> sp.	Absent	0,3(320); 0,2(325); 0,2(330)
Fabaceae	0,2(110, 190)	Absent
Liguliflorae	0,2(200)	Absent
Ranunculaceae	0,6(380)	0,2(15,45,65,110); 0,1(170,225); 0,4(330)
Rosaceae	0,2(160,200,280,375)	0,2(75,105,120,200); 0,1(215); 0,2(320)
Rubiaceae	0,2(230)	Absent
<i>Thalictrum</i>	0,2(30, 70,150); 0,3(387)	0,2(45, 55, 105, 115)
type <i>Campanula</i>	Absent	0,1(175)
type <i>Potentilla palustris</i>	0,2(150)	Absent
Autres Hors-total		
<i>Bothrychium</i>	Absent	0,1(30); 0,3(180)
<i>Callitriche</i>	0,3(387)	Absent
<i>Dryopteris</i>	Absent	0,4(255)
<i>Equisetum</i>	Absent	0,4(255)
<i>Menyanthes trifoliata</i>	0,2(190); 0,2(380)	Absent
<i>Myriophyllum alterniflorum</i>	0,2(60)	Absent
<i>Osmunda cinnamomea</i>	0,4(270)	Abondant: voir diagramme 4.5
<i>Potamogeton/Triglochin</i>	0,3(387); 0,2(375); 0,4(290); 0,4(240)	Abondant: voir diagramme 4.5
<i>Sagittaria</i>	Absent	0,1(130); 0,2(140);0,3(180)
<i>Selaginella selaginoides</i>	0,2(330); 1,6(350); 0,2(360); 1,6(370); 0,3(387)	0,1(175)

4.3.1 Les Concentrations Polliniques de Triangle

Les résultats de l'analyse pollinique du lac du Triangle montrent une courbe de concentration pollinique (CP) caractérisée par une structure en dents de scie (Fig. 4.5). Or, cette structure est liée aux deux analystes ayant travaillé sur ces échantillons. Étant donné que les interprétations de la paléophytogéographie sont en partie basées sur les influx polliniques qui sont calculés à partir de la concentration pollinique, les écarts inter-analystes posent un problème important.

Ces variations dans les valeurs de CP pourraient être attribuables à des changements dans l'accumulation des sédiments, comme le suggèrent les stratifications que présente la portion de la carotte caractérisée par de la gyttja marneuse (Fig. 4.1). Mais cette structure en dents de scie est présente tout au long du profil, même dans la portion caractérisée par de la gyttja massive. La CP du lac J'Arrive, déterminée également par la méthode de Benninghoff (1962), ne présente d'ailleurs pas de telles variations, alors qu'une bonne portion des sédiments sont caractérisés par de la gyttja marneuse présentant des stratifications (Marcoux & Richard, 1995). Par ailleurs, les assemblages polliniques du lac du Triangle ne présentent pas de changements reliés aux variations des CP.

L'origine des variations peut être la manipulation des échantillons en laboratoire. Les sources d'erreurs dans l'estimation des concentrations polliniques dues au traitement ou à l'analyse des échantillons sont nombreuses (Maher, 1972; Bonny, 1972; de Vernal *et al.*, 1987, Tipping, 1985; Tab. III). Les analyses polliniques du lac du Triangle ont été réalisées sur deux années et par deux analystes différents. De plus, des suspensions ayant des concentrations d'*Eucalyptus* différentes ont été utilisées pour les deux séries. La comparaison entre ces dernières met en évidence des écarts inter-analystes dans l'estimation des concentrations polliniques (Fig. 4.5). La cause exacte des variations entre les analystes n'a pu être établie clairement, mais il semble évident qu'elle soit attribuable à une, voire à plusieurs étapes reliées à la manipulation et à l'analyse des échantillons en laboratoire, et non pas à des changements dans les processus de sédimentation.

Même si les résultats des deux analystes présentent des écarts, la tendance générale des variations de la courbe demeure semblable. Pour atténuer les variations d'un niveau à

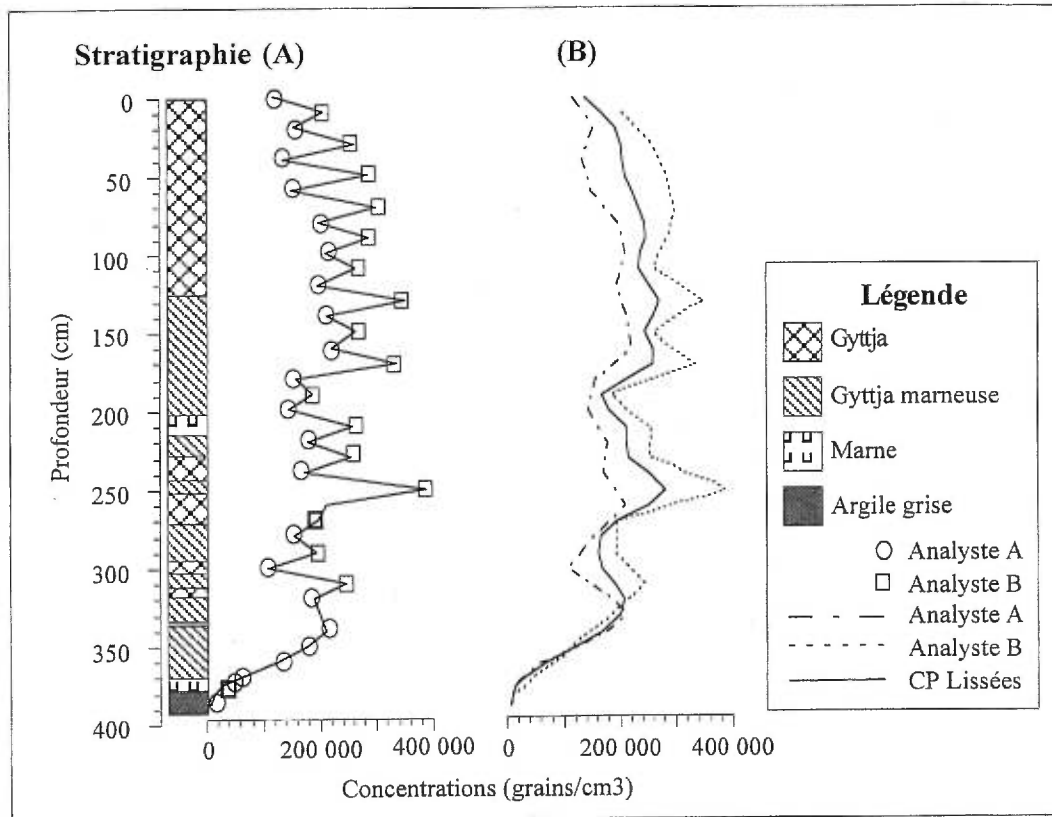
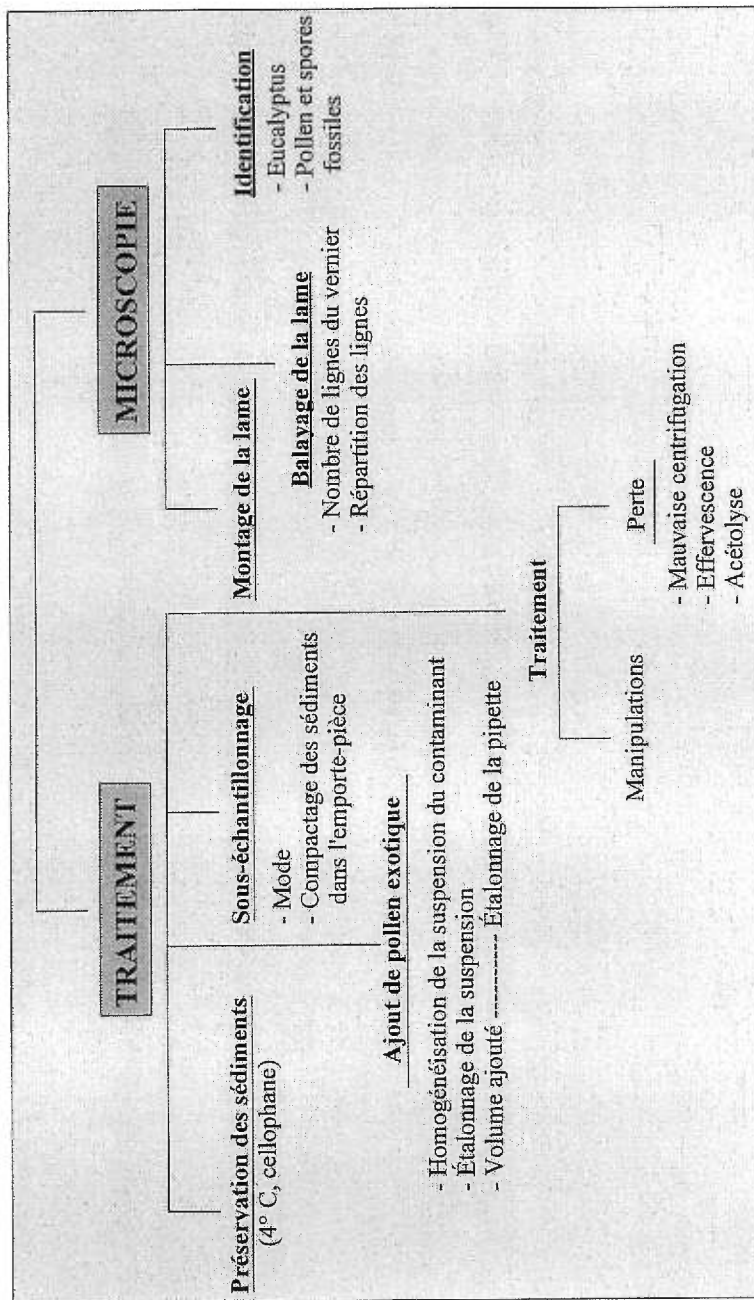


Figure 4.5. Concentrations polliniques (CP) du lac du Triangle: A) Concentrations cumulées des deux analystes, B) Concentrations séparées pour chaque analyste et CP lissées sur 3 valeurs.

Tableau III

Sources d'erreurs dans l'estimation des concentrations polliniques selon la méthode des contaminants de Benningoff (1962). D'après Maher, 1972; Bonny, 1972; de Vernal *et al.*, 1987; Tipping, 1988; Richard, comm. pers.



l'autre dans les CP et pour conserver la tendance générale, les concentrations polliniques du lac du Triangle ont été lissées sur trois valeurs à l'aide d'une moyenne mobile (Fig. 4.5). Cette option offre le meilleur compromis pour diminuer les écarts dus à la démarche en laboratoire.

Puisque les concentrations des microcharbons sont aussi estimées par la méthode des contaminants (Benningoff, 1962), elles seront aussi affectées par des erreurs liées au traitement ou à l'analyse des échantillons. L'effet pourrait être une accentuation ou une atténuation de certaines valeurs de concentrations anthracologiques. Ces erreurs potentielles dans l'estimation des concentrations de microcharbons concernent surtout les 41 échantillons ayant également fait l'objet conjointement des analyses pollinique et anthracologique. Afin de vérifier la validité des valeurs de concentrations de microcharbons, quelques uns des niveaux ont été ré-échantillonnés et traités à nouveau en utilisant une nouvelle suspension de contaminant. Les résultats n'ont fait ressortir aucun écart majeur entre les anciennes et les nouvelles mesures. Ils ont également permis de confirmer plusieurs maximums obtenus lors de la première analyse. De plus, l'approche statistique pour la détermination des événements de feu utilisée dans le cadre de notre projet tient compte des erreurs analytiques potentielles. En effet, en appliquant une lissage du taux d'accumulation de charbon (TAC) au début de la démarche, nous obtenons une composante de valeurs maximales qui est en partie constituée d'une sous-composante représentant les enregistrements des feux locaux et d'une autre, qui inclut toutes les erreurs associées à la détermination du TAC (dont celles associées à l'établissement de la CP) et ses variations naturelles et aléatoires (Whitlock & Millspaugh, 1996; Long *et al.*, 1998). Ainsi, compte tenu de la démarche utilisée et du nombre d'échantillons impliqués, les erreurs analytiques ne devraient pas avoir faussé la reconstitution de l'histoire des feux au lac du Triangle.

Le cas du lac du Triangle montre que des précautions sont à prendre pour limiter les facteurs pouvant conduire à une mauvaise estimation de la concentration pollinique. Afin de réduire les possibilités d'erreurs dans l'estimation des concentrations polliniques (et de microcharbons), nous recommandons pour l'ensemble d'un profil sédimentaire un seul et

même analyste, l'utilisation d'une seule suspension d'*Eucalyptus* et l'étalonnage de la pipette servant à l'ajout du contaminant au début de chaque traitement des échantillons qui feront l'objet d'une analyse. Nous suggérons aussi la réalisation des analyses polliniques dans un court laps de temps afin d'atténuer les effets de la détérioration des sédiments sur la détermination des concentrations polliniques.

4.3.2 Zonation des diagrammes polliniques

Les zones d'assemblages polliniques (zap) ont été déterminées d'après les variations des courbes de pourcentages des taxons dominants et de la concentration pollinique totale ou l'expression de taxons caractéristiques; ces zones sont identifiées par leur nom (Richard, 1977). Cette zonation permet une distinction des différentes phases de l'évolution de la végétation et une meilleure corrélation stratigraphique entre les différents sites étudiés.

Les interprétations en terme de végétation locale et régionale ont été réalisées à partir des pourcentages et des influx polliniques, des données macrofossiles et sédimentologiques. Une comparaison des assemblages sporopolliniques avec les pluies polliniques actuelles (Richard, 1976; 1977) a permis de déterminer les domaines de végétation auxquels ils correspondent.

Les différents caractères des zones d'assemblages polliniques du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard sont présentés et décrits au tableau IV et V respectivement. Les données polliniques de chacune de ces zones seront discutées, conjointement avec la description des différentes étapes de l'histoire de la végétation de chacun des sites. Afin de faciliter les comparaisons, les zones de la végétation régionale établies à partir du diagramme des pourcentages apparaissent également sur les diagrammes des influx polliniques, des diamètres des grains de *Betula* et des macrofossiles.

4.4 Histoire postglaciaire de la végétation

4.4.1 Histoire de la végétation lacustre et riveraine

La végétation locale (lacustre) et extra-locale (riveraine) est définie comme étant celle qu'on retrouve dans les eaux du lac ou à proximité du point d'échantillonnage et sur les berges environnantes (Janssen, 1966). Son histoire fut retracée à l'aide des courbes sporopolliniques et macrofossiles des taxons hors-total (plantes aquatiques, ptéridophytes, mousses), des herbes ainsi que de certains arbustes et arbres souvent tourbicoles ou riverains tels que *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Myrica gale* et *Alnus incana*. L'*Alnus crispa* pose un problème: il est souvent riverain au nord de son aire de peuplement. Par contre, au sud, il évite généralement les rives. En outre, les restes d'algues planctoniques (*Pediastrum spp.*) trouvés avec le pollen ou les spores livrent des indications sur la qualité de l'eau (Smol, 1990; Nielsen & Sorensen, 1992). Plusieurs espèces à écologie mal connue mais probablement distincte sont représentées dans les sédiments. Nous nous bornerons à prendre acte de leur abondance et, en conjonction avec les autres taxons enregistrés, à conclure sur la richesse des eaux en nutriments et sur leur limpidité, deux conditions devant favoriser le développement de ces algues coloniales. L'histoire de cette végétation est grandement tributaire de l'évolution géomorphologique des terrains périphériques qui est traduite par le type de sédiment accumulé dans les bassins lacustres (Labelle & Richard, 1984). En raison de la mauvaise représentation en milieu forestier des taxons extra-locaux, comme les herbes et les arbustes terricoles dans les diagrammes polliniques (Richard, 1977, 1981), l'interprétation s'appuie également sur les données sédimentologiques et sur la concentration pollinique.

4.4.1.1 Lac du Triangle

L'évolution de la végétation lacustre et riveraine comprend trois phases. La phase initiale est représentée par les sédiments inorganiques à la base de la séquence entre 387 et 374 cm (11 250 à 10 750 BP étal.). Celle-ci correspond aux sous-zones 1a et b de la végétation régionale du diagramme pollinique (Diag. 4.1). Une végétation périphérique discontinue a permis l'érosion des berges et des versants, conduisant à des apports de matériel détritique

vers le lac. Les berges ne sont alors occupées que par quelques individus de Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia* et *Ambrosia*, qui sont accompagnés de Caryophyllaceae, de Ranunculaceae dont *Thalictrum* sp., de Tubuliflorae, Chenopodiaceae et de Brassicaceae. Le diagramme pollinique enregistre également la présence de *Oxyria digyna*, de *Sellaginella selaginoides*, de *Sphagnum* sp. et de quelques ptéridophytes, dont des lycopodes (*Lycopodium annotinum*, *L. clavatum* et *L. selago*) et des fougères (spores monolètes et trilètes) (Diag. 4.1). Les données macrofossiles indiquent la présence de *Potentilla* sp. et l'apparition des mousses à la fin de la zone 2b (Diag. 4.4).

Les données polliniques traduisent la présence de quelques rares arbustes présents autour du lac comme le myrique baumier, l'aulne rugueux, l'aulne crispé et le saule (Diag. 4.1). Le pollen de la shepherdie du Canada (*Shepherdia canadensis*) étant produit en très faible quantité et répandu à proximité de la plante émettrice (Richard, 1974), sa seule présence permet de conclure à la croissance de la plante en bordure du lac entre 11 000 et 9 000 BP étal., soit dans les zones polliniques 1b, 2a et 2b (Diag. 4.1). Les macrorestes indiquent, quant à eux, la présence de *Salix herbacea*, de *Dryas integrifolia* et de *Betula glandulosa* (Diag. 4.4). *Betula* constitue un cas particulier. En effet, par rapport aux influx, il paraît sur-représenté par son pollen (Diag. 4.1 et 4.3). Ces macrorestes n'abondent que durant le maximum de pourcentage de *Betula*. L'espèce *glandulosa* devait donc être riveraine en zone 1b (Diag. 4.4). D'après les diamètres des grains de pollen, les plus petits sont enregistrés avant et après la zone 1b. Ce sont les grains entre 20 et 24 µm qui dominent donc (Diag. 4.3). Ils sont sans doute attribuables à *Betula glandulosa*.

Ainsi, au cours de cette phase initiale de la végétation locale et extra-locale, aucun arbre n'occupe les rives du lac. L'unique fragment de feuille d'épinette noire n'est pas suffisant pour établir la présence de cet arbre dans les environs du lac du Triangle, d'autant plus que les influx de *Picea mariana* sont très faibles (Diag. 4.4 et 4.2). Il est possible qu'il provienne d'une région éloignée et ait été transporté sur de longues distances, tel qu'observé actuellement dans les milieux ouverts des régions subarctiques (Watts, 1978; Birks, 1980).

La flore aquatique n'est, quant à elle, représentée que par *Potamogeton/Triglochin*, *Potamogeton* sp., *Ranunculus sceleratus*, *Callitriche* et *Menyanthes trifoliata* (Diag. 4.1 et 4.4; Tab. II). Les algues planctoniques (*Pediastrum* spp.) abondent principalement en zone 1 b, sans doute en raison d'une plus grande limpidité des eaux du lac et d'une plus grande richesse en éléments nutritifs que durant la période représentée par la zone 1a (Diag. 4.1 et 4.2) (Richard *et al.*, 1992).

La phase intermédiaire est celle qui est représentée par les sédiments organiques riches en carbonates des niveaux 374 à 125 cm (Fig. 4.1). Le début de l'accumulation organique vers 10 750 BP étal. marque la fin de l'érosion pelliculaire des berges en raison de la densification de la végétation autour du lac. Les Cyperaceae continuent de croître en abondance, si on en juge par leurs influx (Diag. 4.2); *Carex* sp., *Cyperus* sp., *S. hudsonianus/cespitosus* et *Scirpus atrocinctus* étaient présents, du moins au début, d'après les macrorestes (Diag. 4.4). La plupart des autres herbes et ptéridophytes, auxquelles viennent s'ajouter les Rosaceae, Rubiaceae, Ligulifloreae, Fabaceae et *Osmunda cinnamomea* (Tab. II), sont également toujours présentes, à l'exception d'*Oxyria digyna* (Diag. 4.1). Mais, étant majoritairement de faibles producteurs polliniques, leur pollen ou leurs spores sont noyés par celui des arbres provenant de sources extra-locale et régionale (Richard, 1981).

Durant cette phase, les données polliniques et macrofossiles traduisent l'apparition très tôt dans la flore extra-locale, de l'épinette noire (*Picea mariana*), et du mélèze laricin (*Larix laricina*) dans la zone 2a, soit respectivement vers 10 700 BP étal. et 10 400 BP étal. (Diag. 4.1 et 4.4). Ces arbres devaient évoluer dans les zones riveraines et l'épinette devait former une ceinture plus ou moins continue autour du lac. Comme le pollen de *Larix* en zone 2a et 2b est très rare, il est possible qu'il ait été rare sur les berges jusque vers 9000 BP étal. et beaucoup plus abondant par la suite, soit dans les zones 3a et 3b (Diag. 4.1 et 4.2). L'épinette noire et le mélèze ont sans doute également participé à la végétation régionale. Quelques individus de sapin baumier (*Abies balsamea*) et de bouleau blanc (*Betula papyrifera*) ont accompagné l'épinette et le mélèze en bordure du lac, respectivement dans la zone 3a et 3b, comme en témoignent les quelques macrorestes retrouvés dans les sédiments (Diag. 4.4).

L'aulne rugueux vient s'installer de façon permanente vers 8600 BP étal. (zone 3a) (Diag. 4.1 et 4.2), alors que *Dryas intergrifolia* n'est plus présent (Diag. 4.4). Entre 10 000 et 9000 BP étal. (zone 2b), l'aulne crispé (*Alnus crispa*) est quant à lui très fortement représenté (Diag. 4.1, 4.2 et 4.4). Comme il s'agit d'un arbuste très sur-représenté par son pollen (Richard, 1977), et qu'aucun de ses macrorestes n'a été identifié, il est possible qu'il ait été peu abondant, voire absent des berges du lac durant cette période, mais plutôt présent sur les terres environnantes. Une végétation extra-locale et régionale peu dense aurait alors facilité son enregistrement pollinique.

Chez les plantes aquatiques, les macrorestes indiquent l'apparition d'algues macroscopiques vertes (charophytes) dès le début de l'accumulation de matière organique dans le lac, soit vers 10 700 BP étal. (Diag. 4.4). Ces algues demeurent présentes tout au long de l'Holocène, avec un maximum de représentation marquée vers 6500 ans BP étal. En zone 2a, 2b et 3a (entre 10 200 et 8700 BP étal.), la flore aquatique est constituée de *Potamogeton* sp., de *Najas flexilis*, et d'*Isoètes* (Diag. 4.1 et 4.4). Par la suite, seul *Potamogeton/Triglochin* restera représenté jusqu'au début de la zone pollinique 3b (Diag.4.1). Le maintien de la limpidité de l'eau a contribué à ce que les *Pediastrum* sp. demeurent abondantes dans les eaux du lac en zone 2b et 3a jusque vers 7200 BP étal. (Diag. 4.1 et 4.2).

Vers 6565 BP étal., les pourcentages et les influx sporaux présentent une augmentation de l'abondance de *Sphagnum* sp. (Diag. 4.1 et 4.2), de même que les macrorestes peu après 6000 BP étal. (Diag. 4.4). Ceci traduit probablement le déclenchement d'un entourage des berges. Les sphaignes sont accompagnées d'arbustes tourbicoles, dont l'aulne rugueux (*Alnus incana*) et quelques Ericaceae (*Andromeda glaucophylla* et *Chamaedaphne caliculata*), auxquels viendra s'ajouter le myrique baumier (*Myrica gale*) vers 5200 BP étal. (Diag. 4.1 et 4.4). L'expansion des sphaignes est également accompagnée par une légère hausse de l'abondance des Cyperaceae (Diag. 4.1 et 4.2). Cet entourage se produit durant la phase forestière représentée par la zone 3b du diagramme pollinique (Diag. 4.1).

Entre 5400 et 3500 BP étal., le mélèze est sans doute toujours présent mais l'entourbement des berges amène une diminution significative de sa représentation tant pollinique que macrofossile (Diag.4.1, 4.2 et 4.4). Il est probable que les sphaignes sont constituées de tapis flottants trop instables pour que le mélèze puisse s'y installer. Sur le rivage, la potentille des marais (*Potentilla palustris*) vient s'ajouter aux Cyperaceae et aux autres herbes vers 4000 BP étal. (Tab. II). D'après les influx polliniques, l'expansion des sphaignes s'arrête ou du moins est ralentie vers 4000 ans (fin de la zone pollinique 3b; Diag.4.1 et 4.2). Toutefois, les macrorestes témoignent de la présence maintenue des sphaignes en bordure du lac après cette période (Diag. 4.4).

Au cours de cette seconde phase de l'évolution de la végétation lacustre et riveraine, les algues phytoplanctoniques voient leur abondance diminuer de manière significative, pour n'être presque plus représentées entre 6700 et 5350 BP étal. (Diag. 4.1 et 4.2). Le déclin des *Pediastrum* peut être attribuable à des eaux plus turbides et à un épuisement des éléments nutritifs. Un abaissement du niveau d'eau peut également être mis en cause, puisque presque conjointement se produit un entourbement des berges et la sédimentation des carbonates. Cette hypothèse sera reprise et discutée plus loin dans le sous-chapitre portant sur la reconstitution des niveaux lacustres.

La phase finale de la flore locale et extra-locale est caractérisée par les sédiments organiques (gyttja) de la partie supérieur du profil (125 et 0 cm), soit de 3240 BP étal. à l'actuel (zone pollinique 3c) (Diag. 4.1; Tab. II). Cette phase est traduite par une plus grande abondance d'arbustes principalement tourbicoles. Le pollen et les macrorestes traduisent l'expansion de l'épinette noire, du mélèze, du myrique baumier et de l'aulne rugueux en bordure du lac, sans doute principalement sur les secteurs entourbés du lac où ils sont accompagnés d'éricacées dont *Andromeda glaucophylla* et *Chamaedaphne calyculata* (Diag. 4.1, 4.2 et 4.4).

Depuis 3240 ans, la flore extra-locale est caractérisée par une diminution progressive de l'abondance des Cyperaceae. Les ptéridophytes, quant à elles, restent toujours aussi abondantes (Diag. 4.1). Les mousses se développent également depuis environ 2200 ans selon les macrorestes (Diag. 4.4). Du début de cette phase jusque vers 2000 BP étal. les

Poaceae ne sont plus représentées, alors qu'elles l'étaient de façon presque continue jusque vers 3300 BP écal. (Diag. 4.1 et 4.2). Les derniers 2000 ans sont également caractérisés par le retour de certaines herbes, dont *Artemisia* et *Ambrosia*. Parmi les autres herbes présentes, notons les Fabaceae et *Thalictrum* (Tab. II).

Les pourcentages et les influx sporaux de *Sphagnum* sp. indiquent leur expansion, traduisant ainsi une reprise moins importante et plus progressive de l'entourbement des berges au cours des 3000 dernières années (Diag. 4.1 et 4.2). Alors que les données sporopolliniques montrent une augmentation de l'abondance des sphaignes, les macrorestes affichent une tendance inverse. Les influx plus faibles de sphaignes et la diminution de leur représentation macrofossile peuvent impliquer une expansion des sphaignes s'effectuant plus loin du point d'échantillonnage, possiblement en raison d'une hausse du niveau lacustre.

Dans les eaux du lac du Triangle, les algues phytoplanctoniques (*Pediastrum* sp.) voient leurs populations augmenter à nouveau, probablement en raison d'un retour à des eaux moins turbides et à une plus grande richesse en éléments nutritifs (Diag. 4.1 et 4.2). En ce qui concerne la flore aquatique, les macrorestes traduisent la présence continue des characées au sein du lac et le développement de *Najas flexilis* depuis environ 2200 BP écal. (Diag. 4.4). Le pollen révèle également la présence de *Potamogeton* type *pusillus* (Diag. 4.4) et *Myriophyllum alterniflorum* (Tab. II).

4.4.1.2 Petit lac Bouchard

La phase initiale est caractérisée par les sédiments inorganiques entre 335 et 329 cm (11 128 à 10 750 BP écal.) (zone pollinique 1; Diag. 4.5; Fig. 4.2). Tout comme au lac du Triangle, les berges du Petit lac Bouchard sont érodées en raison d'une végétation initiale éparse, conduisant ainsi à l'accumulation de sédiments minéraux allochtones au sein du bassin lacustre. Ses berges sont principalement colonisées par quelques plantes herbacées telles les Cyperaceae (*Carex* sp.: macrorestes), les graminées (Poaceae), *Artemisia*, *Ambrosia*, *Epilobium* sp., les Tubulifloreae, les Caryophyllaceae et les Ranunculaceae, ainsi que par des Ptéridophytes (*Lycopodium annotinum*, *L. clavatum* et fougères (spores

monolète et trilète) (Diag. 4.5, 4.8; Tab. II). Le pollen et les macrorestes traduisent la présence, tout près des rives, de quelques arbustes, dont les Ericaceae, *Shepherdia canadensis*, *Salix herbacea*, *Betula glandulosa* et *Dryas integrifolia* (Diag. 4.5, 4.7 et 4.8). Toutefois, les macrorestes n'enregistrent pas la présence d'arbres au cours de cette phase représentée par la zone pollinique 1.

La flore aquatique très peu diversifiée de l'époque est principalement composée de macrophytes tels *Potamogeton/Triglochin* et *Isoètes* et d'algues vertes (Charophytes: *Nitella/Chara*) (Diag. 4.5 et 4.8). Dans les eaux du lac, les algues microscopiques vertes (*Pediastrum sp.*) sont sur-représentées dans le diagramme des pourcentages (Diag. 4.5). En fait, les influx nous révèlent que l'abondance des *Pediastrum* est minimale pour tout le tardiglaciaire (Diag. 4.6). On ne peut donc supposer que les eaux étaient plus limpides et riches en zone 1 par rapport au reste de l'Holocène.

La seconde phase est caractérisée par l'accumulation de sédiments organiques (gyttja) au sein du lac (niveaux 329 à 0 cm) (Fig. 4.2). Durant cette période, la végétation riveraine se densifie, provoquant ainsi l'arrêt de l'érosion des berges; cela entraîne la fin des apports allochtones dans les eaux du lac. Sur les rives, les influx montrent que les herbes sont toujours présentes malgré la diminution de leur représentation en pourcentages (Diag. 4.5 et 4.6). Les Chenopodiaceae, les Rosaceae, *Thalictrum*, *Campanula* (pollen) et *Epilobium glandulosum* (macrorestes) viennent s'ajouter aux espèces déjà présentes (Diag. 4.5 et 4.8; Tab. II). Les ptéridophytes se diversifient avec l'arrivée de *Dryopteris* et d'*Equisetum* en zone 3a (Tab. II), d'*Huperzia type selago*, d'*Osmunda regalis* et d'*Osmunda cinnamomea* en zone 3b (Diag. 4.5). La plupart demeureront présents dans la flore extra-locale, et ce jusqu'en zone pollinique 3c (Diag. 4.5).

À partir de 10 750 BP étal., soit durant la phase d'afforestation (zone 2), l'aulne rugueux (*Alnus incana*) et le myrique baumier (*Myrica gale*) s'installent progressivement autour du lac (Diag. 4.5 et 4.6). Les macrorestes corroborent la présence du myrique baumier sur les rives (Diag. 4.8). Ils indiquent également celle de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) durant la zone 2b, soit la période caractérisée par sa représentation pollinique maximale (Diag. 4.5 et 4.8). Les macrorestes de *Myrica gale* sont présents au moment où son pollen est minimal

alors que dans le cas d'*Alnus crispa* on observe l'inverse (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Ceci nous démontre que dans certains cas les macrorestes peuvent constituer davantage des témoins de la présence de la plante à proximité du point d'échantillonnage plutôt que son abondance réelle et que la représentation macrofossile peut être la conséquence d'un événement particulier comme l'érosion des berges, une tempête ou une variation du niveau d'eau, etc. Les influx et les pourcentages polliniques indiquent qu'à partir de 6500 BP éval., l'aulne rugueux (*Alnus incana*) prend de l'expansion sur les rives du lac (Diag. 4.6).

Chez les arbres, les macrorestes de *Picea mariana*, d'*Abies balsamea* et de *Populus tremuloïdes* traduisent leur participation à la végétation riveraine du Petit lac Bouchard, et ce dès le début de la période d'afforestation (zone 2; Diag. 4.8). Ces arbres qui demeureront présents durant tout le reste de l'Holocène forment probablement une ceinture forestière discontinue autour du lac. D'autres arbres viendront s'installer tout près des rives du lac: c'est le cas de *Betula papyrifera* vers 9400 BP éval., *Larix laricina* vers 8500 BP éval. et *Pinus strobus* vers 6700 BP éval., qui y seront présent dès la fin de la phase d'afforestation (zone 2b). Suivra plus tard le *Betula alleghaniensis*, qui s'y établira au milieu de la phase forestière (zone 3b), soit vers 4800 BP éval. (Diag. 4.5 et 4.8).

Durant la phase d'accumulation des sédiments organiques, le cortège des plantes composant la flore aquatique se modifie grandement, principalement au cours de la période représentée par la phase forestière (zone 3). Au cours de l'Holocène moyen, entre 6970 et 3580 BP éval. (255 et 125 cm; zone 3a et 3b), l'abondance des plantes aquatiques telles que *Isoëtes*, *Naja flexilis*, *Potamogeton pusillus*, et d'algues telles que les Charophytes (*Chara/Nitella*) augmente significativement (Diag. 4.5; 4.6 et 4.8). Cela traduit probablement un passage à un niveau trophique supérieur, un abaissement du niveau lacustre ou une succession naturelle de la flore lacustre. Par la suite, à la fin de la zone pollinique 3b et surtout durant la zone pollinique 3c (Diag. 4.5), *Isoëtes*, *Naja flexilis* et *Potamogeton pusillus* sont progressivement remplacés par des espèces plus littorales telles *Nuphar variegatum*, *Typha/Sparganium* (*Typha latifolia*: selon les macrorestes) et *Eriocaulon*, alors que les charophytes demeurent présentes (Diag. 4.5 et 4.8).

Le pollen et les macrorestes montrent une expansion des Ericaceae, dont *Chamaedaphne calyculata*, de *Myrica gale*, d'*Alnus incana* et de *Sphagnum*, traduisant ainsi un entourbement progressif des berges depuis environ 3700 ans (fin de la zone 3b et zone 3c) (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Ils sont accompagnés par *Picea mariana* et *Larix laricina*. La courbe pollinique de *Picea mariana* en zone 3c traduit son expansion en bordure du lac, mais également sur les terres environnantes, constituant de cette façon un élément de la végétation régionale du Petit lac Bouchard (Diag. 4.5).

Depuis environ 3100 ans, les plantes herbacées (Cyperaceae (*Carex sp.*), Poaceae, *Artemisia* et *Ambrosia*) et les mousses (*Drepanocladus exannulatus*; macrorestes) prennent également de l'expansion (zone 3c), alors que *Rumex* n'apparaît que vers 1100 BP étal. (fin de la zone 3c) (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8).

Dans les eaux du lac, les influx nous révèlent que les populations de *Pediastrum* augmentent de manière significative au cours de la phase d'afforestation (début de la zone 2b), où elles atteignent leur abondance maximale (Diag. 4.6). Ces algues planctoniques demeureront présentes tout au long du reste de l'Holocène. Mais leur abondance ira en diminuant, de façon importante à la fin de la zone 2b puis plus progressivement par la suite, jusqu'en zone 3c où elles seront nettement moins abondantes. Cette régression des populations d'algues coloniales est ici attribuée à une augmentation progressive de la turbidité des eaux du lac et à des eaux plus acides en raison d'un apport constant en matière organique et d'un entourbement des berges.

4.4.2 Histoire de la végétation régionale

La végétation régionale est celle qui occupe les territoires périphériques des lacs étudiés. La reconstitution de la végétation régionale s'appuie essentiellement sur les courbes polliniques des divers taxons arborescents et arbustifs terricoles. Comme le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard sont des sites éloignés l'un de l'autre et qu'ils occupent deux régions présentant certains caractères climatiques différents, leur paléophytogéographie régionale respective sera traitée séparément.

Les zones d'assemblages polliniques de chacun des sites ont permis d'identifier trois phases dans l'évolution de la végétation au cours des périodes tardiglaciaire et Holocène. Ces phases sont: 1) une phase initiale non arboréenne, 2) une phase d'afforestation au cours de laquelle les arbres s'installent dans la région et finalement 3) une phase forestière caractérisée par la fermeture de la forêt régionale.

4.4.2.1 Lac du Triangle

Phase non arboréenne (zone 1); antérieure à 10 640 BP égal.

La zone 1, antérieure à 10 640 BP égal., apparaît à la base du diagramme pollinique des pourcentages (387-370 cm) et représente une phase initiale de végétation dépourvue d'arbres (Diag. 4.1; Tab. IV). Cette phase n'est représentée que par une très faible portion de la carotte, et elle semble ne couvrir qu'une courte période de temps. Mais en l'absence de contrôle chronologique pour les sédiments inorganiques qui représentent l'essentiel de la zone 1a et une portion de la zone 1b, la durée de cette phase est difficilement évaluable.

Par ailleurs, les sous-zones 1a et 1b sont respectivement représentées seulement par un et deux spectres polliniques. Mais ceux-ci présentent des assemblages polliniques possédant les critères qui permettent l'identification d'une toundra herbacée (zone 1a) et d'une toundra arbustive (zone 1b; Tab. IV; Diag. 4.1). Ces critères sont: 1) une concentration pollinique faible, 2) la dominance de taxons herbacés (zone 1a) ou arbustifs (zone 1b), 3) l'accumulation de sédiments fortement minéraux et 4) la présence de taxons arctiques-alpins (ex. *Oxyria digyna*, *Dryas integrifolia*) (Savoie, 1978; Labelle & Richard, 1981). Les données polliniques n'ont toutefois pas permis l'identification d'un stade de « quasi-désert » présent, entre autres, à la base des diagrammes du Québec méridional (Richard, 1977; Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994) et de la côte septentrionale gaspésienne (Labelle & Richard, 1984; Marcoux & Richard, 1995). La faible représentation de la phase non-arboréenne et l'absence de l'enregistrement d'un paysage initial de quasi désert peut suggérer une colonisation végétale ou un échantillonnage incomplet. La première hypothèse semble la plus plausible, puisqu'un refus net à la base du carottier lors de l'échantillonnage suppose l'atteinte de la roche en place et par conséquent le prélèvement complet du profil sédimentaire.

Tableau IV
TRIANGLE: Zonation pollinique régionale

Zone	Assemblage pollinique et dates (années BP étalonnées)	Caractéristiques palynostratigraphiques
Zones 1 Phase non-arboréenne		
TRIA-1a	Cyperaceae-Gramineae-Artemisia (>11 000)	CP minimums (<10 000 gr/cm ³); PA/T <50%; représentation maximale des herbes: Cyperaceae (15%), Artemisia (7%), Poaceae (5%), Tubulifloreae (2%), Oxyria digyna (2%). Pourcentages polliniques élevés de Pinus (15%) et d'Alnus crispa (14%).
TRIA-1b	Betula arbustif-Salix-Cyperaceae (≈11 000-10 640)	CP passent de 14 000 à 30 000 gr/cm ³ . PA/T de 68 à 70%. Dominance de pollinique marquée de Betula (40% à 50%); Pourcentages élevés de pollen d'arbustes; maximum de représentation de Salix sp. (6 % à 8 %) accompagné d'Alnus crispa (7 %) et de Shepherdia canadensis (2 %).
Zones 2 Phase d'afforestation		
TRIA-2a	Populus-Juniperus communis-Picea (10 640-9700)	Augmentation importante des CP (68 000 à 120 000 gr/cm ³). PA/T de 75 à 80 %. Pics polliniques de Populus cf. tremuloides (5%) et de Juniperus communis (5%), suivis d'un maximum de Picea mariana (50%); pic de Cyperaceae (10%). Taxons de la zone 1b toujours présents. Augmentation de la représentation d'Alnus crispa vers la fin de la zone.
TRIA-2b	Alnus crispa (9700-9000)	Dominance pollinique marquée d'Alnus crispa, avec un maximum de (20 à 40%); PA/T de 55 à 75%, CP élevées variant de 170 000 gr/cm ³ à 200 000 gr/cm ³ . Nouveau pic de représentation des Cyperaceae (5%); Betula bien représenté (15 à 25%); apparition du pollen d'Abies balsamea à la fin de la zone (5%).
Zones 3 Phase forestière		
TRIA-3a	Abies-Betula (9000-7400)	Dominance pollinique de Betula (35 à 55%); maximum pollinique d'Abies balsamea (7 à 16%). Diminution progressive du % de pollen d'Alnus crispa du début à la fin du stade passant de 25 à 5%; CP diminuent à 170 000 gr/cm ³ ; PA/T de 80 à 90%.
TRIA-3b	Betula-Abies-Picea (à Pinus) (7400-3500)	PA/T > 90 %, CP la plus élevée avec des maximums de 300 000 gr/cm ³ ; dominance pollinique de Betula (58%); Abies balsamea toujours présent (3 à 15%); Larix laricina, pic de près de 5%; représentation maximale de Pinus strobus (10 à 15%); Populus tremuloides cesse d'être représenté vers la fin de la zone.
TRIA-3c	Picea-Betula-Abies (3500-Actuel)	Représentation importante de Picea mariana (30 à 50%); abondance maintenue de Betula (25-50%) et d'Abies balsamea (5 à 12%); augmentation de la représentation des arbustes; diminution de la CP passant d'un maximum de 275 000 gr/cm ³ à 140 000 gr/cm ³ . PA/T > 90%.

CP: concentration pollinique (grains/cm³); PA/T: rapport du pollen des arbres (incluant le genre *Betula*) au total des grains.

Zone 1a : Cyperaceae-Artemisia-Oxyria digyna

Les données paléobotaniques de la zone 1a, entre 387 et 380 cm, traduisent un couvert végétal discontinu qui devait s'apparenter à celui d'une toundra herbacée (Diag. 4.1; Tab. IV). Les concentrations polliniques sont très faibles ($<10\ 000\ \text{gr/cm}^3$). Les courbes polliniques et macrofossiles témoignent de l'abondance des plantes herbacées (34%) et de la présence de taxons héliophiles d'affinité arctique-alpine tels *Oxyria digyna*, *Dryas intergrifolia* et *Potentilla* sp. (Diag. 4.1 et 4.4). Les principales herbes sont les Cyperaceae, les Gramineae (Poaceae) et *Artemisia*, et elles sont accompagnées des Tubuliflores, des Caryophyllacées, d'*Ambrosia* et de *Thalictrum*, qui affichent leur maximum de représentation (Diag. 4.4; Tab. II). Les arbustes, dont le saule et le bouleau arbustif (diamètre des grains de pollen $< 23\ \mu\text{m}$; Diag. 4.2), devaient évoluer en faible quantité dans la région.

Les herbes produisent peu de pollen comparativement aux arbres (Richard, 1981). Par conséquent, ce paysage ouvert dominé par des plantes herbacées permettait l'enregistrement de pollen de sources extra-régionales. D'ailleurs, les pourcentages polliniques élevés que présentent certains arbres à cette époque, dont *Picea mariana* (14%), *Pinus strobus* (15%), *Abies balsamea* (3%), *Quercus* (1%), *Ulmus* (2%) et *Acer saccharum* (1%) sont ici attribués à des apports lointains. Cette absence d'arbre est d'ailleurs corroborée par la faiblesse de leurs influx respectifs et l'absence de leurs macrorestes dans les sédiments (Diag. 4.2 & 4.4). Seul un fragment de feuille de *Picea mariana* fut retrouvé (Diag. 4.4).

Zone TRIA 1b – Betula arbustif-Salix-Cyperaceae

À la zone 1b, on observe l'installation d'arbustes au sein de la toundra herbacée qui se traduit, entre autres, par une augmentation substantielle de la concentration pollinique (passant de $14\ 000$ à $30\ 000\ \text{gr/cm}^3$; Diag. 4.1). Cette zone est caractérisée par la dominance du pollen de *Betula* (50%) attribuable au bouleau arbustif (diamètre des grains de pollen $\leq 23\ \mu\text{m}$; Diag. 4.3). Les données macrofossiles confirment la présence du bouleau arbustif et précisent qu'il s'agit du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*; Diag. 4.4). Le paysage végétal de la zone 1b correspondrait à une toundra arbustive à bouleau

glanduleux s'apparentant à celle identifiée dans les spectres de surface du Nouveau-Québec (Richard, 1981; Gajewski, 1991).

Les arbustes sont bien diversifiés. Les saules (*Salix herbacea*), l'aulne crispé (*Alnus crispa*), l'érable à épis (*Acer spicatum*), l'if du Canada (*Taxus canadensis*) et les Ericaceae accompagnent le bouleau glanduleux (Diag. 4.1 et 4.4). La shepherdie du Canada (*Shepherdia canadensis*) et le myrique baumier (*Myrica gale*) étaient également présents, mais ceux-ci évoluaient surtout près des berges du lac. Les herbes sont toujours présentes, bien que leur représentation pollinique diminue (Diag. 4.1). D'ailleurs, les influx nous montrent que la plupart des herbes occupent toujours une place importante dans le paysage.

La densification de la végétation semble se refléter non seulement par une hausse des concentrations polliniques (CP), mais également dans la nature changeante des sédiments (Fig. 4.1). La courbe de la perte au feu montre, à la fin de cette zone, une plus grande proportion de matériel organique, accompagné d'une baisse significative du matériel inorganique détritique. La densification de la végétation entraîne une diminution de la représentation des apports lointains de *Pinus*, de *Picea* et d'*Ulmus*, ainsi que des faibles producteurs polliniques extra-locaux tels que les herbes.

Les données chronologiques disponibles nous autorisent à évaluer une durée minimale pour cette toundra arbustive. L'âge obtenu dans l'intervalle de profondeurs de 380 à 375 cm est 10 880 BP étal.. On peut donc estimer que l'étape caractérisée par l'arrivée des arbustes jusqu'à l'arrivée des premiers arbres aurait duré au moins 200 ans.

Phase d'Afforestation (Zone 2): 10 640 à environ 9000 BP étal.

La zone pollinique 2 correspond à l'invasion des arbres dans la végétation régionale et à la fermeture progressive du couvert arborescent (Diag. 4.1; Tab. IV). D'après les assemblages polliniques, l'afforestation du milieu se serait déroulée en deux étapes. Une première témoignerait de l'arrivée des premières espèces arborescentes (*Populus*, *Picea*), et une seconde serait caractérisée par un retour à la dominance des arbustes (*Alnus crispa*) dans le paysage. Le mode de colonisation des arbres enregistré au lac du Triangle s'apparente à celui observé en Gaspésie (Labelle & Richard 1981, 1984; Richard &

Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995) et dans le Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994). Les datations radiocarbone permettent d'établir la durée de l'afforestation de la région à environ 1800 ans.

Zone TRIA-2a – *Populus-Juniperus communis-Picea*

La zone 2a se caractérise par une augmentation significative des concentrations polliniques et par une proportion plus importante du pollen des arbres, qui représente 75 à 80% de la somme pollinique totale (Diag. 4.1; Tab. IV). L'arrivée du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) vers 10 640 BP étal. marque le début de l'afforestation de la région du lac du Triangle. Il était alors accompagné du genévrier commun (*Juniperus communis*), du saule, de l'aulne crispé, de la shepherdie du Canada, du bouleau glanduleux et de quelques herbes: Cyperaceae, Poaceae et *Artemisia* (Diag. 4.1). L'érable à épis (*Acer spicatum*), l'érable de Pennsylvanie (*Acer pennsylvanicum*), le chèvrefeuille (*Lonicera sp.*) et des Ericaceae évoluaient également dans le paysage végétal de l'époque, mais en moins grande abondance (Diag. 4.4; Tab. II).

L'épinette noire (*Picea mariana*), présente en bordure du lac dès 10 640 BP étal. (Diag. 4.4), prend de l'expansion dans la flore régionale vers 10 400 BP étal. (Diag. 4.1). Ses influx atteignent près de 2000 grains/cm²/an vers 10 000 BP étal. (Diag. 4.2). Par la suite, de tels influx ne seront pas atteints avant 7300 BP étal.. Chez les arbustes, la shepherdie et le saule sont toujours présents, et les populations d'aulne crispé augmentent. Suite à l'arrivée de *Picea mariana*, le bouleau arbustif est remplacé par le bouleau arborescent, sans doute le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), comme en témoigne la diminution de la représentation du pollen de bouleau et l'augmentation de la taille du diamètre des grains (>23µm; Diag.4.3). Les faibles influx et l'absence de macrorestes de ce dernier témoignent de sa faible abondance dans la région du lac du Triangle à l'époque (Diag. 4.2 et 4.4).

Le mélèze laricin (*Larix laricina*) s'installe dans la végétation régionale vers 10 400 BP étal. (Diag. 4.1). Toutefois, il devait occuper principalement les zones riveraines, en compagnie de quelques épinettes noires. Le mélèze étant un très faible producteur pollinique (Richard, 1977), de faibles pourcentages suffisent pour indiquer sa présence. Elle est confirmée, et son abondance mieux rendue grâce aux données macrofossiles (Diag.

4.4). Tout comme en zone 1b, le chêne (*Quercus* sp.) continue d'être bien représenté. Cet arbre est actuellement absent de la région du lac du Triangle, et ses influx sont trop peu élevés (<50 gr/cm²/an) pour conclure à sa présence à cette époque (Diag. 4.2). Ainsi, la représentation du chêne, s'il est bien extra-régional, traduit l'ouverture du couvert végétal ou est le reflet de l'évolution holocène des sources polliniques lointaines des régions au sud de la Gaspésie.

Étant donné la grande sous-représentation pollinique du peuplier faux-tremble, une abondance de 5% enregistrée au début de la zone 2a traduirait la mise en place des tremblaies, et ce dès 10 640 BP étal. (Diag. 4.1). L'enregistrement du pollen de *Juniperus communis* indiquerait un milieu ouvert et la faible densité du peuplier faux-tremble dans la région du lac du Triangle (Comtois & Payette, 1984). Environ 250 ans plus tard, suite à l'arrivée de *Picea mariana*, cette tremblaie ouverte aurait été remplacée par une pessière noire ouverte.

Zone TRIA-2b - *Alnus crispa*

La zone 2b du lac du Triangle est caractérisée par la dominance de l'aulne crispé (*Alnus crispa*), qui y atteint son maximum de représentation (40%) (Diag. 4.1; Tab. IV). Ses influx atteignent presque 2000 grains/cm²/an; par la suite, ils ne dépasseront pas 250 grains/cm²/an (Diag. 4.2). La dominance de cet arbuste aura duré près de 700 ans BP étal. Elle n'est pas exclusive au lac du Triangle: elle est en effet observée partout ailleurs en Gaspésie (Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995) et au Bas-Saint-Laurent (Richard & Larouche, 1994).

L'aulne crispé est accompagné d'autres arbustes, tels que *Salix* sp., *Shepherdia canadensis*, *Taxus canadensis*, *Acer spicatum* et *Acer pensylvanicum*. Les herbes sont toujours présentes. Les pourcentages et les influx polliniques nous montrent que les Cyperaceae et les Tubuliflorae sont à leur maximum d'abondance (Diag. 4.1 et 4.2). Les Poaceae (Gramineae) sont également très répandues. Les autres taxons herbacés présents sont *Artemisia*, *Ambrosia* et les Chenopodiaceae.

Au cours de cette période, les concentrations polliniques augmentent considérablement, atteignant des valeurs autour de 200 000 gr/cm³, contrairement à 120 000gr/cm³ dans la zone précédente (Diag. 4.1). La représentation du pollen arboréen (incluant celui du bouleau) diminue, constituant moins de 75% du pollen total des plantes terricoles (Diag. 4.2).

La diminution de *Picea mariana*, ou du moins le ralentissement marqué de l'expansion de ses populations, ainsi que la très grande abondance d'*Alnus incana* ne prêchent pas en faveur d'un retour à des conditions froides puisqu'à la même période, les influx d'*Abies balsamea* et de *Betula* augmentent (Diag. 4.2).

Pour ce qui est de *Populus tremuloïdes*, les influx polliniques montrent qu'il est toujours présent et même plus abondant qu'au début de l'afforestation (Diag. 4.2), alors que les macrorestes indiquent que *Picea mariana* et *Larix laricina* sont toujours présents à proximité du lac (Diag. 4.4). À la fin de cette zone, vers 10 000 BP étal., le sapin baumier (*Abies balsamea*) s'installe progressivement dans le paysage régional (Diag. 4.1 et 4.2).

Cet assemblage pollinique, avec des pourcentages d'aulne crispé aussi élevés, ne connaît pas d'équivalent dans les spectres polliniques actuels (Richard, 1981; Comtois & Payette, 1984; Gajewski, 1991). Il est donc difficile d'établir le type de peuplement auquel il se rapporte, et de déterminer si la distribution de cet arbuste était régionale ou restreinte aux rives du lac. L'aulne crispé est reconnu comme étant un grand producteur pollinique (Richard, 1977). Selon Ritchie (1984), de tels pourcentages traduiraient de petites populations, et non des peuplements denses répandus sur l'ensemble du territoire. Sa forte représentation pollinique viendrait ainsi masquer celle d'autres espèces, peut-être plus abondantes, mais qui produisent moins de pollen, comme le peuplier faux-tremble. Au lac du Triangle, aucun macroreste de cet arbuste ne fut retrouvé dans les sédiments. Par contre, le taux d'accumulation pollinique élevé qu'il présente laisse supposer qu'il devait être présent, et peut-être même relativement abondant (Diag. 4.2). Les aulnaies actuelles à *Alnus incana*, quant à elles riveraines, sont faiblement représentées par leur pollen (Diag. 4.1 et 4.2). En émettant l'hypothèse que la dispersion pollinique d'*Alnus crispa* est semblable à celle d'*A. incana*, nous pouvons supposer que, durant la phase d'afforestation,

les aulnes crispés n'étaient pas restreints aux rives et devaient être grandement répandus sur les terres environnantes partout entre les arbres. Selon les résultats de Richard (1981) et de Gajewski (1991), le paysage floristique caractérisé par cet assemblage pollinique s'apparenterait à la sous-zone arbustive de la toundra forestière (taïga).

La présence des taxons héliophiles, tels l'aulne crispé et le peuplier faux-tremble, et des herbes nous permet d'établir que le paysage végétal de l'époque devait être relativement ouvert. Cette ouverture de la végétation permettait l'enregistrement d'apports polliniques lointains de taxons arborescents plus thermophiles comme le pin blanc (*Pinus strobus*), l'érable à sucre (*Acer saccharum*), le chêne (*Quercus sp.*), l'orme *Ulmus sp.*) et le frêne noir (*Fraxinus nigra*).

Phase Forestière (Zone 3); 9000 BP étal.-Actuel

Cette phase correspond à un paysage régional dominé par les arbres. Dans la région du lac du Triangle, les forêts commencèrent à s'installer de façon définitive vers 9000 BP étal. (Diag. 4.1; Tab. IV). Les assemblages polliniques de cette phase sont caractérisés par une forte représentation du pollen arboréen (>80%), dont 30 à 60% est attribuable au bouleau (*Betula*) (Diag. 4.1). Outre le bouleau, les arbres les mieux représentés par leur pollen sont l'épinette noire, le sapin baumier, le pin blanc, le mélèze et le chêne. Les arbres les mieux représentés par leurs macrorestes sont le mélèze, l'épinette noire, le sapin et le bouleau blanc. Au cours de la phase d'afforestation, les influx polliniques montrent des valeurs élevées variant entre 5000 et 12 000 gr/cm²/an. Selon les zones d'assemblages polliniques qui ont été déterminées, la densification de la forêt se serait déroulée en trois étapes.

Zone TRIA-3a *Betula-Abies*

La zone 3a montre une augmentation importante de la représentation du sapin baumier (*Abies balsamea*), traduisant ainsi l'implantation de la sapinière dans la région du lac du Triangle. Étant donné que le sapin est polliniquement sous-représenté (Richard, 1977), les pourcentages (17%) et les influx polliniques (1000 grains/cm²/an) qu'il montre sont suffisamment élevés pour déduire sa dominance dans le paysage forestier de l'époque (Diag. 4.1 et 4.2). L'analyse macrofossile permet également d'établir sa présence à

proximité du lac vers 7500 BP étal. (Diag. 4.4). Le sapin était accompagné de l'épinette noire, du bouleau blanc (taille des diamètres $>23\mu\text{m}$; Diag. 4.3), du peuplier faux-tremble et du mélèze. Ce dernier prend de l'expansion dans la végétation riveraine, comme semble l'indiquer l'augmentation de la concentration de ses macrorestes.

Les pourcentages et les influx polliniques indiquent la diminution marquée de l'abondance de l'aulne crispé au cours de cette période (Diag. 4.1 et 4.2). Cela provoque un abaissement des concentrations polliniques, qui seront inférieures ou égales à $170\ 000\ \text{gr}/\text{cm}^3$ (Diag. 4.4).

Cette zone d'assemblage pollinique correspond à un paysage végétal dominé par le sapin baumier, l'épinette noire et le bouleau blanc, et traduit le développement progressif de la sapinière dans la région du lac du Triangle entre 9000 et 7400 BP étal.. La présence continue du peuplier faux-tremble et la persistance de l'aulne crispé traduisent l'ouverture du milieu.

Zone TRIA-3b *Betula-Abies-Picea* (à *Pinus*)

La zone 3b correspond à la fermeture de la forêt régionale et au remplacement partiel du sapin par l'épinette et par le bouleau blanc, du moins au début de la zone, soit entre 7000 et 6000 BP étal.. Au cours de cette période, le pollen des arbres représente plus de 90% du pollen total (Diag. 4.1; Tab. IV). Au début de la zone, les pourcentages et les influx du bouleau augmentent. La taille des diamètres de pollen ($>23\mu\text{m}$; Diag. 4.3) et les macrorestes corroborent qu'il s'agit du bouleau blanc, et confirment sa présence dans les environs du lac (Diag. 4.1 et 4.4). Le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) n'aurait jamais atteint le plateau intérieur. La représentation en pourcentage de l'épinette noire reste stable, mais ses influx augmentent (Diag. 4.1 et 4.2). La représentation en pourcentage du sapin diminue (Diag. 4.1), mais les valeurs toujours élevées de ses taux d'accumulation pollinique indiquent le maintien de ses populations dans le paysage forestier de l'époque, à un niveau proche de l'actuel (0 cm; 0 BP) (Diag. 4.2). Le mélèze augmente ses populations dans les stations les plus humides, principalement en bordure du lac, du moins au début de la zone pollinique 3b (7400-6000 BP étal.).

Entre 7400 et 4500 BP étal., le pin blanc (*Pinus strobus*) et le chêne (*Quercus sp.*) montrent un maximum de leur représentation pollinique, tant en pourcentages qu'en influx (Diag. 4.1 et 4.2). Ces espèces arboréennes thermophiles sont actuellement absentes des plateaux intérieurs de la Gaspésie, mais sont présentes dans les zones côtières. Le chêne est surtout présent au sud-ouest de la péninsule dans la baie des Chaleurs, et à l'extrémité orientale dans la région du parc national Forillon. Leur forte représentation pollinique respective est sans doute due à la faible abondance régionale de grands producteurs polliniques, comme le bouleau blanc. Cela peut aussi traduire le caractère encore ouvert de la sylve, d'après *Populus tremuloïdes*. Leurs courbes polliniques reflètent alors leur expansion en périphérie de la péninsule, principalement dans la baie des Chaleurs, en ce qui a trait au chêne. Le chêne présente un taux d'accumulation pollinique variant entre 100 et 200 gr/cm²/an. Gajewski (1985) et Richard & Larouche (1989) notent que des influx polliniques de chêne entre 100 et 350 gr/cm²/an peuvent être indicateurs de la présence de petites populations à la limite nord de son aire. Cet arbre a donc pu être présent en petits peuplements dans les régions plus méridionales environnantes, sans jamais atteindre celle du lac du Triangle. L'espèce de chêne la plus susceptible d'avoir évolué dans les régions proximales du secteur à l'étude est *Quercus rubra var. borealis* (Marie-Victorin, 1995).

Parmi les arbustes représentés à cette époque dans les sédiments, *Taxus canadensis* atteint son taux d'accumulation pollinique maximum au début de la zone, puis diminue progressivement pour disparaître complètement vers 4000 BP étal. (Diag. 4.2). Chez les herbes, les Rosaceae et les Fabaceae viennent s'ajouter aux autres espèces déjà présentes (Tab. II).

À la fin de cette zone, les courbes de pourcentages et d'influx montrent une diminution de l'abondance du bouleau blanc et une augmentation de celle de l'épinette noire et du sapin baumier. Vers 5500 BP étal., les influx du peuplier faux-tremble chutent abruptement, et celui-ci cesse d'être représenté de manière continue vers 4500 BP étal., marquant ainsi la fermeture du couvert forestier.

Zone TRIA-3c *Picea-Betula-Abies*

Entre 3500 BP étal. et l'actuel, les forêts régionales sont toujours dominées par des éléments de la forêt boréale, comme le sapin baumier, l'épinette noire, le bouleau blanc et le mélèze laricin (Diag. 4.1; Tab. IV). Durant l'époque représentée par cette zone, le diagramme pollinique montre une densification du paysage forestier régional. Les macrorestes indiquent la présence du sapin baumier, et confirment le maintien du bouleau blanc à proximité du lac (Diag. 4.4). La représentation pollinique d'*Abies* et de *Picea mariana* augmente graduellement, alors que celle de *Betula* et de *Pinus* diminue.

La diminution des concentrations polliniques, qui passent de près de 275 000 à moins de 150 000 grains/cm³, est attribuable au taux d'accumulation sédimentaire. Celui-ci augmente légèrement (Fig. 4.3), puisque les influx montrent que les principaux taxons dominants sont toujours abondants (Diag. 4.2).

4.4.2.2 *Petit lac Bouchard*

Phase non arboréenne (zone 1); antérieure à 10 750 BP étal.

La phase non arboréenne du Petit lac Bouchard est moins bien représentée que celle du lac du Triangle (Diag. 4.5; Tab. V). Les assemblages polliniques ont permis l'identification d'une seule zone. Celle-ci est caractérisée par la dominance du pollen des arbustes, en particulier le bouleau, qui présente un pic manifeste de 77% (Diag. 4.5). Les courbes des tailles de diamètres de pollen de *Betula* confirment qu'il s'agit de la forme arbustive (diamètre ≤ 23 μm ; Diag. 4.7), alors que les données macrofossiles précisent qu'il s'agit du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) (Diag. 4.8). D'après l'abondance de ces macrorestes, il devait être assez répandu près du lac.

Le bouleau glanduleux évoluait en compagnie d'autres arbustes dont *Salix herbacea*, *Acer spicatum*, *Shepherdia canadensis*, des Ericaceae et *Dryas integrifolia* (Diag. 4.5, 4.6, 4.8; Tab. II). Des herbes étaient également présentes telles les Cyperaceae, les Poaceae, les Tubuliflorae, *Artemisia*, *Ambrosia*, *Epilobium* sp. et les Caryophyllaceae. Les herbes devaient être relativement abondantes, à en juger par leur représentation pollinique

Tableau V
BOUCHARD : Zonation pollinique régionale

Zone	Assemblage pollinique et dates (années BP étalonnées)	Caractéristiques palynostratigraphiques
Zones 1 Phase non-arboréenne		
Bouch-1	<i>Betula</i> arbustif-Cyperaceae-Gramineae (>10 750)	CP minimums (10 800-12 700 gr/cm ³); PA/T >80 %; dominance pollinique marquée de <i>Betula</i> (63-77%) et présence de <i>Salix</i> (2%). Représentation maximale des herbes (10-11%); Cyperaceae (5%), Poaceae (4%). Pourcentages polliniques faibles de <i>Picea mariana</i> , <i>Pinus strobus</i> (1-5%).
Zones 2 Phase d'afforestation		
Bouch-2a	<i>Populus</i> – <i>Picea</i> (10 750-9665)	Augmentation importante des CP (140 000 à 180 000 gr/cm ³); PA/T de 70 à 85%; pic pollinique de <i>Populus</i> cf. <i>tremuloïdes</i> (4%) suivi d'un maximum de <i>Picea mariana</i> (39-47%). Augmentation de la représentation d' <i>Alnus crispa</i> vers la fin de la zone. Maximum de représentation de <i>Myrica gale</i> (10%).
Bouch-2b	<i>Alnus crispa</i> (9665-7645)	Dominance pollinique marquée d' <i>Alnus crispa</i> avec des maximums de (59 à 75%) suivis d'une décroissance à la fin de la zone. CP maximales variant de 520 000 gr/cm ³ à 890 000 gr/cm ³ . PA/T faible (<40%). Représentation minimale de <i>Betula</i> (<30%).
Zones 3 Phase forestière		
Bouch-3a	<i>Betula</i> - <i>Abies</i> (7645-6550)	Maximum pollinique d' <i>Abies balsamea</i> ; dominance pollinique de <i>Betula</i> (43 à 68%); (9 à 14%). Diminution progressive du pourcentage du pollen d' <i>Alnus crispa</i> du début à la fin de la zone passant de 32 à 8%; CP plus faibles variant de 288 000 à 567 000 gr/cm ³ ; PA/T de 65 à 88%.
Bouch-3b	<i>Betula</i> - <i>Pinus</i> - <i>Abies</i> (6550-3100)	PA/T > 90 %, CP variant de 180 000 à 535 000 gr/cm ³ ; dominance pollinique de <i>Betula</i> (55-78%); représentation maximale de <i>Pinus strobus</i> (pic de 27%). <i>Abies balsamea</i> toujours présent (2 à 5%); <i>Populus tremuloïdes</i> , toujours présent (<1%), cesse d'être représenté de façon continue à la fin de la zone.
Bouch-3c	<i>Betula</i> - <i>Picea</i> - <i>Abies</i> (3100-Actuel)	Dominance maintenue de <i>Betula</i> (73-49%), mais sa représentation pollinique montre une tendance à la baisse du début à la fin de la zone. Augmentation de la représentation de <i>Picea mariana</i> (5-17%) et d' <i>Abies balsamea</i> (5 à 15%). <i>Pinus strobus</i> est moins bien représenté par son pollen (<15%). Diminution de la CP, passant de valeurs >350 000 gr/cm ³ à aussi peu que 40 000 gr/cm ³ en surface. PA/T toujours >90%.

CP: concentration pollinique (grains/cm³). PA/T : rapport du pollen des arbres (incluant le genre *Betula*) au total des grains.

respective. Cette période est donc presque totalement dépourvue d'arbres, à l'exception du peuplier faux-tremble, qui fait son apparition dans la région à la fin de la phase non arboréenne (Diag. 4.1).

Les assemblages polliniques de cette zone et les données macrofossiles traduisent la présence d'une toundra arbustive à bouleau glanduleux. Les faibles concentrations polliniques et la nature minérale des sédiments révèlent un tapis végétal discontinu. Cette ouverture du milieu et la présence de faibles producteurs polliniques auraient permis l'enregistrement des apports polliniques lointains de *Pinus strobus*, d'*Ulmus*, de *Quercus*, d'*Acer saccharum* et de *Fagus grandifolia* (Diag. 4.5). Tout comme pour le lac du Triangle, l'absence du stade de quasi désert périglaciaire et de toundra herbacée indique soit une colonisation rapide de la végétation suite au retrait des glaces dans la région, soit le caractère incomplet des sédiments récupérés lors de l'échantillonnage du lac. La mention, dans les notes de terrain, d'un refus net à la pénétration du carottier lors de l'échantillonnage permet de présumer le prélèvement du profil sédimentaire lacustre dans son intégralité. Nous retenons donc la première l'hypothèse.

Phase d'afforestation (zone 2); entre 10750 et 7645 BP étal.

Contrairement à la phase non arboréenne, la phase d'afforestation du Petit lac Bouchard présente les mêmes étapes que celles observées au lac du Triangle. En effet, les premiers arbres à coloniser la région sont *Populus tremuloïdes*, suivi de *Picea mariana* et d'*Alnus crispa* (Diag. 4.5). Par ailleurs, d'autres arbres participent à l'afforestation de la région, dont *Abies balsamea* et *Betula papyrifera*. L'afforestation du Petit lac Bouchard a débuté environ 100 ans plus tôt et a été plus longue d'environ 1465 ans qu'au lac du Triangle.

Zone Bouch-2a : *Populus-Picea*

Le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) a fait son apparition au Petit lac Bouchard vers 10 750 BP étal. (Diag. 4.5; Tab. V). Il a été rapidement suivi de l'épinette noire (*Picea mariana*), vers 10 400 BP étal.. Dans ce cas-ci, le peuplier faux-tremble n'est pas accompagné de genévrier commun, et sa présence est nettement moins marquée. Toutefois, en raison de sa sous-représentation pollinique importante et de la mauvaise

préservation de ses grains de pollen (Mott, 1977; Comtois & Payette, 1984), les faibles pourcentages qu'il présente permettent de conclure à sa présence et à son abondance maintenue dans la flore régionale suite à l'arrivée marquée de l'épinette noire (Diag. 4.5). Le maximum pollinique de *Picea mariana* (47%) et le grand nombre de pièces macrofossiles trouvées dans les sédiments confirment sa grande abondance à proximité du lac à cette époque (Diag. 4.5 et 4.8).

Selon le pollen et les macrorestes, le sapin baumier s'est également implanté dans la région vers 10 400 BP étal., soit en même temps que l'épinette noire (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Les diamètres de ses grains de pollen indiquent que le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) était présent (> 23µm; Diag. 4.7). Mais, la faiblesse des pourcentages et influx polliniques de *Betula*, un genre polliniquement sur-représenté (Richard, 1977), traduisent sa faible abondance dans le paysage de l'époque (Diag. 4.5). De plus, ses macrorestes sont absents des sédiments (Diag. 4.8). Les pourcentages et les influx polliniques importants du peuplier baumier (*Populus balsamifera*) suggèrent sa présence dans la flore régionale tout au long de la période d'afforestation (Diag. 4.5 et 4.6).

Les espèces d'affinité arctique-alpine telles *Betula glandulosa*, *Salix herbacea* et *Dryas integrifolia* ne sont plus représentées par leur macrorestes (Diag. 4.8). Par contre, les arbustes se diversifient avec l'arrivée de l'if du Canada (*Taxus canadensis*), du chèvrefeuille (*Lonicera*), du sumac vinaigrier (*Rhus typhina*) et de la viorne trilobée (*Viburnum trilobum*) (Diag. 4.5; Tab. II). L'aulne crispé est toujours présent, et il voit son abondance pollinique augmenter de façon importante à la fin de la zone (Diag. 4.5 et 4.6). Les données polliniques traduisent également une diminution de l'abondance des herbes (Diag. 4.5 et 4.6).

Cette zone connaît une augmentation importante des concentrations polliniques, et le passage de l'accumulation de matière minérale à l'accumulation de matière organique témoigne de la densification du couvert végétal et de la constitution d'un humus continu (Richard, 1978). Selon les données paléobotaniques disponibles, la végétation régionale de l'époque était dominée par l'épinette noire, constituant ainsi des pessières noires ouvertes dans lesquelles évoluaient le bouleau blanc, le sapin baumier et le peuplier faux-tremble.

Zone Bouch-2b : *Alnus crispa*

La représentation pollinique de l'aulne crispé au Petit lac Bouchard est nettement supérieure à celle enregistrée au lac du Triangle, soit presque le double, avec des pourcentages supérieurs à 70% (Diag. 4.5; Tab. V). Les fortes valeurs d'influx atteintes par l'aulne crispé attestent de son abondance dans la région à cette époque (Diag. 4.6). Les quelques macrorestes trouvés dans les sédiments indiquent également sa présence à proximité du lac (Diag. 4.8). L'aulne crispé devait être suffisamment important pour pouvoir atténuer grandement la représentation d'un grand producteur pollinique comme le bouleau blanc, alors que les influx élevés et les macrorestes indiquent son maintien dans la région et à proximité du lac (Diag. 4.5 et 4.8). Les influx polliniques traduisent également la régression des populations d'épinettes noires et du sapin baumier (Diag. 4.6). Par contre, les macrorestes confirment leur maintien à proximité du lac (Diag. 4.8). Le peuplier faux-tremble devait être présent et relativement abondant si on en juge par ses influx polliniques (Diag. 4.6). De plus, les macrorestes de *Populus tremuloïdes* retrouvés dans les sédiments attestent de sa présence (Diag. 4.8). Celui-ci devait donc constituer, avec l'aulne crispé, un élément dominant du paysage végétal de l'époque.

La concentration pollinique montre des valeurs maximales (>900 000 gr/cm³) traduisant la présence régionale de plusieurs grands producteurs polliniques comme l'aulne crispé, le bouleau blanc et l'épinette noire. L'abondance des taxons héliophiles tels l'aulne crispé et le peuplier faux-tremble traduit le maintien de l'ouverture de la voûte forestière. Les données paléobotaniques de cette zone montrent une végétation régionale caractérisée par une toundra forestière (taïga), comme c'est le cas au lac du Triangle.

Phase forestière (Zone 3); de 7645 à l'Actuel.

Zone Bouch-3a : *Betula-Abies*

Cette zone marque un retour à la dominance des arbres, qui s'effectue vers 7645 BP étal. (Tab. V). Étant donné l'abondance du sapin baumier et du bouleau blanc, traduite par le pollen et les macrorestes (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8), le paysage végétal de l'époque devait s'apparenter à une sapinière à bouleau blanc (Richard, 1976). C'est donc au cours de cette

période que les sapinières régionales se mettent en place dans la région du Petit lac Bouchard. Les données polliniques et macrofossiles traduisent l'instauration d'une phase forestière encore ouverte, en raison de la présence de l'aulne crispé et du peuplier faux-tremble (Diag. 4.5). Par contre, l'abondance de l'aulne crispé décroît fortement au cours de cette période, laquelle est accompagnée d'une augmentation de la présence du bouleau blanc.

L'épinette noire demeure polliniquement peu représentée, et ses influx restent à peu près identiques, mais les macrorestes confirment sa présence à proximité du Petit lac Bouchard (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Chez les arbustes occupant les stations plus sèches, le noisetier à gros bec (*Corylus cornuta*) (Tab. II) s'installe, venant ainsi se joindre aux autres arbustes déjà présents, alors que l'abondance des herbes décroît (Diag. 4.5 et 4.6).

Vers 6700 BP étal., à la fin de la zone, la composition forestière régionale est modifiée par l'arrivée d'une espèce plus thermophile: le pin blanc (*Pinus strobus*) comme en témoignent les données polliniques et macrofossiles (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Toutefois sa représentation pollinique demeure faible, celle-ci étant probablement masquée par celle du bouleau, un grand producteur pollinique.

Zone Bouch-3b : *Betula-Pinus-Abies*

De 6550 à 3100 BP étal., les données polliniques traduisent un couvert forestier fermé (Diag. 4.5; Tab V). Le sapin baumier et le bouleau blanc sont toujours présents. Le pin blanc prend de l'importance, alors que plusieurs autres essences arborescentes thermophiles viennent s'implanter dans la forêt régionale, la principale étant le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) (Diag. 4.5). L'abondance des grains de pollen de grands diamètres (> 28 µm; Diag. 4.7), suggèrent l'arrivée de ce dernier dans la forêt régionale dès 6550 BP étal., alors que les macrorestes indiquent sa présence à proximité du lac dès 4800 BP étal. (Diag. 4.8). L'arrivée du bouleau jaune dans la forêt régionale marque le début de la constitution d'une sapinière à bouleau jaune. La sapinière à bouleau blanc devait évoluer sur les plus hautes altitudes, alors que la sapinière à bouleau jaune était reléguée aux altitudes inférieures.

Les pourcentages polliniques de pin blanc enregistrés au Petit lac Bouchard sont proches de ceux enregistrés au lac du Triangle (Diag. 4.5 et 4.1). Par contre, la présence du pin blanc à proximité du Petit lac Bouchard est confirmée par la grande abondance de ses macrorestes (Diag. 4.8). Au Petit lac Bouchard, la présence et l'abondance extra-locale et régionale de forts producteurs polliniques, tels le bouleau blanc et le bouleau jaune (Richard, 1977), auraient contribué à masquer la représentation pollinique du pin blanc, également présent à proximité du lac (Diag. 4.5). Au lac du Triangle, c'est le contraire qui se produit. En effet, au cœur de la péninsule, la représentation pollinique du pin blanc aurait été favorisée par une moins grande abondance extra-locale et régionale de fort producteur pollinique tel le bouleau blanc, et par l'absence du bouleau jaune (Diag. 4.1 et 4.3).

Les influx polliniques de *Pinus strobus* et de *Betula* enregistrés aux deux sites, semblent corroborer cette hypothèse (Diag. 4.2 et 4.6). En effet, ils sont nettement supérieurs au Petit lac Bouchard. Toutefois, Davis *et al.* (1973) ont démontré que les influx polliniques peuvent varier à l'intérieur d'un même lac, et entre des lacs rapprochés, bordés par le même type de population végétale en raison des processus taphonomiques. Par contre, leur étude de 29 lacs leur a aussi permis de démontrer que des lacs de morphologie et de taille presque identiques, comme c'est le cas pour le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard, peuvent livrer des influx comparables. De plus, dans les deux cas, les carottes ont été prélevées dans la partie la plus profonde au centre du lac, ce qui peut permettre de réduire les variabilités, entre les deux sites, dues aux processus de sédimentation (Fig. 4.3 et 4.4). Dans ces conditions, les influx polliniques peuvent refléter des différences entre les différentes formations végétales, et permettre de discuter de l'abondance relative des taxons végétaux entre les deux sites (Davis *et al.*, 1973). Le taux d'accumulation pollinique total (TAP) est nettement plus élevé au Petit lac Bouchard, où il affiche une moyenne de 15 700 gr/cm²/an, et plusieurs valeurs supérieures à 30 000 gr/cm²/an (Diag. 4.7), comparativement à un TAP moyen de 6970 gr/cm²/an et des valeurs inférieures 15 000 gr/cm²/an au lac du Triangle (Diag. 4.2). Le TAP total témoigne donc aussi de la plus grande abondance de fort producteurs polliniques, tels le pin blanc et le bouleau jaune au Petit lac Bouchard, durant la phase forestière et même de l'aulne crispé à la fin de la phase d'afforestation. Ces résultats correspondent, du moins pour la phase forestière, avec les

valeurs d'influx polliniques modernes qui sont plus élevées en forêt mixte colonisée par le pin blanc qu'en forêt boréale typique (Davis *et al.*, 1973; Birks & Birks, 1980).

Actuellement, *Quercus*, *Acer saccharum*, *Acer rubrum*, *Ulmus*, *Fagus grandifolia*, *Fraxinus nigra*, *Fraxinus pennsylvanica* et *Thuja occidentalis* sont présents en faible quantité dans la région du parc national de Forillon, à l'est du Petit lac Bouchard. Puisque ces essences thermophiles sont de nos jours présentes, des influx anciens comparables aux taux d'accumulation pollinique actuels, dans un même site, devraient signaler leur présence dans le passé, s'il n'y a pas eu de changement notable dans la taphonomie (ex. variation du niveau lacustre). Ainsi, d'après les influx polliniques qu'ils affichent, ces arbres thermophiles ont probablement été plus abondants qu'actuellement entre 7000 et 4000 BP étal. dans la région du Petit lac Bouchard (Diag. 4.6). Le frêne noir, le frêne de Pennsylvanie, l'orme et le thuya de l'est devaient occuper les stations plus humides, alors que les érables, le hêtre et le chêne évoluaient sur les stations mieux drainées, accompagnant le pin blanc. Toutefois, les érables n'ont probablement pas été suffisamment abondants pour constituer des érablières à bouleau jaune comme ce fut le cas dans la vallée du mont Saint-Pierre, dans la région de la Rivière-Madeleine et dans la baie des Chaleurs (Labelle & Richard, 1984; Marcoux & Richard, 1995 et Jetté & Richard, 1992). Par ailleurs, le pollen de *Tsuga canadensis* est sans doute attribuable à des apports lointains car, de nos jours, l'espèce est absente de la Gaspésie.

Vers 6550 BP étal., la flore arbustive est enrichie par l'érable de Pennsylvanie (*Acer pensylvanicum*), qui s'installe de façon permanente. L'if du Canada (*Taxus canadensis*), déjà présent, affiche alors son maximum de représentation (Diag. 4.5 et 4.6).

Zone Bouch-3c : *Betula-Picea-Abies*

Depuis 3100 BP étal., dans la région du Petit lac Bouchard, l'abondance du pin blanc et des bouleaux régresse, alors que celle de l'épinette noire et du sapin baumier augmente progressivement (Diag. 4.5 et 4.6; Tab. V). Toutefois, les macrorestes montrent un retour du bouleau jaune à proximité du lac depuis 1500 BP étal. (Diag. 4.8). Les pourcentages et les influx polliniques traduisent une hausse progressive de la représentation de l'épinette blanche (*Picea glauca*) et du pin gris (*Pinus banksiana*) depuis 3100 BP étal. (Diag. 4.5 et

4.6). Or, ce dernier est actuellement absent de la Gaspésie. Son pollen est donc le reflet de son expansion extra-régionale. L'épinette blanche est, quant à elle, présente. En raison de son adaptation aux embruns marins, elle évolue principalement dans les secteurs les plus côtiers en compagnie du sapin baumier, pour y constituer le domaine de la sapinière à épinette blanche. Ainsi, sa plus grande représentation pollinique est attribuable à l'expansion de ses populations dans les secteurs les plus côtiers de la péninsule gaspésienne.

Le pollen montre également une augmentation de la représentation des arbustes, dont *Alnus crispa* et *A. incana*, et des herbes principalement des Poaceae, d'*Artemisia*, d'*Ambrosia* et plus récemment de *Rumex* (Diag. 4.5 et 4.6). Bien que faiblement exprimé, *Rumex* affiche un léger maximum d'influx polliniques vers 200 BP étal. (Diag. 4.5), qui peut correspondre au développement des plantes rudérales généralement attribué au défrichage suite à l'arrivée des Européens (Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995). Cette plus grande représentation des taxons non arboréens est attribuable à une ouverture de la voûte forestière et à la moins grande abondance de forts producteurs polliniques comme le bouleau blanc, le bouleau jaune et le pin blanc (Diag. 4.5 et 4,6).

4.5 Données anthracologiques

Les figures 4.6 et 4.7 présentent les résultats des analyses du contenu en microcharbons des sédiments du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard. Dans le cas de Bouchard, seules les données anthracologiques totales obtenues après la corrélation des carottes BOUCHS, BOUCH96 et BOUCHARDB sont utilisées. Afin d'illustrer le pas d'analyse, les valeurs sont présentées sous forme d'histogramme. Les concentrations de microcharbons (mm^2/cm^3) correspondent aux données brutes mesurées en laboratoire et les influx de microcharbons ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$) correspondent aux valeurs brutes ajustées en fonction du temps selon le modèle d'âge choisi.

Pour les deux sites, la mesure du contenu en microcharbons est manquante pour quelques niveaux de leur profil sédimentaire respectif parce que les sédiments utilisés pour la datation ont été prélevés avant le sous-échantillonnage des centimètres cubes pour les

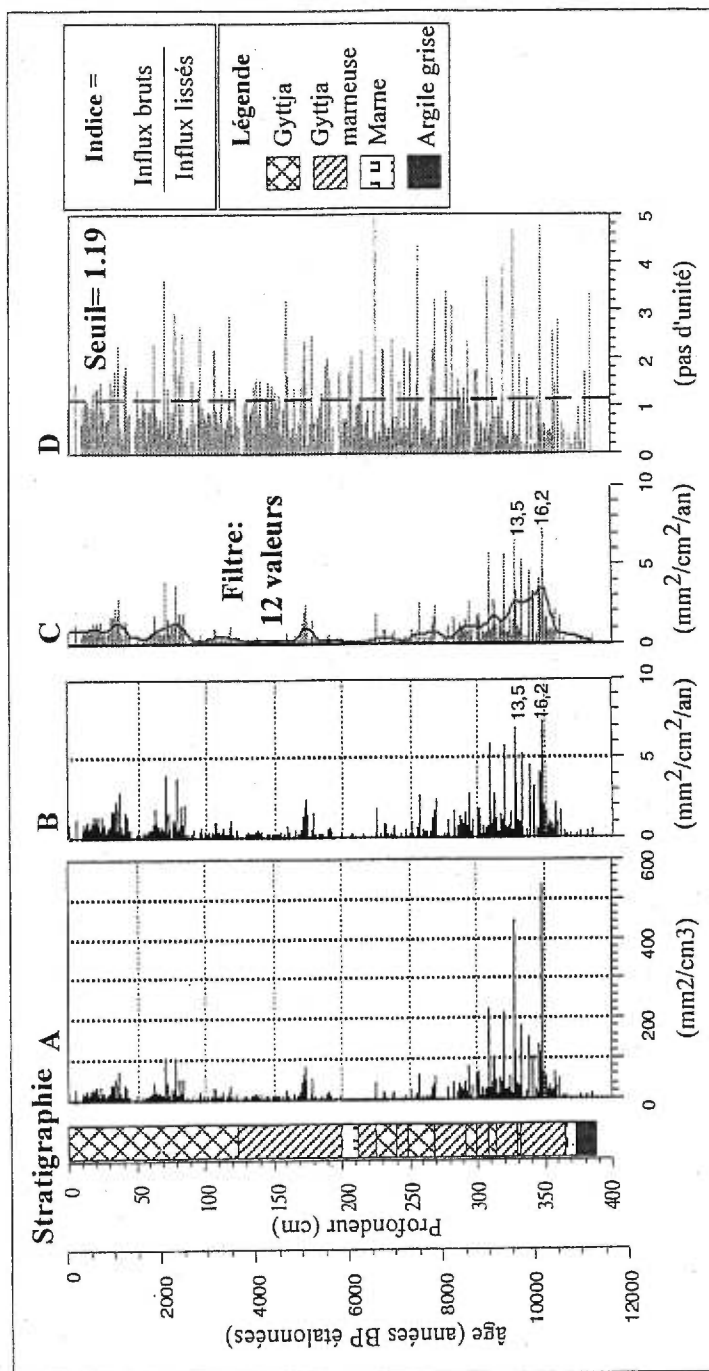


Figure 4.6. Microcharbons du lac du Triangle: A) Concentrations, B) Influx, C) Influx bruts et lissage à 12 valeurs, D) Influx indicés et seuil sélectionné. Les valeurs maximales au-delà du seuil de 1.19 correspondent aux événements de feu.

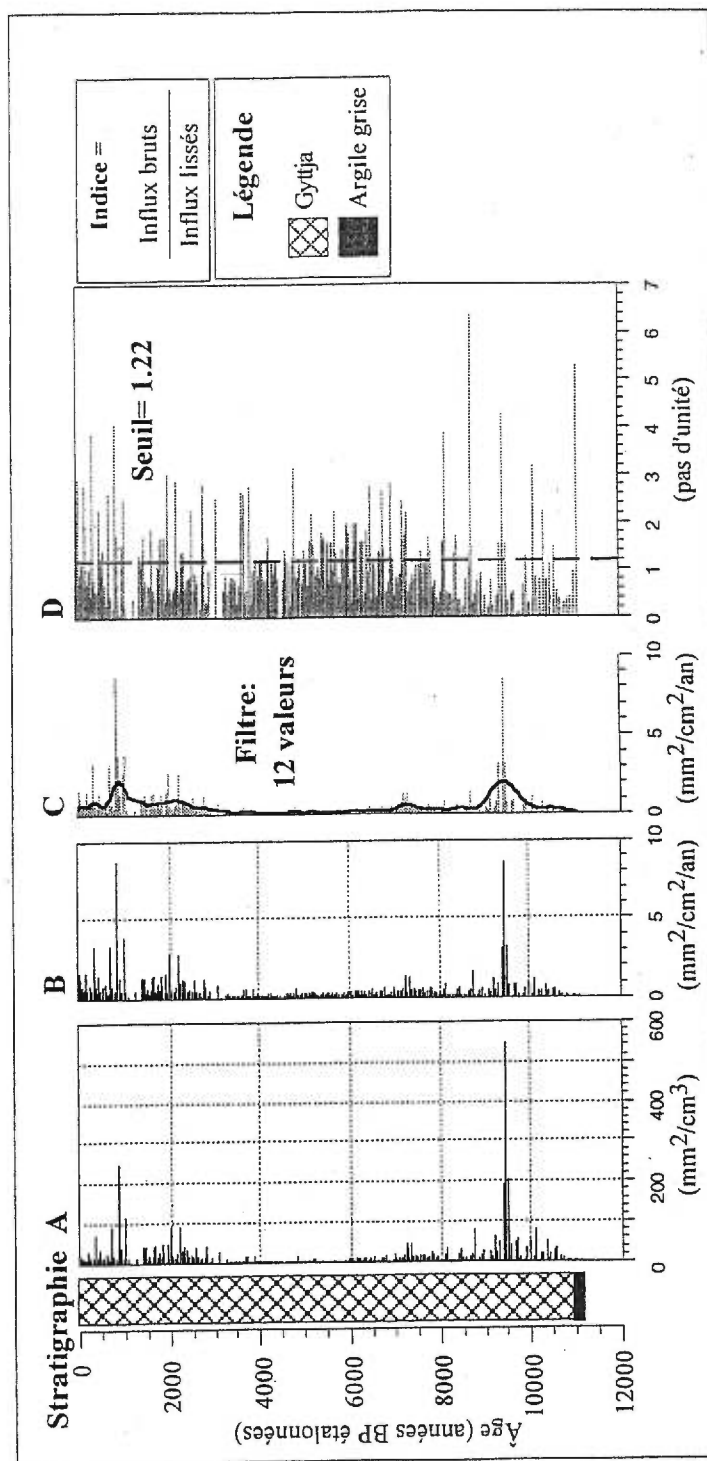


Figure 4.7. Microcharbons du Petit lac Bouchard: A) Concentrations, B) Influx, C) Influx brutes et lissage à 12 valeurs, D) Influx indicés et seuil sélectionné. Les valeurs maximales au-delà du seuil de 1.22 correspondent aux événements de feu.

analyses anthracologiques. Dans le cas du lac du Triangle, cela représente 42 niveaux sur une possibilité totale de 387, ce qui correspond à environ 11% de l'ensemble du profil sédimentaire. Dans le cas du Petit lac Bouchard, la corrélation des trois profils sédimentaires disponibles a permis d'obtenir une résolution en continu pour les niveaux à la surface du profil entre 0 à 10 cm et pour les niveaux inférieurs situés entre 245 et 255 cm (Fig. 4.7). Ainsi, les enregistrements sont manquants pour seulement 20 niveaux sur une possibilité de 335, ce qui correspond à environ 6% de la carotte. Cela n'empêche pas la reconstitution de la fréquence des feux, mais il peut en résulter une légère diminution de la précision des intervalles de temps entre chacun d'eux pour certaines périodes.

Tant pour le profil sédimentaire du lac du Triangle que pour celui du Petit lac Bouchard, les analyses révèlent des variations dans l'abondance des microcharbons, ce qui suggère plusieurs changements dans le régime des feux au cours de la période postglaciaire (Fig. 4.6 et 4.7). Les données anthracologiques des deux sites présentent plusieurs valeurs importantes d'influx de microcharbons dont quelques unes supérieures à $10 \text{ mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$. Celles-ci indiquent, soit une plus grande fréquence des feux, soit des feux plus extensifs ou plus sévères au cours de l'Holocène inférieur (i.e. avant 6500 BP étal.) et de l'Holocène supérieur, après 3000 BP étal. pour Triangle et 3200 BP étal. pour Bouchard (Fig. 4.6 et 4.7). Pour l'Holocène moyen (i.e. entre 6500 et 3000 BP étal.), les influx de charbons montrent une moins grande incidence régionale des feux. Toutefois, le profil du lac du Triangle montre des valeurs élevées d'influx entre 5000 et 4500 BP étal., ce qui laisse supposer une plus grande incidence régionale des feux durant cette courte période de 500 ans. Dans les deux cas, de fortes valeurs d'influx sont enregistrées durant la phase d'afforestation caractérisée par le maximum d'abondance d'*Alnus crispa* (zone pollinique 2b; Fig. 4.7 et 4.8).

4.5.1 Identification des événements de feu

L'application d'une moyenne mobile et les critères de sélection de la taille du filtre pour l'identification des événements feux à nos deux sites ont été inspirés de la démarche utilisée par Long *et al.* (1997). Pour le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard, les valeurs

brutes d'influx de microcharbons ont été lissées en utilisant un filtre de 12 valeurs afin d'extraire la tendance régionale (bruit de fond). Un filtre supérieur à 15 valeurs, atténue grandement les écarts dans les influx de charbons entre les différentes périodes de l'Holocène, en généralisant la tendance générale des valeurs et en réduisant l'effet de plusieurs maximums de charbons correspondant sans doute à des feux. Un filtre de moins de 10 valeurs est très collé aux valeurs brutes d'influx et produit un bruit de fond montrant trop de variabilité. Par contre, un filtre de 10 à 15 valeurs présente des bruits de fond relativement identiques qui font bien ressortir la tendance générale des valeurs brutes. Le choix du filtre de 12 valeurs constitue ainsi le meilleur compromis. Un filtre de 12 valeurs représente en moyenne une période d'environ 350 ans dans le cas du lac du Triangle et de 395 ans dans le cas du Petit lac Bouchard.

Les événements de feux locaux du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard ont été extraits en appliquant respectivement un seuil de 1.19 (sans unité) et de 1.22 (sans unité) sur les valeurs indexées résultant du rapport entre les influx bruts et les influx lissés. Le choix des seuils a été effectué en évaluant une série de seuils entre 1.0 et 2.5. Les seuils inférieurs aux seuils sélectionnés préservaient un grand nombre de valeurs dont plusieurs ne correspondaient pas à des maximums de charbons. Les seuils supérieurs excluaient certains maximums importants d'influx de charbons. Toutefois, avec le seuil de 1.19 pour Triangle et 1.22 pour Bouchard, quelques valeurs faibles d'influx de charbons ont été retenues comme événements de feux. Le seuil est habituellement sélectionné en se référant à des maximums d'influx de charbons qui correspondent à des feux historiques, d'âge connu, dont la chronologie a été établie par dendrochronologie (Long *et al.*, 1998; Carcaillet *et al.*, 1999). Mais pour nos deux sites, ce type d'information n'était disponible. Le seuil a donc été sélectionné de manière plus subjective.

4.5.2 Histoire postglaciaire des feux

Les figures 4.8 et 4.9 présentent les résultats des différentes étapes du calcul des événements de feu pour chacun des sites. La courbe de la fréquence des feux a été établie à partir du dénombrement des événements de feu par tranches de mille ans. Pour chaque période identifiée présentant un changement dans la fréquence des feux, l'intervalle de

temps moyen entre les feux (IMF) a été calculé en divisant le nombre d'années entre le premier et le dernier feu par le nombre de feux durant la période (Larsen & MacDonald, 1998b). Afin de faciliter la visualisation de l'influence des feux sur l'évolution des peuplements végétaux au cours de l'Holocène, les figures présentent également les courbes d'influx polliniques des principaux taxons arborescents et arbustifs de la flore régionale pour chacun des sites. Certains éléments de l'histoire de la végétation régionale seront donc repris et discutés conjointement avec la reconstitution de l'histoire des feux.

4.5.1.1 Lac du Triangle

Au lac du Triangle, l'analyse des données anthracologiques a conduit à l'identification de 95 feux pour l'ensemble de la période postglaciaire (Fig. 4.8). Deux feux seulement se sont produits au cours de la phase non arboréenne (zone pollinique 1), neuf durant la période d'afforestation (zone 2) et quatre-vingt-quatre durant la phase forestière (zone 3; Fig. 4.8). Ainsi, la majorité des feux ont eu lieu alors que la sapinière était bien établie dans le paysage. Le premier feu s'est produit vers 11 140 BP écal., soit durant la période caractérisée par une toundra herbacée (zone pollinique 1a), i.e. avant l'arrivée des premiers arbres dans la région (Diag. 4.1). Le dernier feu enregistré s'est produit vers 115 ans BP écal., soit au cours de la phase forestière (zone pollinique 3c; Fig. 4.8). Le feu ayant eu lieu à proximité du lac au cours des années 1960 n'a pas été identifié. Étant donné que les sédiments ont été récoltés avec l'aide d'une sonde Livingstone, il est possible que la petite portion de sédiment fluide de la surface ayant enregistré cet événement n'ait pu être récoltée.

La courbe de la fréquence des feux du lac du Triangle montre quatre périodes distinctes pour toute la durée de l'Holocène (Fig. 4.8). L'Holocène inférieur (avant 7500 BP écal.) est caractérisé par une faible fréquence des feux (Fig. 4.8). Tout au long de cette période, la fréquence des feux augmente progressivement passant de deux à dix événements par millénaire. L'intervalle moyen entre les feux au cours de cette période initiale est de 153 ans. La durée des intervalles varie de 32 à 619 ans. La base du profil est également caractérisée par plusieurs intervalles supérieurs à 200 ans. Certains de ces longs intervalles

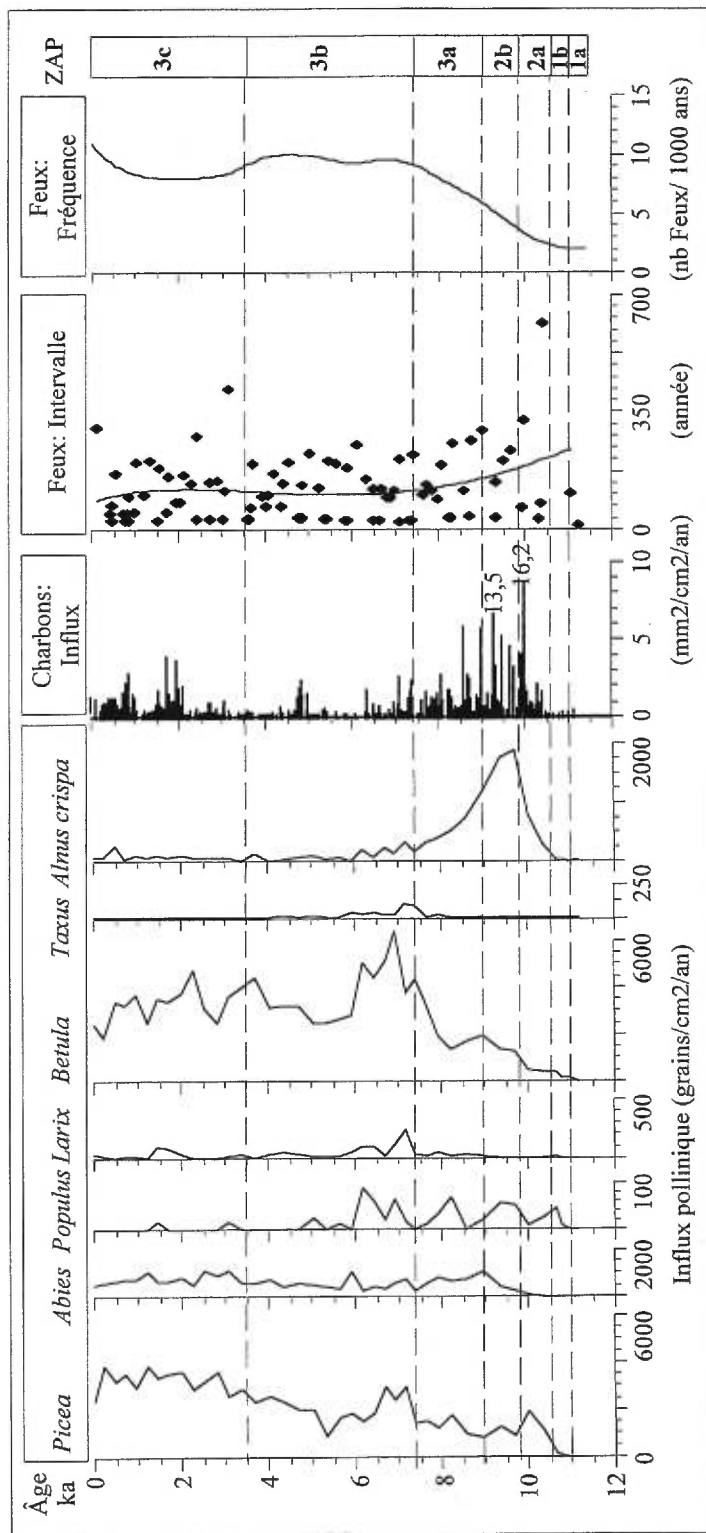


Figure 4.8. Fréquence et intervalle des feux et courbes des influx polliniques des taxons terricoles dominants au lac du Triangle. Les âges sont en années calendaires (BP étal.) ka = 1000 ans. Les courbes polliniques de *Picea mariana*, d'*Abies*, de *Pinus strobus* et de *Betula* comprennent les grains de pollen entiers et fragmentés (corrodés, dans le cas de *Betula*).

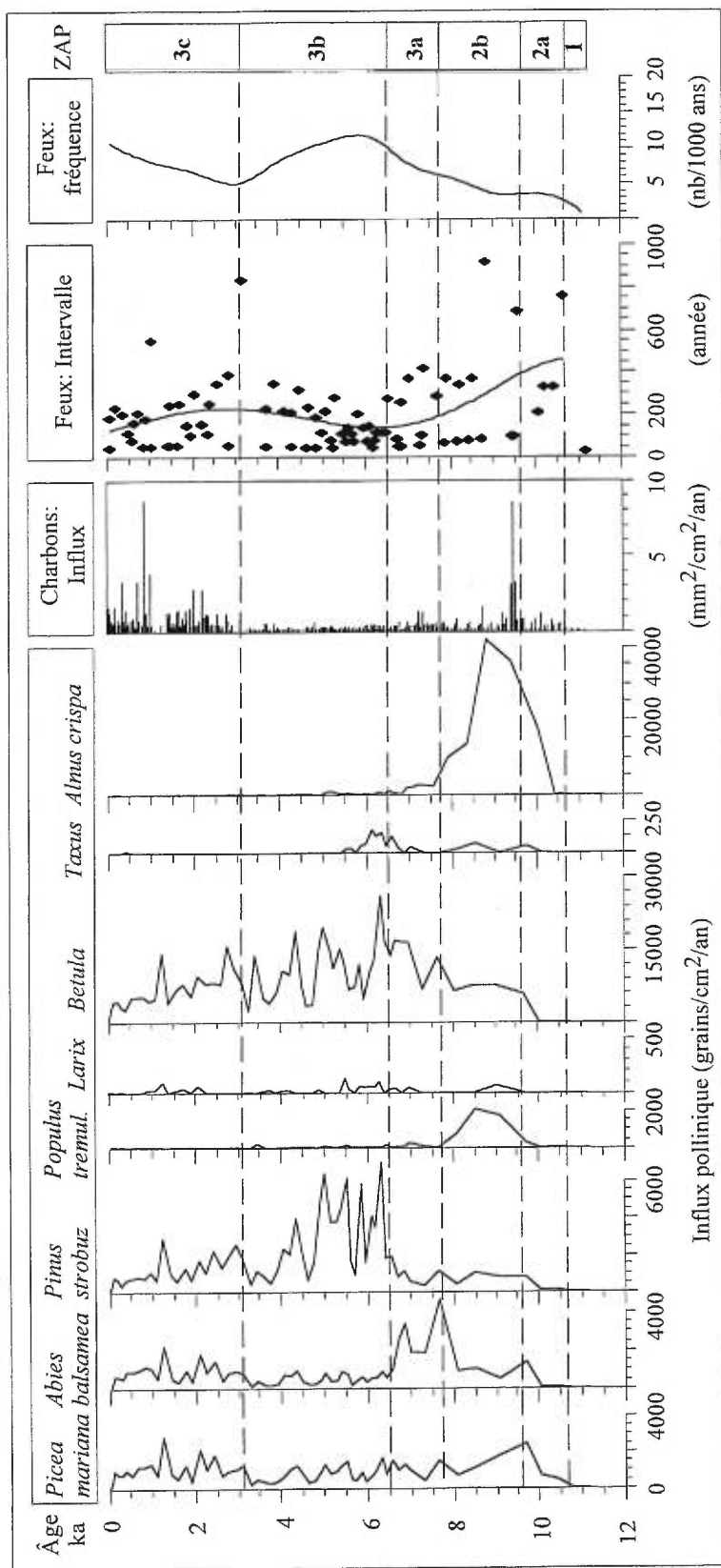


Figure 4.9. Fréquence et intervalle des feux et courbes des influx polliniques des taxons terricoles dominants au Petit lac Bouchard. Les âges sont en années calendaires (BP étal.) ka = 1000 ans. Les courbes polliniques de *Picea mariana*, d'*Abies*, de *Pinus strobus* et de *Betula* comprennent les grains de pollen entiers et fragmentés (corrodés, dans le cas de *Betula*).

doivent être rejetés puisque plusieurs valeurs, des niveaux inférieurs, sont manquantes. Toutefois, des intervalles de plusieurs centaines d'années entre les feux, caractérisent les régions subarctiques où l'on trouve des peuplements végétaux pouvant s'apparenter à la toundra herbacée, arbustive et forestière de l'époque au lac du Triangle (Heinselman, 1981; Payette *et al.*, 1989, Payette, 1992).

Cette période initiale couvre les premières étapes de la colonisation végétale, soit la phase non-arboréenne (zone pollinique 1), d'afforestation (zone 2) et le début de la phase forestière (zone 3a; Fig. 4.8). Durant la phase d'afforestation, la fréquence des feux est très faible avec seulement deux feux par millénaire, alors que les taux d'accumulation de microcharbons sont très élevés. Du début à la fin de la phase d'afforestation, la fréquence des feux passe de deux à près de six feux par millénaire (Fig. 4.8). Les données révèlent seulement quatre feux entre 9700 et 9000 BP étal., soit la période correspondant à la zone pollinique d'*Alnus crispa* (zone 2b; Fig. 4.8). Paradoxalement, le taux d'accumulation de charbon est très élevé. La fréquence des feux demeure donc très faible durant cette étape particulière de la colonisation végétale caractérisée, par un retour de la dominance des arbustes.

Durant le début de la phase forestière (zone 3a), la fréquence des feux continue d'augmenter et passe de cinq à dix feux par millénaire (Fig. 4.8). Conjointement, l'abondance de l'aulne crispé diminue, alors que celle du bouleau et de l'épinette noire augmente (Fig. 4.8). Le sapin baumier, nettement plus abondant qu'au cours de la phase d'afforestation, régresse légèrement. Comme il s'agit d'un arbre peu tolérant au feu, la diminution de son abondance peut être associée à la plus grande occurrence des feux.

L'Holocène moyen, i.e. entre 7500 et 3500 BP étal., est caractérisé par une plus grande fréquence des feux; le nombre d'événements par millénaire oscille entre neuf et dix, alors que le TAC diminue et atteint son plus bas niveau (Fig. 4.8). Durant cette période de 4000 ans, l'intervalle moyen entre les feux est d'environ 95 ans. Plusieurs intervalles courts, inférieurs à 25 ans, ont été enregistrés.

Le début de cette période est marquée par une plus grande abondance de *Betula*, de *Picea mariana* et de *Larix laricina* (Fig. 4.8). Alors que *Abies balsamea*, *Alnus crispa* et *Taxus canadensis* régressent légèrement. *Taxus canadensis* régresse jusqu'à sa disparition complète vers 4000 BP étal., sans doute en raison du maintien de la grande fréquence des feux. Le sapin baumier et l'if du Canada sont peu tolérants au feu (Rowe, 1973; Heinselman, 1981). Leur présence dans les forêts actuelles est indicatrice d'un milieu peu perturbé par le feu. Cette période est également marquée par une chute des concentrations polliniques (Diag. 4.1). Celle-ci traduit une ouverture de la végétation entraînée par des feux plus fréquents. La plus grande représentation des taxons polliniques associés à des apports lointains tels *Pinus strobus* et *Quercus*, au cours de l'Holocène moyen (Diag. 4.1 et 4.2), peut ainsi être attribuée, en partie, à un couvert forestier ouvert résultant d'une plus grande occurrence des feux et non seulement à l'expansion de ces arbres dans les régions plus côtières.

L'Holocène supérieur, soit de 3500 BP étal. à l'actuel, est caractérisé par deux périodes distinctes de l'occurrence des feux. Une première, entre 3500 et 1000 BP étal., durant laquelle la fréquence des feux diminue sensiblement et reste constante à huit feux par millénaire (Fig. 4.8). Cette période de 2500 ans a connu dix-neuf feux. L'intervalle moyen entre chaque événement de feu augmente à environ 113 ans. Durant cette période, les enregistrements polliniques montrent une légère hausse de l'abondance du sapin baumier et du bouleau ainsi qu'une expansion continue de l'épinette noire (Fig. 4.8). La moins grande fréquence des feux a donc contribué à l'expansion d'espèces arborescentes moins tolérantes comme *Abies balsamea*.

Depuis les 1000 dernières années, les données indiquent une nouvelle augmentation de la fréquence des feux qui passe de 6 à plus de 11 événements par millénaire (Fig. 4.8). L'intervalle moyen entre les feux diminue à moins de 88 ans. En ce qui concerne la végétation régionale, le sapin baumier et le bouleau régressent légèrement, alors que l'épinette noire reste abondante (Fig. 4.8). Les données montrent également une petite expansion d'*Alnus crispa* et des graminées (Poaceae) (Fig. 4.8; Diag. 4.6). Ainsi, durant cette dernière période, les feux plus fréquents ont entraîné une régression des espèces

moins tolérantes au feu comme le sapin baumier et l'ouverture du milieu, ce qui aurait favorisé la croissance des arbustes et des herbes.

4.5.1.2 Petit lac Bouchard

Au Petit lac Bouchard, 84 événements de feu ont été identifiés pour toute la période postglaciaire. Tout comme dans le cas de Triangle, le premier feu enregistré date du début de la colonisation végétale soit vers 11 130 BP étal., alors que le paysage végétal régional était caractérisé par la toundra arbustive à bouleau glanduleux (zone pollinique 1; Fig. 4.9). Le dernier feu enregistré dans la région du Petit lac Bouchard s'est produit il y a environ 28 ans, soit durant la phase forestière (zone pollinique 3c; Fig. 4.9). La majorité des feux, soit soixante-huit, se sont produits au cours de la phase forestière (zone pollinique 3), comparativement à quinze durant la phase d'afforestation (zone pollinique 2) et à un seul au cours de la phase non-arboréenne (zone pollinique 1; Fig. 4.9).

Au Petit lac Bouchard, les changements dans la fréquence des feux au cours de l'Holocène sont légèrement plus prononcés qu'au lac du Triangle. La reconstitution de la fréquence des feux suggère une division en quatre périodes (Fig. 4.9).

Au cours de l'Holocène inférieur, i.e. avant 7000 BP étal., la fréquence des feux est très faible avec moins de sept feux par millénaire. L'intervalle moyen entre les feux est alors de 197 ans. Cette période couvre la phase non-arboréenne (zone pollinique 1), la phase d'afforestation (zone 2) et une partie du début de la phase forestière (zone 3a) (Fig. 4.9). C'est durant la phase non arboréenne que la fréquence est la plus faible avec moins de trois événements par mille ans (Zone pollinique 1; Fig. 4.9). Cette faible occurrence des feux se situe à l'époque, où le combustible disponible est peu abondant en raison d'une végétation ouverte, constituée d'herbes et de quelques arbustes (Diag. 4.5).

Des quinze feux identifiés durant la phase d'afforestation, douze se sont produits entre 9600 et 7645 BP étal., soit durant la période caractérisée par la recrudescence de l'*Alnus crispa* (zone pollinique 2b; Fig. 4.9). Cela représente huit feux de plus qu'au lac du Triangle pour la même étape de la colonisation végétale. Du début à la fin de la zone pollinique, le nombre de feux par millénaire passe de trois à six. Même si elle augmente

graduellement, la fréquence des feux demeure faible. À cette époque, deux taxons héliophiles dominent: l'aulne crispé et le peuplier faux-tremble. Leur présence indique un milieu ouvert. Ainsi, tout comme dans le cas du lac du Triangle, la plus grande abondance d'*Alnus crispa* n'est pas accompagnée d'une hausse importante de la fréquence des feux. Cela indique, pour les deux sites, l'influence d'autres facteurs qu'une plus grande occurrence des feux, ayant agi sur le maintien d'un milieu ouvert et sur la grande abondance de l'aulne crispé durant la deuxième étape de la période d'afforestation.

Plusieurs intervalles supérieurs à 400 ans sont enregistrés au tout début de la phase d'afforestation, soit un de 526 ans (10 602 BP étal.), 474 ans vers 9535 BP étal. et 637 ans vers 8771 BP étal.. L'enregistrement d'intervalles aussi longs au Petit lac Bouchard, pour lequel tous les niveaux de la partie inférieure de son profil ont été analysés, permet de supposer que l'intervalle de 619 ans enregistré à la base du profil du lac du Triangle correspond à un intervalle réel entre deux feux, et non, à un artefact des lacunes analytiques.

Entre 7645 et 6550 BP étal., soit au début de la phase forestière (zone 3a), la fréquence des feux continue d'augmenter graduellement jusqu'à huit événements par millénaire (Fig. 4.9). Le bouleau prend de l'expansion alors que l'aulne crispé et le peuplier faux-tremble régressent (Fig. 4.9). L'abondance du sapin baumier et de l'if du Canada en zone 3a suggère que les feux n'étaient pas assez fréquents pour limiter la croissance de ces espèces peu tolérantes au feu (Heinselman, 1981).

L'Holocène moyen, de 7000 à 5000 BP étal., est marqué par une plus grande occurrence des feux avec une fréquence qui oscille entre huit et douze événements par millénaire. Les feux sont donc plus rapprochés dans le temps avec un intervalle moyen de 74 ans, soit près de 123 ans de moins que la période antérieure. Cette période couvre une partie des zones polliniques 3a et 3b (Fig. 4.9). Le sapin baumier régresse significativement vers 6500 BP étal., suivi de l'if du Canada un peu après 6000 BP étal., alors que le pin blanc prend de l'expansion (Fig. 4.9). Le sapin et l'if sont deux espèces peu tolérantes à la perturbation par le feu (Rowe, 1983; Heinselman, 1981). Le pin blanc constitue, quant à lui, une espèce relativement tolérante au feu (Heinselman, 1981). De plus, son abondance au nord-est de

l'Amérique du Nord au cours de l'Holocène a déjà été associée à des périodes climatiques plus sèches ((Almquist-Jacobson & Sanger, 1995; Jacobson & Dieffenbacher-Krall, 1995). Ainsi, l'augmentation de la fréquence des feux à l'Holocène moyen, aurait été suffisante pour entraîner une diminution importante de l'abondance des espèces peu tolérantes tels le sapin et l'if.

Durant l'Holocène supérieur, entre 5000 et 3000 BP étal., l'occurrence des feux est nettement moins importante avec une fréquence qui passe de onze à cinq événements par millénaire (Fig. 4.9). Seulement neuf feux sont identifiés pour cette période de 2000 ans. L'intervalle moyen entre les feux augmente à 144 ans et la fréquence passe de huit à moins de quatre feux par millénaire. La végétation régionale connaît une régression du pin blanc (Fig. 4.9). L'abondance de l'épinette et du sapin change peu, alors que le bouleau semble régresser légèrement (Fig. 4.9).

Les derniers 3000 ans sont caractérisés par une nouvelle augmentation de la fréquence des feux dans la région du Petit lac Bouchard (Fig. 4.9). Vingt-six feux ont été identifiés pour toute cette période. De 3000 BP étal. à l'actuel, le nombre de feu par millénaire passe de quatre à onze. L'intervalle moyen entre les feux se raccourcit à près de 107 ans. L'intervalle de 379 ans doit être rejeté, étant donné que les enregistrements de microcharbons sont manquants pour huit niveaux entre le feu de 1406 BP étal. et celui de 1027 BP étal.. La plus grande fréquence des feux est, au début, accompagnée d'une augmentation de l'abondance des épinettes et du sapin (Fig. 4.9; Diag. 4.6). Ensuite vers 1000 BP étal., la plupart des arbres affichent une légère régression, alors que la fréquence devient supérieure à huit feux par millénaire. Cette plus grande occurrence des feux à l'Holocène supérieur n'est pas marquée par une expansion du peuplier faux-tremble.

4.5.2 Paléofeux: Lac du Triangle vs Petit lac Bouchard

Une comparaison entre les résultats du lac du Triangle et ceux du Petit lac Bouchard montre un synchronisme relatif entre trente-huit événements de feu pour l'ensemble de la période postglaciaire (Tab. VI). La correspondance entre les feux a été effectuée en considérant un intervalle de temps de 50 ans et moins.

Le plus grand nombre de correspondances par millénaire se situe à l'Holocène moyen, soit entre 8000 et 4000 BP étal., et à l'Holocène supérieur, de 1000 BP étal. à l'actuel (Tab. VI). À l'holocène inférieur, avant 8000 BP étal., seulement quatre feux sont synchrones et sept entre 4000 et 1000 BP étal..

Dans l'éventualité qu'il s'agisse d'un seul et unique feu, ce synchronisme relatif des feux entre les deux sites peut servir d'indicateur de l'extension ou de la sévérité des feux. En effet, si le signal d'un feu est enregistré à deux endroits éloignés l'un de l'autre par 65 kilomètres, cela peut indiquer un feu ayant sévi sur une plus grande superficie que les autres feux enregistrés au cours de l'Holocène à chacun des sites. Cela peut aussi correspondre à un feu très sévère qui aurait émis dans l'atmosphère une quantité suffisamment importante de charbons pour pouvoir d'être enregistrés tant au centre qu'à l'est de la péninsule.

Dans la perspective où ces correspondances relatives entre le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard représentent plus d'un feu, elles peuvent traduire une grande similarité du régime des feux (nature, superficie brûlée, intensité, type de combustible,) entre les deux régions ou bien être un indicateur de périodes propices à la propagation des feux. Sous cet angle, l'information fournie par ce synchronisme relatif peut représenter un signal régional de périodes caractérisées par des conditions climatiques favorables à l'occurrence des feux, en même temps, pour les deux régions étudiées. L'approche utilisée dans le cadre de ce projet ne permet pas de trancher en faveur d'une ou l'autre de ces hypothèses, non plus d'établir clairement toutes les causes des variations importantes dans l'abondance des charbons accumulés au sein des deux lacs lors d'un feu.

Toutefois, le nombre d'événements synchrones identifiés à chaque millénaire vient confirmer la reconstitution générale de la fréquence des feux effectuée pour les deux sites, à savoir, une faible fréquence à l'Holocène inférieur (avant 7500-7000 BP étal.), et une plus grande fréquence à l'Holocène moyen et supérieur (après 1000 BP étal.).

Tableau VI
Événements de feu plus ou moins synchrones entre
le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard.

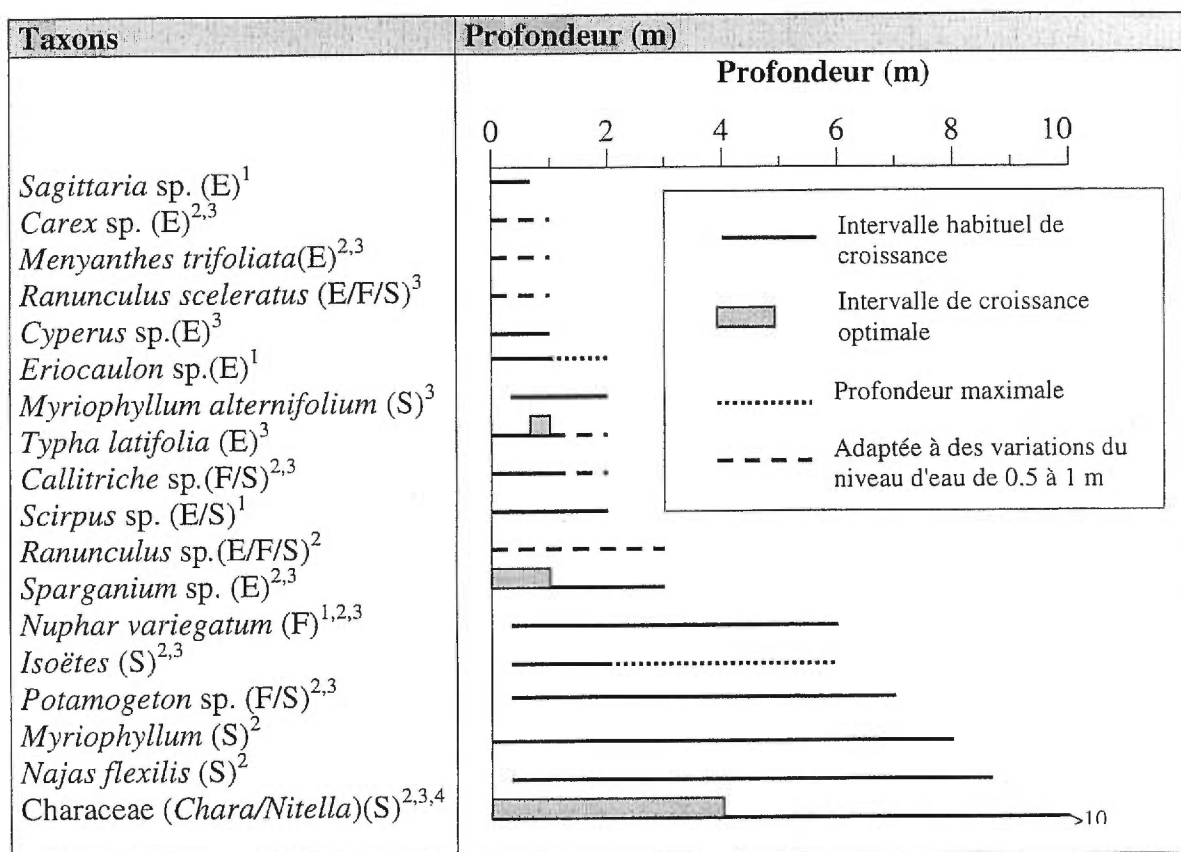
Lac du Triangle			Petit lac Bouchard			
Années BP étal.	Conc. Charbons (mm ² /cm ³)	Influx Charbons (mm ² /cm ² /an)	Années BP étal.	Conc. Charbons (mm ² /cm ³)	Influx Charbons (mm ² /cm ² /an)	
1	467	31.68	1.33	475	33.58	1.38
2	563	31.23	1.30	550	15.65	0.61
3	732	40.35	1.66	708	89.28	3.22
4	854	45.32	1.85	849	248.66	8.61
5	878	71.24	2.90	878	109.65	3.71
6	977	38.24	1.55	997	79.39	2.62
7	1027	33.00	1.33	1027	115.53	3.81
8	1954	99.37	3.73	1943	47.92	1.40
9	2034	50.50	1.88	2011	91.12	2.66
10	2415	8.32	0.30	2388	33.05	0.96
11	2750	26.93	0.95	2798	37.95	1.12
12	3065	32.84	1.13	3100	24.80	0.75
13	3666	10.90	0.34	3680	12.96	0.42
14	3730	12.70	0.39	3711	13.30	0.43
15	4092	9.83	0.29	4103	3.60	0.12
16	4431	11.48	0.34	4417	3.37	0.12
17	4804	64.72	1.92	4820	12.94	0.50
18	4837	79.84	2.37	4849	5.36	0.21
19	5004	52.43	1.60	5047	4.28	0.17
20	5231	8.10	0.254	5242	7.42	0.31
21	5449	10.60	0.35	5456	3.63	0.16
22	5653	9.38	0.33	5666	3.71	0.16
23	5903	6.90	0.26	5920	3.19	0.14
24	6089	5.99	0.23	6061	6.09	0.12
25	6344	43.48	1.75	6375	6.37	0.25
26	6493	19.76	0.81	6450	7.30	0.29
27	6517	18.99	0.79	6527	10.50	0.41
28	6780	6.57	0.28	6769	7.90	0.28
29	6874	11.24	0.48	6825	8.46	0.29
30	6967	21.74	0.93	7001	17.12	0.56
31	7319	29.94	1.25	7288	31.23	0.94
32	7343	26.08	1.09	7355	41.67	1.20
	7367	40.12	1.67			
33	7613	29.19	1.14	7644	15.61	0.41
34	7852	37.11	1.34	7839	20.86	0.51
35	8730	96.14	2.50	8718	18.60	0.35
36	9470	182.43	5.26	9471	547.22	8.52
37	10335	32.13	1.01	10 377	48.95	0.65
38	11 140	13.90	0.46	11 128	2.45	0.03

4.6 Paléohydrologie

Les reconstitutions des niveaux d'eau s'appuient principalement sur l'évolution et les changements dans le cortège de la flore aquatique et riveraine. Ainsi, plusieurs éléments présentés dans la section portant sur l'histoire de la végétation locale seront repris pour discuter des changements du niveau d'eau au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard. Le tableau VII présente la liste des plantes aquatiques identifiées dans les sédiments des deux lacs et les profondeurs dans lesquelles elles croissent.

Tableau VII

Liste des plantes aquatiques identifiées dans les sédiments de Triangle et de Bouchard et leur relation avec la profondeur de l'eau.



D'après: Fleurbec (1987)¹, Harrison & Digerfeldt (1993)², Hannon & Gaillard (1997)³, Haas (1994)⁴: Forme de croissance: (E) émergente, (F) feuilles flottantes et (S) submergée. Les plantes sont présentées selon l'ordre croissant de leur intervalle de profondeur de croissance.

4.6.1 Lac du Triangle

Au lac du Triangle, les analyses sédimentologiques et paléobotaniques (pollen et macrorestes) ont permis d'identifier trois changements du niveau d'eau. Les indices de changements de la profondeur d'eau reposent sur la nature des sédiments et sur la représentation (pollen et macrofossiles) des plantes aquatiques et riveraines. Le pollen, les spores et les macrorestes des plantes aquatiques se déposent généralement près de la plante émettrice (Mannion, 1986; Wasylkova, 1986; Birks, 1980; Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997). Les assemblages sporopolliniques et macrofossiles peuvent donc refléter la présence locale des taxons (Harrison & Digerfeldt, 1993). Dans le cas d'une carotte centrale, leur augmentation d'abondance peut aussi traduire leur rapprochement du point d'échantillonnage, dans ce cas-ci, on parle du centre du lac. Des indices complémentaires ont également été fournis par les macrorestes des animaux aquatiques (cladocères, bryozoaires, etc.).

Bas niveau d'eau (>11 000 - 10 175 BP étal.; 387 - 355 cm)

L'argile basale allochtone (387 à 374 cm), qui s'est mise en place suite au retrait des glaces, est très pauvre en macroreste aquatique (zone 1a et début de la zone 1b; Diag. 4.4). Les données paléobotaniques indiquent la présence de *Ranunculus sceleratus*, *Potamogeton/Triglochin*, *Menyanthes trifoliata* et *Callitriche* (Diag. 4.4; Tab. VII).

Les sédiments sus-jacents, représentant le reste de cette période, sont constitués par un horizon de marne (373 - 366 cm) et par de la gyttja marneuse (366 à 355 cm) (Fig. 4.1). La période, représentée par l'accumulation des sédiments marneux, correspond aux zones polliniques 2a et 2b (Diag. 4.1). Les plantes aquatiques demeurent peu abondantes, avec seulement quelques oospores de Charophytes (*Chara/Nitella*) (Diag. 4.4).

La présence des Characeae (*Chara/Nitella*), des coquillages de mollusques (gastéropodes, pélicypodes) et des micro-crustacés (ostracodes) tout au long de la portion du profil, riche en carbonates, indique la participation de la flore et de la faune aquatiques dans la sédimentation des carbonates (Diag. 4.4). En effet, les charophytes produisent des précipités de carbonate de calcium extra-cellulaires en utilisant le CO₂ lors de la

photosynthèse, alors que les mollusques et les ostracodes produisent des coquilles externes calcareuses (Kelts & Tsü, 1978). Toutefois, la couche de marne à la base du profil a été formée entre 10 750 et 10 600 BP étal., alors que les Charophytes et les mollusques étaient très peu abondants (Diag. 4.4), ce qui implique donc un autre processus pour la sédimentation des carbonates. Dans les lacs gaspésiens, le dépôt de marne s'effectue dans les zones peu profondes près des berges et non au centre des bassins (P.J.H. Richard, comm. pers.). L'horizon de marne, présent à la base du profil central du lac du Triangle, peut donc représenter un environnement lacustre peu profond. Un milieu lacustre contenant un faible volume d'eau aurait favorisé la concentration et la sursaturation des eaux en carbonates provoquant ainsi leur précipitation.

Les plantes aquatiques et riveraines identifiées suggèrent également un milieu lacustre peu profond avant 10 175 BP étal.. La profondeur maximale de croissance de *Ranunculus sceleratus* et *Menyanthes trifoliata* est de un mètre, et de deux mètres pour *Callitriche* sp. (Tab. VII; Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997). Les Charophytes sont communes en eau profonde (Haas, 1994; Hannon & Gaillard, 1997), mais peuvent également croître dans les eaux littorales peu profondes (Vance & Mathewes, 1994). Le niveau d'eau, à l'époque du dépôt du premier horizon de marne, était sans doute le même que celui qui prévalait lors du dépôt de l'argile. Il n'est toutefois pas possible de déterminer avec exactitude quelle était sa position exacte. Puisque la profondeur d'eau actuelle, au centre du lac, est de 2,10 m, et que la marne se dépose près des berges, la profondeur d'eau au centre du lac, avant 10 175 BP étal., devait être inférieure à deux mètres.

Haut niveau lacustre (10 175 à 6565 BP étal.) (355 – 235 cm)

Entre 10 175 et 6565 BP étal., les sédiments deviennent plus riches en matière organique et présentent cinq horizons de gyttja brune (330-331 cm, 310-315 cm; 293-300 cm, 250-270 cm et 226-240 cm) (Fig. 4.1). Bien qu'il demeure faible, le taux d'accumulation sédimentaire s'accélère légèrement, principalement entre 8500 et 6565 BP étal., s'établissant à 0,043 cm/an (Fig. 4.3).

Au début de cette phase, les données macrofossiles indiquent l'apparition de plantes aquatiques submergées, telles *Potamogeton* type *pusillus*, *Isoëtes* et *Najas flexilis*, ainsi

qu'une augmentation marquée des oospores des Charophytes (*Chara/Nitella*) (Diag. 4.4). Le pollen indique également la présence de *Potamogeton/Triglochin* (Diag. 4.1). Ces plantes croissent dans des milieux dont la profondeur d'eau peut dépasser deux mètres (Tab. VII; Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997). Toutefois, quelques plantes riveraines, évoluant dans des profondeurs d'eau inférieures à deux mètres, ont été identifiées telles que *Carex* sp., *Cyperus* sp. et *Scirpus hudsonianus/cespitosus* (Diag. 4.4; Tab. II). Certaines plantes aquatiques et riveraines, identifiées à l'étape précédente (*Ranunculus sceleratus*, *Menyanthes trifoliata* et *Callitriche*), ne sont plus représentées dans les diagrammes. Après 8800 BP éval., seules les Charophytes et *Potamogeton/Triglochin* continuent d'être représentés (Diag. 4.4 et 4.1). Les algues planctoniques (*Pediastrum* sp.) prennent de l'expansion, particulièrement entre 9000 et 7400 BP éval. (Diag. 4.2).

Sur le plan de la faune aquatique, les macrorestes montrent la présence d'hippides de *Daphnia* sp. vers 10 200 BP éval., et une augmentation marquée des coquilles de pélicypodes, principalement après 9400 BP éval. (Diag. 4.4). Dans le premier cas, il s'agit de cladocères planctoniques qui évoluent principalement en zone pélagique (Pennak, 1978; Hann, 1990). Dans certains cas, leur apparition ou la variation de leur abondance peuvent indiquer un changement de la profondeur d'eau (Hyvärinen & Alhonen, 1994). Pour ce qui est des mollusques, ils peuvent être associés à des milieux peu profonds (Pennak, 1978). Mais certaines familles de pélicypodes évoluent dans des milieux lacustres profonds (Sphaeriidae), alors que d'autres sont plus littorales (Planorbidae) (Magny *et al.*, 1995). Puisque leur identification a été limitée aux classes (pélicypodes, gastéropodes), il est difficile d'établir clairement un lien entre les variations dans l'abondance de leurs coquilles et des changements de l'épaisseur de la tranche d'eau. Il en va de même pour les *Turbellaria* sp., dont des maximums d'abondance des cocons sont enregistrés entre 355 et 230 cm (Diag. 4.4). Ces organismes peuvent être associés à des milieux peu profonds (Pennak, 1978), mais le genre comporte une multitude d'espèces adaptées à une grande variété d'habitats et leur écologie demeure encore peu connue (Warner, 1990).

L'accumulation de sédiments plus organiques, la présence de plusieurs horizons de gyttja, la succession des plantes aquatiques marquée par l'arrivée de macrophytes submergés

(*Najas flexilis*, *Potamogeton* type *pusillus*, *Isoëtes*) et l'augmentation d'abondance d'organismes pélagiques (*Daphnia*) permettent de proposer une hausse du niveau d'eau entre 10 175 et 6565 BP étal.. De plus, l'expansion des *Pediastrum* suggère une eau nettement plus limpide en raison d'une dilution des particules fines sous un plus grand volume d'eau. Toutefois, étant donné la petite taille du lac (1,5 ha), quelques rares restes de plantes riveraines de faible profondeur d'eau (ex. *Carex* sp.) ont pu se déposer au centre du lac. Puisque aujourd'hui la profondeur d'eau du lac du Triangle est de 2,10 m et que les coquilles de mollusques sont absentes des sédiments de surface du profil central, leur présence, entre 10 175 et 6565 BP étal., semble indiquer une profondeur d'eau inférieure à deux mètres.

Nous avons précédemment émis l'hypothèse que la courbe de la teneur en matière organique (PAF₆₀₀) et la courbe des carbonates (PAF₁₀₀₀; Fig. 4.1) pourraient correspondre à une courbe des fluctuations (décennales) du niveau d'eau au lac du Triangle. Ceci impliquerait, entre autres, que chacun des cinq horizons de gyttja correspondraient à de courtes périodes caractérisées par un haut niveau lacustre. Mais cette hypothèse n'a pu être vérifiée en raison du pas d'analyse des analyses macrofossiles et polliniques (10 cm) par rapport aux analyses de la perte au feu, qui ont été réalisées à tous les centimètres, et de la très faible abondance des macrorestes de plantes aquatiques et riveraines enregistrées au centre du lac.

Bas niveau d'eau (6565 - 4000 BP étal.; 235 - 150 cm)

Lors de la fermeture de la sapinière régionale (zone pollinique 3b; Diag. 4.1), les données sédimentologiques montrent une augmentation importante du contenu en carbonate de calcium et révèlent la présence d'un horizon de marne, entre les niveaux 210 et 200 cm (5930 à 5655 BP étal.) (Fig. 4.1). De 6565 à 4300 BP étal., le taux d'accumulation sédimentaire diminue sensiblement, de 0,041 à 0,029 cm/an pour ensuite augmenter à nouveau (Fig. 4.3).

Un entourbement des berges, entre 6565 et 4000 BP étal., est traduit par une augmentation des influx de *Sphagnum* sp. (Diag. 4.2). Cet entourbement est confirmé par la présence dans les sédiments de graines d'arbustes tourbicoles tel *Andromeda glaucophylla* et

d'abondantes tiges de mousses (Diag. 4.4). Les Cyperaceae demeurent abondantes (Diag. 4.1 et 4.2). Les macrorestes indiquent même la présence de *Scirpus* type *atrocinctus* (Diag. 4.4). *Menyanthes trifoliata* et de *Potentilla palustris*, deux plantes évoluant dans moins d'un mètre d'eau sont également présentes (Tab. II et VII). À l'exception des Charophytes (Diag. 4.4), les autres plantes aquatiques submergées dont *Potamogeton/Triglochin* ne sont plus représentées dans les diagrammes.

Une brusque chute de la représentation du phytoplancton microscopique (*Pediastrum* sp.) vers 6700 BP étal., et leur très faible représentation jusque vers 5350 BP étal., constituent un autre indice d'un bas niveau d'eau (Diag. 4.1 et 4.2). Il est donc probable que l'abaissement du niveau lacustre ait pu débiter un peu avant 6565 BP étal.. Il aurait mené à une plus grande turbidité de l'eau provoquant ainsi le déclin des *Pediastrum*.

Quelques organismes, généralement associés à des eaux peu profondes, sont également présents tel que les ostracodes (Pennak, 1978), qui affichent plusieurs maximums successifs d'abondance de leurs coquilles, entre 5600 et 4400 BP étal., et les *Cristatella mucedo* (Pennak, 1978; Crisman *et al.*, 1986), dont l'abondance des statoblastes augmente légèrement, entre 6400 et 3500 BP étal. (Diag. 4.4).

Plusieurs maximums successifs des coquilles d'ostracodes sont enregistrés entre 5600 et 4400 BP étal. (Diag. 4.4). Ces micro-crustacés évoluent dans des eaux peu profondes (Pennak, 1978). L'augmentation de l'abondance des statoblastes de *Cristatella mucedo*, entre 6400 et 3500 BP étal., appuie aussi l'hypothèse d'un bas niveau d'eau à cette époque. Ces bryozoaires sont des organismes benthiques communs sur les lignes de rivage de moins d'un mètre de profondeur (Pennak, 1978; Crisman *et al.*, 1986).

Seul un abaissement du niveau d'eau a pu provoquer conjointement le dépôt de la marne, le déclenchement de l'entourbement des berges en favorisant la croissance de plantes riveraines comme les sphaignes, le déclin des populations de *Pediastrum* ainsi qu'un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire. La présence d'organismes de faible profondeur d'eau constitue ici un indice supplémentaire permettant d'étayer l'hypothèse d'un bas niveau lacustre, entre 6665 et 4000 BP étal.. L'abaissement du niveau d'eau aurait aussi été néfaste à la croissance des plantes submergées telles *Potamogeton* sp., *Najas*

flexilis, *Isoëtes* et *Potamogeton/Triglochin*. La précipitation des carbonates aurait été provoquée par la sursaturation des eaux en carbonates, en raison de la diminution du volume d'eau.

Haut niveau lacustre (4000 BP égal. à l'Actuel; 150 - 0 cm)

L'Holocène supérieur se caractérise par un haut niveau lacustre jusqu'à nos jours, entraînant des changements dans la sédimentologie et dans la flore aquatique du lac du Triangle. À partir de 3240 BP égal., la proportion de carbonates dans les sédiments diminue de façon significative, alors que s'accumule une gyttja nettement plus riche en matière organique (Fig. 4.1). Durant cette période, le taux d'accumulation sédimentaire continue de s'accélérer progressivement de 0,033 à 0,043 cm/an (Fig. 4.1).

Ce changement abrupt dans la nature des sédiments, est précédé par un arrêt de l'entourbement des berges, traduit par une chute marquée des influx de spores de *Sphagnum* sp. et du pollen des Cyperaceae vers 4000 BP égal. (Diag. 4.2). Selon l'arrêt de l'entourbement, le rehaussement du niveau lacustre a dû débuter avant 3240 BP égal., mais probablement pas après cette période (Diag. 4.2). Nous avons donc établi le déclenchement de l'abaissement du niveau d'eau à 4000 BP égal.. Les données paléobotaniques ont enregistré la présence de plantes aquatiques submergées telles *Najas flexilis*, *Potamogeton* type *pusillus* (Diag. 4.4) et *Myriophyllum alterniflorum* (Tab. II). Durant cette période, aucune plante herbacée riveraine n'est représentée dans les sédiments. Les algues phytoplanctoniques (*Pediastrum* sp.) sont à nouveau abondantes, ce qui implique donc des eaux plus limpides (Diag. 4.2).

Sur le plan de la faune aquatique, les ephippias de *Daphnia* sont plus abondantes, un peu après 1200 BP égal. (Diag. 4.4). Les pélicypodes cessent d'être représentés à partir de 2900 BP égal., alors que les *Cristatella mucedo*, les ostracodes et les gastéropodes ne le sont déjà plus depuis 3500 BP égal. (Diag. 4.4).

À partir de 3240 BP égal., les données polliniques montrent une augmentation significative de l'abondance des fragments de grain de pollen de *Picea mariana* et d'*Abies balsamea* ainsi que des grains de pollen corrodés de *Betula* (Fig. 4.10). De plus, d'abondants

fragments de bois et des restes de mousses brunes ont été identifiés, entre 3300 BP étal. et l'actuel (Diag. 4.4). Sur la base de ces données, nous proposons l'hypothèse qu'une hausse suffisamment importante du niveau d'eau du lac aurait pu provoquer l'inondation et l'érosion d'une partie des berges et par conséquent la remise en suspension de sédiments littoraux contenant de vieux grains de pollen fragmentés et corrodés ainsi que de vieux macrorestes. Par la suite, une partie de ces sédiments repris en charge se seraient redéposés au centre du lac.

Selon cette hypothèse, un redépôt de sédiments littoraux, au centre du lac, aurait pu entraîner des anomalies sédimentaires telle que des inversions de dates. Or, deux dates ^{14}C ont été obtenues pour le mètre supérieur du profil de Triangle, soit 2070 et 2095 BP étal. pour les niveaux de 45 à 55 cm. Elles ont été considérées trop vieilles pour les profondeurs où elles ont été obtenues et ont été rejetées, puisqu'elles induisaient des variations importantes dans le taux d'accumulation sédimentaire sans correspondance avec la nature des sédiments et la concentration pollinique. Ainsi, les macrorestes terricoles soumis à la datation seraient des vieilles pièces végétales provenant des berges du lac et redéposées au centre du lac, suite à l'inondation des rives. Ces deux dates trop vieilles constituent donc des preuves supplémentaires venant étayer l'hypothèse d'une élévation du niveau d'eau au lac du Triangle à l'Holocène supérieur. Par conséquent, ce scénario d'inondation des berges et de redépôt de vieux sédiments littoraux constitue un argument supplémentaire justifiant le rejet des dates 2070 et 2095 BP étal..

Une augmentation du volume d'eau aurait provoqué un arrêt de la sédimentation des carbonates au centre du lac, une érosion des berges provoquant le redépôt de sédiments ainsi qu'une dilution des particules fines, des eaux moins turbides et l'expansion des *Pediastrum*.

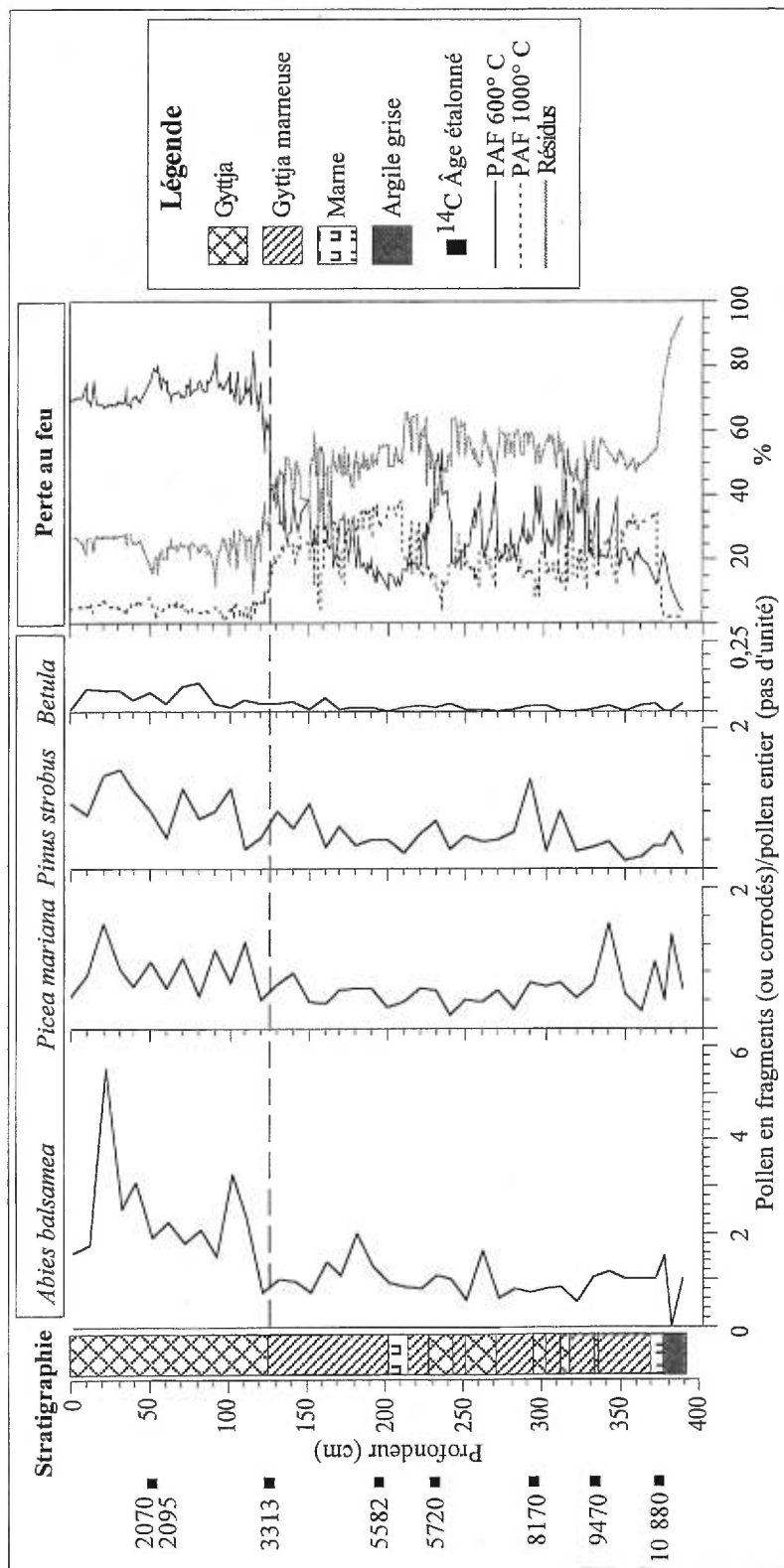


Figure 4.10. Rapport entre les grains de pollen en fragments (grains corrodés du bouleau) et les grains de pollen entiers de quelques taxons arborescents, stratigraphie et perte au feu des sédiments du lac du Triangle.

4.6.2 Petit lac Bouchard

Au Petit lac Bouchard, les reconstitutions des changements du niveau d'eau reposent principalement sur les données paléobotaniques des plantes aquatiques et riveraines. Les données stratigraphiques n'ont pu livrer d'indices concluants en raison de l'uniformité relative des sédiments et de la perte au feu (Fig. 4.2). Les variations d'abondance des restes d'organismes aquatiques ont également fourni des informations (Diag. 4.8). Trois périodes de changement du niveau lacustre ont été identifiées.

Niveau d'eau initial (>11 130 - 6750 BP étal.; 335 - 255 cm)

La première phase correspond au dépôt des sédiments minéraux (335 et 329 cm) et des premiers sédiments organiques (329 à 255 cm; 10 680-6750 BP étal.). Elle correspond aux zones polliniques de la toundra arbustive (1), à toute la période l'afforestation (2a-2b) et au début de la phase forestière (3a) (Diag.4.5). Le taux d'accumulation sédimentaire, initialement très lent, s'établissant à <0,013 cm/an jusque vers 10 152 BP étal., s'accélère graduellement en passant à 0,031 cm/an (Fig. 4.3). La portion comporte peu de macrorestes (Diag. 4.8). Les données paléobotaniques indiquent toutefois la présence des Charophytes (*Chara/Nitella*), de *Potamogeton* sp., de *Carex retrorsa* et d'*Isoètes* (Diag. 4.5 et 4.8).

Entre 329 et 255 cm, quelques plantes aquatiques s'ajoutent au cortège floristique telles *Typha latifolia*, *Typha/Sparganium* et *Potamogeton/Triglochin* (Diag. 4.5 et 4.8). Les macrorestes indiquent l'établissement de *Najas flexilis* vers 7640 BP étal.. Les algues planctoniques (*Pediastrum* sp.), très peu abondantes dans la portion minérale, présentent un maximum d'abondance durant la zone pollinique 2b (Diag. 4.5 et 4.6).

La faune aquatique était représentée par *Ephydatia fluviatilis* et *Eunapius fragilis* (Diag. 4.8), ainsi que des éponges d'eau douce évoluant à des profondeurs d'eau inférieures à un mètre (Pennak, 1978). Les statoblastes de *Cristatella mucedo* sont aussi présents au début de l'accumulation des sédiments organiques, et seront par la suite absents jusque vers 7200 BP étal. (Diag. 4.8). Les ehippias de *Daphnia*, déjà présents dans la portion minérale, sont nettement plus abondants au début de l'accumulation des sédiments organiques (Diag.

4.8). Par la suite, leur représentation diminuera progressivement durant la zone pollinique 2b.

Il n'est pas possible d'établir, avec certitude, quel était le niveau d'eau à cette époque. Puisque le niveau d'eau du lac est aujourd'hui de 1,45 m, et compte tenu de l'épaisseur des sédiments accumulés, la profondeur maximale a été d'au plus 4,80 m. La présence des plantes aquatiques émergentes et riveraines (*Typha latifolia*, *Typha/Sparganium* et *Carex*) semble toutefois traduire une profondeur d'eau inférieure à trois mètres. En effet, ces plantes croissent à une profondeur inférieure à un mètre pour *Carex*, à deux mètres pour *Typha latifolia* et à trois mètres pour *Sparganium* sp. (Tab. VII; Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997). Au centre du lac, la profondeur d'eau devait être suffisante pour permettre la présence de plantes submergées comme les Charophytes puisque ces algues sont communes dans des milieux profonds (Tab. VII; Hannon & Gaillard, 1997).

Haut niveau lacustre (6750 - 5600 BP étal.; 255 – 200 cm)

Entre 6750 et 5600 BP étal., les données sédimentologiques ne révèlent aucun changement dans la nature des sédiments (Fig. 4.2). Le taux d'accumulation sédimentaire continu de s'accélérer, s'établissant à 0.043 cm/an vers 6040 BP étal. (Fig. 4.4). Les données paléobotaniques montrent une grande abondance des macrorestes de *Potamogeton* type *pusillus*, des Charophytes (*Chara/Nitella*), de *Najas flexilis* et des spores d'*Isoètes* (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8). Ces plantes aquatiques submergées sont, pour la plupart, associées à de grandes profondeurs d'eau (Tab VII; Harrison & Digerfeldt, 1993; Hannon & Gaillard, 1997). Les données polliniques indiquent aussi l'établissement de *Nuphar variegatum*, une plante à feuilles flottantes pouvant croître à une profondeur maximale de six mètres (Diag. 4.6, 4.7 et 4.8). La représentation de *Potamogeton/Triglochin* augmente légèrement un peu avant 6750 BP étal. (Diag. 4.5 et 4.6). Les plantes émergentes, caractéristiques des milieux moins profonds telles *Carex* sp. et *Typha latifolia*, ne sont plus représentées dans les diagrammes (Diag. 4.5 et 4.8). *Typha/Sparganium* demeure toutefois représentée de façon continue (Diag. 4.5).

Cet assemblage de plantes aquatiques et l'accélération du taux d'accumulation sédimentaire permettent de proposer une hausse du niveau lacustre entre 6750 et 5600 BP étal.. Une augmentation de la profondeur d'eau aurait ainsi favorisé l'implantation des plantes aquatiques submergées et mené à l'éloignement des berges par rapport au centre du lac, ce qui peut expliquer la diminution de la représentation des plantes riveraines telles *Carex* et *Typha latifolia* (Diag. 4.5 et 4.8).

Toutefois, selon Haas (1994), une augmentation importante de la représentation des graines de *Najas flexilis* peut constituer un indice d'abaissement du niveau d'eau, puisqu'il semble que des conditions sèches et de bas niveaux d'eau peuvent entraîner une plus grande production de graine. Par contre, les graines de *Najas flexilis* sont généralement produites en abondance et sont facilement disséminées loin de la plante mère (Birks, 1973). Ainsi, dans un bassin lacustre de faible superficie, comme celui du Petit lac Bouchard, même si elles sont émises plus près du rivage, les graines peuvent facilement être transportées vers la partie centrale du bassin. Enfin, *Najas flexilis* peut également croître en abondance sous de grandes profondeurs en compagnie des Characeae (Marie-Victorin, 1995).

La plus grande abondance des statoblastes de *Cristatella mucedo* et la diminution des ephippias de *Daphnia* sont d'autres éléments qui peuvent parfois traduire un abaissement du niveau d'eau (Pennak, 1978; Crisman *et al.*, 1986; Diag. 4.8). Mais la plus grande abondance des statoblastes de *Cristatella mucedo* se manifeste conjointement avec l'expansion des plantes aquatiques submergées. Ces bryozoaires benthiques vivent en colonies fixées sur des substrats au fond du lac ou sur les macrophytes (Bushnell, 1966; Pennak 1978, Crisman *et al.*, 1986). Il semble donc évident que la plus grande abondance de macrophytes constitue un des facteurs responsables de la prolifération des *Cristatella mucedo* au Petit lac Bouchard, entre 6700 et 5600 BP étal.. Au lac du Triangle, en raison de la faible abondance des plantes aquatiques, les *Cristatella mucedo* devaient probablement vivre fixés sur le fond du lac dans les zones littorales. Dans ces conditions, une hausse de leur représentation dans la carotte centrale peut constituer un indice de bas niveau d'eau. Warner (1990) quant à lui, mentionne qu'une élévation du niveau lacustre peut créer, par l'inondation des berges, une zone littorale suffisamment extensive pour

permettre la prolifération des bryozoaires benthiques. Dans le cas des *Daphnia*, la plus grande abondance des plantes aquatiques a pu être suffisante pour provoquer une réduction de leur habitat pélagique entraînant ainsi leur déclin (Hofmann, 1998).

De plus, la succession des macrophytes aquatiques, à cette époque, traduit une hausse du niveau d'eau. En effet, le cortège des plantes aquatiques, après 6750 BP éval., est composé essentiellement d'espèces submergées, entre autres, *Potamogeton* type *pusillus* et *Najas flexilis*, comparativement à l'époque précédente où la flore aquatique était surtout composée de plantes émergentes (*Typha latifolia*, *Carex* sp.). Ce type de succession est généralement indicatrice d'une élévation du niveau lacustre (Hannon & Gaillard, 1997).

Compte tenu du niveau d'eau et de la composition floristique actuelle du lac, la présence en abondance des plantes submergées permet de supposer que la profondeur d'eau, entre 6750 et 5600 BP éval., était au moins supérieure à trois mètres au centre du lac.

Abaissement niveau d'eau (5600 - 5000 BP éval.; 200 - 175 cm)

À partir de 5600 BP éval., les données paléobotaniques traduisent l'expansion d'*Isoètes* et de *Nuphar variegatum* (Diag. 4.6), de même que la régression de *Potamogeton* type *pusillus* et de *Najas flexilis* (Diag. 4.8). Les macrorestes indiquent la présence maintenue des Charophytes (*Chara/Nitella*), mais leurs oospores sont moins abondantes qu'au début de la phase précédente (Diag. 4.8). Entre 5600 et 5000 BP éval., *Potamogeton/Triglochin* n'est plus représenté dans le diagramme pollinique (Diag. 4.5). Entre 5400 et 5000 BP éval., *Eunapius fragilis* est présent dans la faune aquatique (Diag. 4.8). Il s'agit d'un porifère évoluant généralement à une profondeur d'eau inférieure à 1 m (Pennak, 1978).

Un remplacement progressif de certaines macrophytes submergées (*Potamogeton* type *pusillus*, *Najas flexilis*) par des espèces à feuilles flottantes et des espèces émergentes (*Nuphar variegatum*, *Typha/Sparganium*), traduit un bas niveau d'eau.

Comme pour la phase précédente, les données sédimentologiques ne livrent aucun indice permettant de conclure à un abaissement du niveau lacustre. Toutefois, à cette même époque s'amorce un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire qui passe de 0,043

cm/an à 0,039 cm (Fig. 4.3) entre 5450 à 5000 BP étal. (200 à 170 cm). Il continuera de ralentir jusque vers 1400 BP étal., où il atteindra des valeurs de 0.029 cm/an (Fig. 4.4).

Haut ou bas niveau lacustre (5000 - 3265 BP étal.; 170 - 115 cm) ?

Entre 5000 et 3265 BP étal., les macrorestes montrent une augmentation de l'abondance des graines de *Najas flexilis*, et une nouvelle représentation de *Potamogeton* type *pusillus* (Diag. 4.8). Le pollen indique une chute importante des influx des spores d'*Isoëtes* (Diag. 4.6). Des maximums d'abondance des fragments de grains de pollen d'*Abies* sont également enregistrés pour cette période (Fig. 4.11), lors d'une remise en suspension de vieux pollen suite à l'inondation des berges. Ces éléments peuvent suggérer une hausse du niveau d'eau entre 5200 et 3265 BP étal..

Toutefois, les données paléobotaniques indiquent également la présence continue de *Nuphar variegatum*, de *Typha/Sparganium* (Diag. 4.6) (*Typha latifolia* selon les macrorestes; Diag. 4.8), une plante émergente croissant surtout à la bordure des lacs (Fleurbec, 1987), et de *Sagittaria* sp. (Tab. II). Cette dernière croît dans des profondeurs d'eau inférieures à 50 cm (Fleurbec, 1987). De plus, le taux d'accumulation sédimentaire continue sa régression (Fig. 4.4). Ces indices permettent donc de proposer le maintien d'un bas niveau lacustre ou l'absence de changement majeur de la profondeur d'eau à cette époque et pour le reste de l'Holocène.

Le maintien d'un bas niveau d'eau aurait permis une succession végétale naturelle de la flore aquatique à l'Holocène supérieur. Dès 3265 BP étal., *Potamogeton/Triglochin* n'est plus représenté dans le diagramme pollinique, alors que survient une diminution marquée des spores d'*Isoëtes* (Diag. 4.5 et 4.6). L'abondance des graines de *Najas flexilis* diminue graduellement dans la partie supérieure du profil (Diag. 4.8). Conjointement, la représentation de *Nuphar variegatum* et *Typha/Sparganium* continue d'augmenter (Diag. 4.5 et 4.6). Les macrorestes indiquent la présence maintenue des algues vertes (Charophytes) (Diag. 4.8). Des grains de pollen d'*Eriocaulon* indiquent l'établissement de cette espèce vers 2930 BP étal. (Diag. 4.5), une plante littorale croissant à une profondeur d'eau inférieure à 1 m (Tab. VII; Fleurbec, 1987). Les données macrofossiles indiquent également la présence des *Carex* sp. dans la partie supérieure du profil (Diag. 4.8).

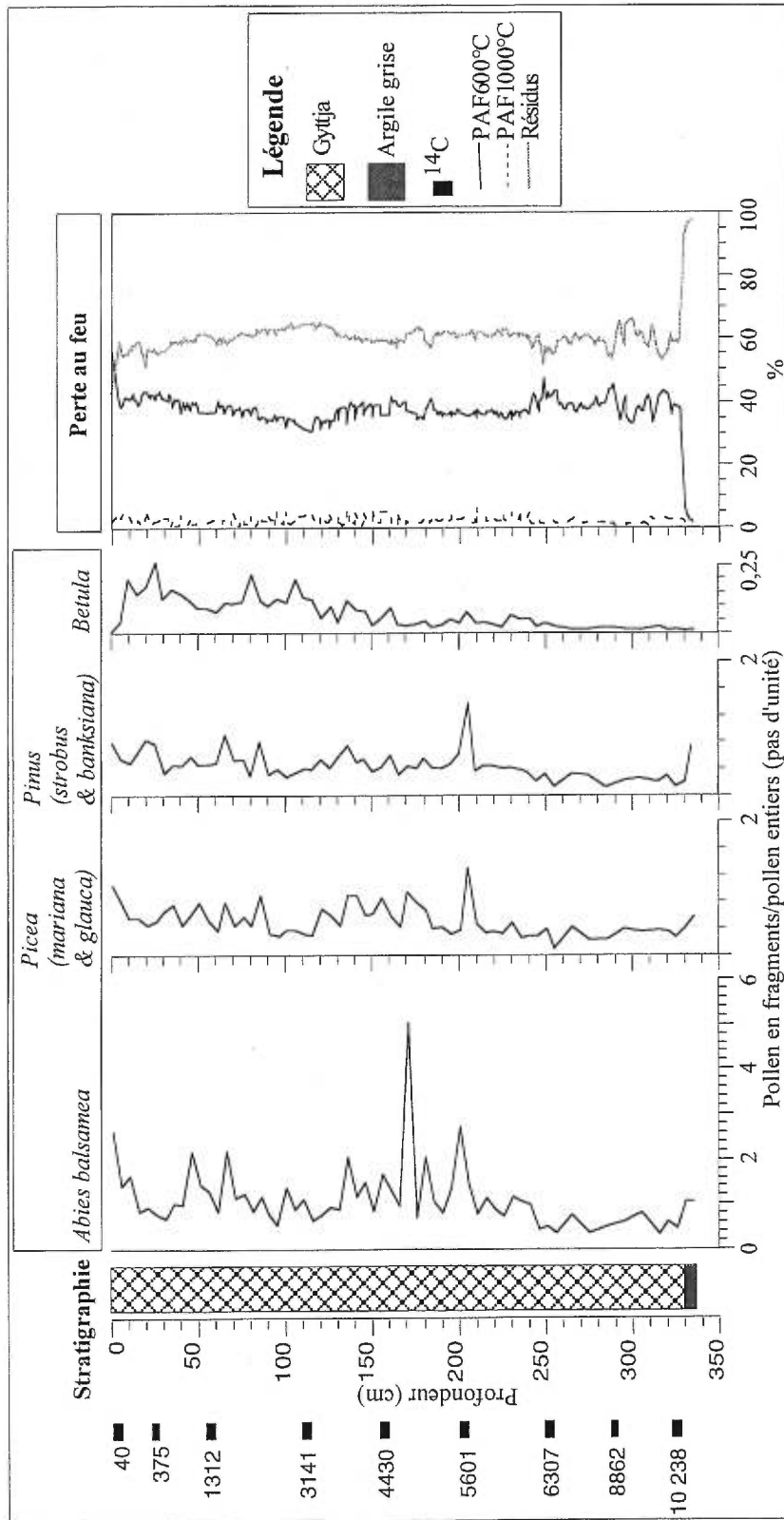


Figure 4.11. Rapport entre les grains de pollen en fragments (grains corrodés du bouleau) et les grains entiers de quelques taxons arborescents, stratigraphie et perte au feu des sédiments du Petit lac Bouchard. Les niveaux des dates sont ajustés d'après la corrélation des carottes BOUHS, BOUCH96 et BOUCHARDB.

Ainsi, dès 5600 BP étal., le bassin est progressivement colonisé par des plantes aquatiques à feuilles flottantes (*Nuphar variegatum*) et émergentes (*Typha latifolia* et *Eriocaulon*) qui viennent succéder aux macrophytes submergés (*Potamogeton* type *pusillus*, *Isoëtes*, *Najas flexilis*). Conjointement, la ceinture littorale se développe et il s'y constitue des zones tourbeuses. En effet, vers 3700 BP étal., il y a formation d'une tourbière basse dans la zone littorale, traduite par l'implantation d'arbustes tourbicoles tels *Chamaedaphne calyculata* et autres Ericaceae, de même que la progression continue de l'abondance des spores de sphaignes (Diag. 4.5, 4.6 et 4.8).

Depuis environ 1000 ans, le taux d'accumulation sédimentaire augmente de façon marquée pour s'établir à 0,107 cm/an (Fig. 4.4). Ce changement pourrait être, en partie, attribué à la moins grande compaction des sédiments à la surface du profil, mais aussi à une importante production de matière organique, en raison de l'abondance des macrophytes. Le déboisement de la région a également pu contribuer à l'accélération du TAS pour les 100 dernières années.

Pour les trois phases de niveau d'eau identifiées, les sédiments du Petit lac Bouchard n'ont livré aucun indice pouvant traduire un changement du niveau d'eau en raison de leur nature relativement uniforme (Fig. 4.2). Les variations de la profondeur d'eau ont pu ne pas être suffisamment importantes pour affecter significativement les processus sédimentaires du lac ou pour être enregistrées au centre du lac où a été prélevée la carotte sédimentaire. En l'absence d'indice stratigraphique, nous ne pouvons établir avec certitude que les changements dans la composition de la flore aquatique, enregistrés dans les diagrammes polliniques et macrofossiles, sont exclusivement le résultat de changements de la profondeur d'eau. En effet, d'autres processus peuvent être invoqués pour expliquer les variations dans l'abondance des plantes aquatiques, tel qu'un changement dans la chimie et la transparence de l'eau ou du statut trophique du lac (Hannon & Gaillard, 1997). De plus, des variations dans l'abondance du pollen et des macrorestes peuvent être produits par des changements dans les processus de sédimentation tel la focalisation sédimentaire (Davis *et al.*, 1984). La reconstitution des niveaux d'eau du Petit lac Bouchard doit donc être considérée avec prudence.

CHAPITRE 5. DISCUSSION

5.1 Paléophytogéographie de la Gaspésie

Une comparaison des résultats du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard avec ceux des études antérieures réalisées en Gaspésie révèle que c'est au cœur de la péninsule, à l'est et dans la région du mont Albert (Labelle & Richard, 1989; selon chronologie révisée d'après Richard *et al.*, 1997), que la colonisation végétale a été la plus tardive (Fig. 5.1). La colonisation végétale tardive au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard est probablement attribuable au maintien des glaces dans ces régions jusque vers 11 460 BP écal. (Fig. 2.5; Richard *et al.*, 1997). La présence d'une calotte de glace à proximité, dans la région de Murdochville jusque vers 10 200 BP écal. et la persistance possible de glaciers résiduels dans les monts Chics-Chocs au-delà de 10 000 BP écal. (Richard *et al.*, 1997) seraient responsables de l'arrivée tardive des premières plantes dans la région du Mont Albert.

À l'exception du lac à Léonard submergé jusqu'après le début de la phase d'afforestation (Labelle & Richard, 1984), c'est au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard qu'ont été enregistrées les phases non-arboréennes les plus courtes et les plus faiblement exprimées de toute la péninsule (Fig. 5.1). Le stade initial de quasi-désert n'a été identifié à aucun des deux sites. De plus, le Petit lac Bouchard ne présente pas de phase herbeuse de la toundra. Aux autres sites de la péninsule, la durée de la toundra est nettement plus longue, et tous présentent une phase herbacée bien définie précédant la phase arbustive (Fig. 5.1; Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995).

Il est possible que l'absence d'un stade de quasi-désert et de la toundra herbacée dans le cas du Petit lac Bouchard soit dû à une lacune sédimentaire à la base des profils. La sonde Livingstone (1955), utilisée pour l'échantillonnage sur le terrain, a pu s'avérer inefficace pour recueillir les sédiments ayant enregistré ces phases. Toutefois, au moment de la

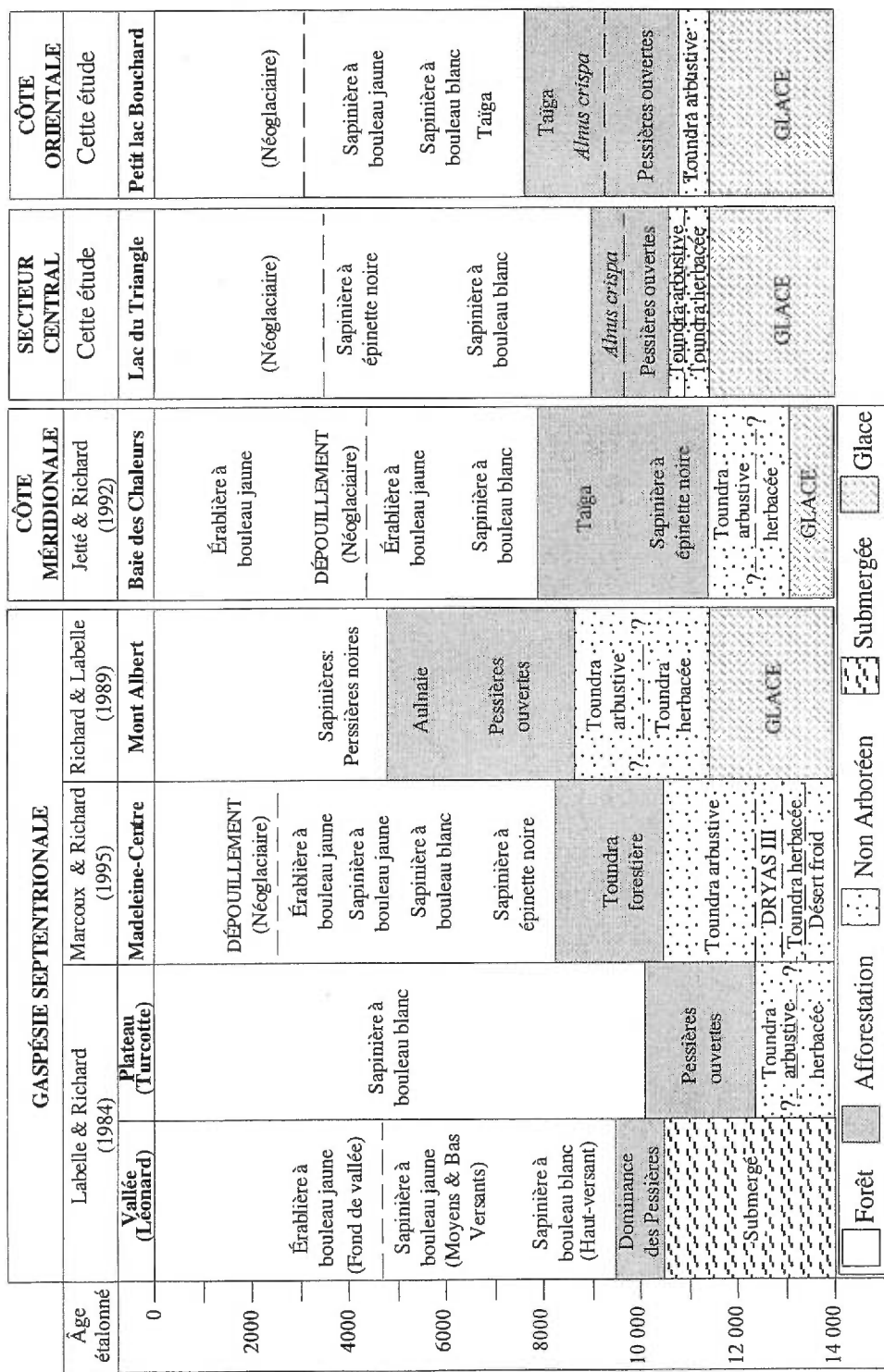


Figure 5.1 Synthèse de l'histoire postglaciaire de la végétation de la Gaspésie. Les âges sont en années calendaires (BP étalonées). La chronologie des étapes de la colonisation végétale du mont Albert est corrigée d'après les nouvelles dates proposées par Richard et al. (1997).

déglaciation des deux sites, la colonisation végétale était déjà entamée depuis plusieurs siècles dans la plupart des sites côtiers de la péninsule en raison de leur déglaciation précoce, soit depuis au moins 13 000 BP *étal.* (Richard *et al.*, 1997). Dans la vallée du mont Saint-Pierre, l'afforestation était même déjà commencée (Fig. 5.1; Labelle & Richard, 1984; Jetté & Richard, 1992).

Ainsi, la toundra herbacée au centre et arbustive à l'est devaient talonner les glaces en retrait vers l'intérieur des terres. Elles se sont implantées aussitôt sur les terres rendues disponibles à la colonisation végétale. Dans le cas du Petit lac Bouchard, la toundra arbustive avait sans doute déjà envahi la côte est au moment du départ des glaces. Par contre, dans le cas du lac du Triangle, le climat du centre de la péninsule devait, comme de nos jours, être plus rigoureux qu'en marge de la péninsule, ce qui a permis l'implantation d'une toundra herbacée juste avant l'arrivée des arbustes. Les premières plantes à coloniser le Petit lac Bouchard ont dû migrer par les zones côtières nord et sud. Au centre, elles devaient provenir essentiellement de la baie des Chaleurs au sud de la péninsule, où elles étaient d'ailleurs déjà implantées depuis plusieurs siècles (Jetté & Richard, 1992; Fig. 5.1).

La chronologie révisée de la déglaciation de la Gaspésie a permis à Richard *et al.* (1997) d'établir que les témoins de l'oscillation climatique froide du Dryas III ne peuvent être trouvés que sur le pourtour de la péninsule. Ce fut d'ailleurs le cas au lac Euloge et J'Arrive sur la côte septentrionale gaspésienne, dans la région de Rivière-Madeleine où le Dryas récent aurait entraîné une régression de la toundra herbacée (Marcoux & Richard, 1995). Malgré sa position en marge de la péninsule, le Petit lac Bouchard n'a pu enregistrer cette oscillation climatique en raison de la déglaciation tardive dans le secteur, c'est-à-dire un peu après 11 460 BP *étal.*, alors que la période généralement admise pour la manifestation du Dryas III pour le nord-est de l'Amérique du Nord va de 13 000 à 11 460 BP *étal.* (Mayle *et al.*, 1993).

Malgré la déglaciation tardive dans la région du mont Albert, les sédiments ont enregistré une phase non-arboréenne plus longue et mieux définie qu'à nos deux sites (Fig. 5.1). Ceci peut s'expliquer par l'existence de conditions climatiques locales plus rigoureuses par rapport aux autres sites, en raison de la position du lac du Diable à l'intérieur des terres et

de son altitude (494 m) (Richard & Labelle, 1989). En milieu montagnard, à ces latitudes élevées (49° N), un écart de quelques dizaines de mètres d'altitude entre les sites peut être suffisant pour entraîner des variations climatiques significatives (Richard & Labelle, 1989). Ceci peut également expliquer la manifestation tardive et la très longue durée de la phase d'afforestation au lac du Diable (Fig. 1.2), qui est d'ailleurs la plus longue de la péninsule gaspésienne (environ 3500 ans) (Fig. 5.1).

Il est donc maintenant démontré que la distribution de la toundra tardiglaciaire s'étend à l'ensemble de la péninsule gaspésienne, et que son expression ainsi que sa durée varient grandement entre les sites, en raison de leur position sur la péninsule (distance à la mer, altitude), du rythme de la déglaciation et des barrières physiques naturelles qui retardent la colonisation végétale dans certains secteurs. C'est donc sur la côte nord de la Gaspésie (Marcoux & Richard, 1995) et dans le Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994) que la phase non-arboréenne demeure le mieux exprimée en raison de la déglaciation précoce de ces zones, ce qui a permis l'enregistrement d'un paysage initial de "quasi-désert" précédant la toundra herbacée et arbustive.

L'afforestation du Petit lac Bouchard et du lac du Triangle débute presque simultanément et, dans les deux cas, seulement quelques siècles après la mise en place de la toundra, soit respectivement vers 10 750 au et 10 640 BP étal. (Fig. 5.1). La rapidité avec laquelle les arbres pionniers colonisent les deux régions au début de l'Holocène traduit la mise en place des conditions climatiques favorables à la croissance des arbres, liées au réchauffement du début de l'Holocène (COHMAP, 1988).

C'est durant cette phase que les éléments forestiers boréaux s'installent dans les deux régions. Comme pour les autres sites gaspésiens, l'afforestation de ces deux sites débute avec l'arrivée du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*), suivie de l'épinette noire (*Picea mariana*). Le sapin baumier, le bouleau blanc et le mélèze laricin viendront par la suite s'ajouter au peuplier faux-tremble et à l'épinette noire. Les spectres polliniques du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard traduisent la formation d'une toundra forestière principalement dominée par l'épinette noire (Diag. 4.1 et 4.5).

Les données polliniques indiquent que le peuplier était nettement plus abondant à l'est qu'au centre de la péninsule, particulièrement durant la phase caractérisée par la dominance de l'aulne crispé (zone pollinique 2b; Diag. 4.1, 4.2, 4.5 et 4.6). La distinction entre le pollen de peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) et celui du peuplier baumier (*Populus balsamifera*) est difficile en raison de leur morphologie parfois convergente (Comtois & Payette, 1984). Actuellement, le peuplier baumier évolue dans les régions subarctiques au nord du Québec, où il constitue des peupleraies boréales. Il est donc possible que la proportion de peuplier baumier ait été semblable, voire plus importante, que celle du peuplier faux-tremble à cette époque.

Tant au centre qu'à l'est de la péninsule, l'afforestation est interrompue par une régression des arbres et par la dominance d'*Alnus crispa*, nous révélant ainsi que l'expression de cette zone s'étend sur toute la Gaspésie (Diag. 4.1 et 4.5). En effet, les deux sites présentent une zone d'aulne crispé très bien exprimée avec des représentations maximales de 45% au lac du Triangle et de 75% au Petit lac Bouchard (Diag. 4.1 et 4.5). Les nouvelles données polliniques fournies pour ces deux sites montrent que l'expression de la zone demeure plus importante dans les régions côtières du nord et de l'est de la Gaspésie. C'est dans ces régions que les plus forts pourcentages d'aulne crispé ont été enregistrés, soit 75% au Petit lac Bouchard et 80% au lac J'Arrive (Marcoux & Richard, 1995), comparativement à 45% au lac du Triangle au centre de la péninsule, à 52% au lac du Diable dans la région du Mont Albert (Richard & Labelle, 1989) et moins de 40% dans la baie des Chaleurs (Jetté & Richard, 1992).

Plusieurs diagrammes polliniques de l'est du Québec méridional sont caractérisés par un maximum de représentation de l'aulne crispé (*Alnus crispa*), variant de 10 à 80% à la fin de la phase d'afforestation, soit après l'arrivée des premiers arbres dans le paysage (Richard, 1993). Le phénomène est plus marqué dans les diagrammes polliniques du Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994) et de la Gaspésie (Labelle & Richard, 1984; Richard & Labelle, 1989; Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995).

L'aulne crispé est reconnu comme étant un très grand producteur pollinique (Richard, 1977; Ritchie, 1984, 1987). La taille de ses populations au cours de son maximum de représentation est difficile à établir, en raison de la forte sur-représentation de son pollen (Richard, 1993). Toutefois, il est maintenant établi que la distribution de l'aulne crispé ne s'est pas limitée aux pourtours des lacs (Richard *et al.*, 1992, Marcoux & Richard, 1995). Les influx de l'aulne et des principaux arbres présents à l'époque (*Picea mariana*, *Populus tremuloïdes*, *Betula*) traduisent l'existence d'une toundra forestière. Cet accroissement des populations d'aulne crispé au début de l'Holocène demeure un phénomène particulier à l'est du Québec, dont la signification paléoécologique et paléoclimatique est encore peu connue. Plusieurs hypothèses ont déjà été émises afin de déterminer quelles sont les conditions de l'époque qui ont permis l'expansion de cet arbuste suite à l'arrivée des arbres.

L'abondance d'*Alnus crispa* durant l'afforestation a d'abord été attribuée à un retour à des conditions climatiques plus froides et sèches à la suite du réchauffement climatique de la fin du Pléistocène (Richard & Poulin, 1976). Richard *et al.* (1992) ont observé le même phénomène et attribué l'inversion climatique au refroidissement des eaux du golfe Saint-Laurent suite au drainage des eaux froides durant la phase Mattawa du lac Agassiz, soit entre 10 960 et 9300 BP écal. (Lewis & Anderson, 1989). Marcoux & Richard (1995) ont émis l'hypothèse qu'une plus grande abondance des embruns marins provoquée par le réchauffement des eaux superficielles du golfe Saint-Laurent, jumelée aux conditions climatiques froides de l'époque, aurait favorisé l'expansion de l'aulne crispé en bordure de la péninsule gaspésienne. La persistance tardive de l'aulne dans la vallée du mont Saint-Pierre a été attribuée à la dynamique des versants, en raison de la présence proximale de talus d'éboulis (Labelle & Richard, 1984).

Il a également été démontré que la zone d'*Alnus crispa* correspond à une hausse importante des concentrations de charbons de bois (Richard & Labelle; 1989; Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche; 1994; Marcoux & Richard, 1995). Les auteurs suggèrent qu'une plus grande occurrence des feux, associée à un climat plus rigoureux, serait responsable de la mise en place et du maintien des populations d'aulne crispé, au détriment de l'épinette noire. Toutefois, dans le cas de toutes ces études, l'évaluation de la fréquence des feux ne

repose que sur quelques analyses anthracologiques réalisées à faible résolution (10 cm). Elle demeure donc très approximative; la prudence s'impose.

Les résultats au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard montrent aussi de très fortes concentrations de microcharbons durant la zone d'*Alnus crispa* (zone 2b), avec plusieurs valeurs dépassant $50 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ (Fig. 4.6 et 4.7). Par contre, l'analyse des données anthracologiques à haute résolution révèle dans les deux cas que cette période n'est pas caractérisée par une très grande fréquence des feux. En effet, au lac du Triangle, seulement quatre feux ont été identifiés durant les 700 ans qu'a duré la dominance de l'aulne crispé, ainsi que douze au Petit lac Bouchard, pour une période de 2000 ans (Fig. 4.8 et 4.9).

Aux deux sites, de très fortes concentrations de microcharbons sont enregistrées immédiatement après les maximums de représentation de l'épinette noire et avant ceux de l'aulne crispé soit dans le cas de Triangle un maximum de concentration de $537 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ vers 9977 BP étal. et dans le cas de Bouchard un maximum de $547 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ vers 9470 BP étal. (Fig. 4.6 et 4.7). Ces valeurs sont nettement supérieures à l'ensemble des autres valeurs enregistrées pour le reste des deux profils. Ceci fut également observé sur la côte septentrionale de la péninsule aux lacs J'Arrive et Euloge, où des maximums de concentrations de microcharbons ont été identifiés au début de la zone d'aulne crispé grâce à une analyse anthracologique à faible résolution (Marcoux, 1993). Plusieurs autres valeurs importantes de concentrations ($>50 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$) sont également enregistrées durant la zone pollinique 2b (Fig. 4.6, 4.7; Diag. 4.1, 4.5).

La quantité de charbons produite lors d'un feu peut varier en fonction du type de feu (de couronne, de surface), du type de combustible, des conditions du milieu, de la sévérité du feu (profondeur du brûlis) et de son étendue (Patterson *et al.*, 1987; MacDonald *et al.*, 1991b). La plus grande fréquence des feux n'est donc pas le seul processus pouvant être responsable de l'abondance de charbon dans les sédiments lacustres des deux lacs. En forêt boréale, les feux sont caractérisés par leur sévérité et par leur grande étendue qui peuvent conduire à une mortalité extensive de la canopée sur des surfaces supérieures à 10 000 ha, et parfois même 400 000 ha (Heinselman, 1981; Johnson, 1992). Actuellement, des feux

extensifs ont lieu au nord de la forêt boréale et au sud de la limite entre la forêt et la toundra (Payette *et al.*, 1989). Les fortes concentrations de microcharbons enregistrées dans les sédiments peuvent donc traduire des feux plus extensifs et plus sévères à cette époque. D'ailleurs, les résultats des analyses anthracologiques et polliniques obtenus par Green (1982) pour le lac Everitt en Nouvelle-Écosse l'ont conduit à interpréter les grandes valeurs de concentrations de microcharbons comme étant indicatrices de l'existence de feux plus extensifs avant 6800 BP *étal.*

L'aulne crispé est, quant à lui, reconnu pour coloniser rapidement les terrains récemment perturbés par le feu, en raison de la grande dispersion de ses graines par le vent, de son établissement par semis et de sa capacité de régénération végétative (Rowe & Scotter, 1973; Gilbert & Payette, 1982; Calleja, 1987). La capacité que possède l'aulne crispé à fixer l'azote peut l'avantager sur d'autres espèces envahissantes, dans la colonisation des sols privés de leurs horizons organiques après le passage des feux sévères (Rowe & Scotter, 1973). Toutefois, l'épinette noire est aussi reconnue pour se reproduire facilement après feu sous des conditions climatiques favorables (Heinselman, 1981). Par contre, l'incidence des feux en période froide peut entraîner la disparition d'une partie des formations conifériennes, faute de graines viables ou de conditions climatiques suffisamment clémentes pour l'établissement et le développement des plantules (Black & Bliss, 1980; Millet & Payette, 1987). Ceci implique donc non seulement des feux sévères et extensifs, mais également des conditions climatiques froides.

Des conditions climatiques estivales particulièrement froides auraient persisté durant l'afforestation, en raison de la proximité de l'inlandsis Laurentidien occupant encore une bonne partie du Nouveau-Québec à cette époque (Dyke & Prest, 1987). Cette masse de glace aurait été suffisamment importante pour maintenir la Gaspésie sous l'influence d'un climat régional relativement froid jusque vers 7800 BP *étal.* (COHMAP, 1988).

Les vents catabatiques (donc secs) en provenance de l'inlandsis auraient créé des conditions favorisant le déclenchement, à plusieurs reprises, de feux extensifs et sévères, qui auraient détruit massivement les formations d'épinette noire et une bonne partie de la litière organique des sols encore jeunes de l'époque. La mise en place de dunes éoliennes

au sud de la ville de Québec entre 11 460 et 8300 BP écal. (Filion, 1987), vient appuyer cette hypothèse de l'influence de vents catabatiques secs durant l'afforestation. Les adaptations écologiques de l'aulne, la rareté des semis et des graines viables d'épinette associée à des conditions climatiques défavorables auraient favorisé l'expansion d'*Alnus crispa* et la mise en échec de la régénération de *Picea mariana* pendant plusieurs siècles. Par la suite, l'amélioration des conditions climatiques et la reconstitution des humus auraient permis l'expansion de l'épinette noire et entraîné la régression des aulnes crispés, en raison de leur moins grande compétitivité sous des conditions climatiques plus clémentes favorisant une canopée dense.

La durée de la phase d'afforestation varie grandement entre les différents secteurs de la péninsule (Fig. 5.1). Elle fut paradoxalement plus longue à l'est qu'au centre de la péninsule. En excluant le lac à Léonard dans la vallée du mont Saint-Pierre, qui a été submergé jusque vers 10 500 BP écal. (Labelle & Richard, 1984), la plus courte phase d'afforestation de toute la Gaspésie a été enregistrée au lac du Triangle. Pourtant, le système de plateaux étagés de l'arrière pays gaspésien fait en sorte que les conditions climatiques actuelles sont plus froides et plus humides à l'intérieur des terres qu'en marge de la péninsule (Fig. 2.1, 2.2 et 2.3). Il est donc permis de croire que la même situation devait prévaloir au début de l'Holocène, indépendamment des conditions climatiques de l'époque.

Toutefois, la localisation plus continentale du lac du Triangle et sa position isolée au cœur de la péninsule auraient permis d'atténuer plus rapidement l'influence des vents froids et secs provenant de l'inlandsis, comparativement aux autres sites côtiers, en raison de leur plus grande exposition aux vents catabatiques et de leur proximité aux eaux du golfe. Les monts McGerrigles ont pu aussi agir comme bouclier naturel réduisant l'influence directe des vents catabatiques dans la région le lac du Triangle. Avec une réduction de l'importance de ces vents, le climat dans le secteur du lac du Triangle a pu être plus rapidement contrôlé davantage par les radiations solaires incidentes que par l'influence des vents provenant de l'inlandsis. Ainsi, au cœur de la péninsule, le climat aurait été plutôt favorable à l'expansion des arbres et à la fermeture de la forêt. Avec l'arrêt de l'influence des vents catabatiques un peu avant 7800 BP écal., la situation climatique actuelle se serait

mise en place, c'est-à-dire des conditions climatiques plus clémentes en bordure de la péninsule que dans l'arrière-pays gaspésien.

L'épinette noire, le sapin baumier, le bouleau blanc et le peuplier faux-tremble sont les principaux arbres régionaux qui ont pu coloniser les stations mésiques du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard au cours de l'Holocène (Diag. 4.1 et 4.5). Au cours de l'Holocène moyen, entre 7650 et 3100 BP étal., quelques essences thermophiles se sont installées au Petit lac Bouchard, à l'est de la péninsule (Diag. 4.5). Les deux principales sont le pin blanc et le bouleau jaune, qui y furent non seulement présents, mais également très abondants (Diag. 4.5). D'autres essences thermophiles, telles que l'érable à sucre, le frêne noir, le frêne d'Amérique et le chêne, ont également été présentes. Cela a aussi été observé sur la côte septentrionale (Labelle & Richard, 1984; Marcoux & Richard, 1995) et le long de la baie des Chaleurs (Jetté & Richard, 1992). Le climat de l'époque devait être suffisamment chaud pour permettre la coexistence de taxons boréaux et thermophiles. La plus grande abondance des arbres thermophiles est interprétée comme une réponse à un optimum climatique à l'Holocène moyen.

Les résultats paléobotaniques révèlent qu'aucune essence thermophile n'a jamais atteint le centre de la Gaspésie au cours de l'Holocène, comme ce fut d'ailleurs le cas au lac du Diable dans le secteur du Mont Albert (Richard & Labelle, 1989). Les conditions climatiques plus froides de l'intérieur de la péninsule par rapport à la côte, en raison de l'altitude des plateaux étagés, auraient empêché la migration d'essences thermophiles vers l'arrière-pays gaspésien, et ce malgré un climat plus chaud que l'actuel au cours de l'Holocène moyen. Toutefois, un réchauffement climatique aurait permis l'expansion du bouleau blanc au centre de la péninsule au début de la phase forestière, soit entre 7400 et 3500 BP étal. (Diag. 4.1). Ainsi, malgré un début rapide de la phase forestière, les températures de l'intérieur de la péninsule n'auraient jamais été suffisamment chaudes pour y permettre la migration d'arbres thermophiles. Il est maintenant évident que, durant tout l'Holocène, la colonisation des terres gaspésiennes par les arbres thermophiles s'est limitée aux zones côtières en marge de la péninsule. Des conditions climatiques plus favorables auraient permis la coexistence de taxons boréaux et tempérés dans les régions côtières.

Les diagrammes polliniques des deux sites semblent traduire un refroidissement climatique au cours de l'Holocène supérieur, soit depuis 3500 BP étal. au lac du Triangle et 3100 ans au Petit lac Bouchard. Les deux sites montrent une augmentation de l'abondance de l'épinette noire, du sapin baumier, des arbustes et des herbes (Diag. 4.1 et 4.5). Au Petit lac Bouchard, le pin blanc et les essences thermophiles décidues tels le chêne et le frêne noir régressent graduellement (Diag. 4.5). Ce phénomène a aussi été observé sur la côte septentrionale et méridionale de la péninsule (Jetté & Richard, 1992; Marcoux & Richard, 1995), et a été attribué à l'instauration de conditions climatiques plus froides à la suite de l'optimum climatique du milieu de l'Holocène. Ce refroidissement climatique aurait son origine dès 4500 BP étal. (Pagé, 1999). Il correspond à la reprise de l'activité périglaciaire en milieu alpin gaspésien depuis 1300 BP étal. (Payette & Boudreau, 1984). Dans les deux cas, l'ouverture du milieu provoquée par les conditions climatiques moins clémentes aurait été accélérée par l'action des feux plus fréquents depuis 3000 ans au Petit lac Bouchard et depuis 1000 ans au lac du Triangle (Fig. 4.8 et 4.9).

Ce changement dans la tendance climatique a également été enregistré en Nouvelle-Écosse (Jetté & Mott, 1989) et à l'Île du Prince-Édouard (Anderson, 1980) où il se manifeste également par une recrudescence de l'épinette noire depuis respectivement 3060 BP étal. (2920 BP conv.) et 3200 BP étal. (3000 BP conv.). Il a aussi été enregistré au Labrador où il provoque une régression de la pessière depuis 4400 BP étal. (4000 BP conv.; De Vernal, 1983), et un abaissement de la limite altitudinale des arbres depuis 3200 BP étal. (3000 BP conv.; Lamb, 1985). Ce refroidissement climatique serait également responsable d'une ouverture graduelle de la toundra au Nouveau-Québec depuis 1375 BP étal. (1500 BP conv.; Richard *et al.*, 1989).

Les manifestations locales des conditions climatiques régionales ont permis à la végétation de réagir à des rythmes différents, notamment en raison des conditions physiographiques variées qui caractérisent la Gaspésie. Toutefois, une part du décalage temporel entre les sites peut être attribuable aux imprécisions des chronologies respectives.

5.2 Histoire postglaciaire des feux en Gaspésie et au Québec

L'analyse anthracologique des profils sédimentaires du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard a permis de réaliser des reconstitutions détaillées de l'histoire postglaciaire des feux pour l'est du Québec. Les résultats montrent un régime holocène des feux plus variable à l'est qu'au centre de la péninsule gaspésienne, malgré des tendances générales similaires (Fig. 4.8 et 4.9).

Dans les deux cas, c'est au cours de la période tardiglaciaire et de l'Holocène inférieur (avant 8000 BP égal.) que l'occurrence des feux a été la plus faible soit durant la phase non-arboréenne et presque toute la phase d'afforestation (zone pollinique 1 et 2; Fig. 4.8 et 4.9). Le moins grand nombre de feux, ainsi que les plus longs intervalles entre les feux, ont été enregistrés au cours de la période caractérisée par la toundra herbacée et arbustive avec des intervalles de plus de 400 ans (Fig. 4.8 et 4.9). Il est reconnu que, dans la toundra herbacée et arbustive actuelle au nord du Québec, les feux sont nettement moins fréquents et brûlent de moins grandes superficies qu'en forêt boréale fermée située plus au sud (Payette *et al.*, 1989, Payette, 1992). Cette faible fréquence des feux au début de la colonisation végétale est principalement attribuable au peu de combustible disponible, en raison de la très faible abondance des plantes et de la discontinuité du couvert végétal plutôt qu'à des conditions climatiques plus humides et à la faible occurrence des saisons estivales sèches. Les feux identifiés pour cette période correspondent à de faibles valeurs d'abondance de microcharbons (Fig. 4.8 et 4.9). Il s'agit donc probablement de petits feux, qui n'ont produit que de faibles quantités de charbon et qui n'ont, par conséquent, pas entraîné de changement notable dans la composition végétale.

Au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard, la fréquence des feux augmente graduellement du début de la colonisation végétale (zone pollinique 1 et 2) à la phase forestière (zone 3a) (Fig. 4.8 et 4.9). Dans les deux cas, la fréquence des feux demeure relativement faible durant la phase d'afforestation (zone 2), alors que le bruit de fond est nettement plus élevé (Fig. 4.8 et 4.9). Cette plus grande abondance de charbons régionaux est attribuée à une plus grande production de charbon causée par des feux plus extensifs et plus sévères, qui se sont produits entre 9700 et 9000 BP égal. au lac du Triangle et entre 9665 et 7650 au Petit

lac Bouchard, période durant laquelle la végétation régionale est dominée par l'aulne crispé (Diag. 4.1 et 4.5). L'enregistrement des charbons a pu aussi être facilité par le couvert végétal relativement ouvert de la toundra forestière de l'époque, qui devait moins filtrer les apports éoliens de charbons vers les lacs, contribuant ainsi à augmenter les valeurs du bruit de fond. Comme il a été mentionné précédemment, les feux plus sévères et extensifs en conjonction avec des conditions climatiques froides auraient participé à l'expansion de l'aulne crispé et au maintien d'un milieu ouvert jusque vers 9000 BP étal. au lac du Triangle et 7600 BP étal. au Petit lac Bouchard.

Aux deux sites, la fréquence des feux est élevée à l'Holocène moyen soit après le début de la phase forestière (zone 3b), entre 7500 et 5000 BP étal. au Petit lac Bouchard, et entre 7000 et 3500 BP étal. au lac du Triangle (Fig. 4.8 et 4.9). Les feux ont été plus fréquents à l'est avec près de 12 événements par millénaire, alors qu'au centre, le nombre maximal de feux par millénaire est de dix. L'intervalle moyen entre les feux est ainsi de 82 ans au Petit lac Bouchard et de 100 ans au lac du Triangle (Fig. 4.8 et 4.9). En Abitibi, durant la même période, la fréquence des feux est nettement plus faible avec quatre feux par millénaire et un intervalle moyen de 260 ans entre chaque événement (Carcaillet *et al.*, 1999). Ceci indique que la fréquence des feux aurait été plus importante à l'est du Québec durant l'Holocène moyen.

Malgré la plus grande fréquence des feux, la présence des microcharbons dans les sédiments est nettement moins élevée que durant l'afforestation, où les feux sont moins fréquents, particulièrement dans le cas du Petit lac Bouchard (Fig. 4.8 et 4.9). Ceci suggère que même s'ils étaient plus abondants, les feux devaient brûler de moins grandes superficies et être moins sévères. La plus grande fréquence des feux enregistrée aux deux sites permet de suggérer un climat plus sec et orageux au cours de l'Holocène moyen.

Les changements dans le couvert végétal dus à la plus grande fréquence des feux ne sont pas majeurs. Dans les deux régions, les feux n'ont pas été suffisamment rapprochés pour empêcher ou retarder l'établissement du sapin baumier, une espèce très peu tolérante au feu (Heinselman, 1981). Par contre, ils auraient été suffisamment fréquents pour réduire l'abondance de celle-ci et entraîner la raréfaction d'une autre, très peu tolérante au feu. Il

s'agit de l'if du Canada (*Taxus canadensis*), présent après le début de phase forestière, principalement au Petit lac Bouchard (Fig. 4.8 et 4.9). Le feu a pu également favoriser l'expansion d'une espèce tolérante au feu comme le pin blanc, à l'est de la péninsule.

Au lac du Triangle, la fréquence élevée des feux entre 7500 et 3500 BP étal. a pu entraîner une ouverture du couvert forestier. C'est du moins ce que semblent indiquer l'abondance réduite du bouleau blanc et de l'épinette noire principalement, et une plus grande représentation du pollen des plantes régionales relatif aux apports lointains (*Pinus strobus*, *Quercus*, etc.) entre 6000 et 4000 BP étal. (Fig. 4.8). La plus grande fréquence des feux a pu aussi favoriser l'expansion du peuplier faux-tremble. Mais celle-ci n'est pas reflétée dans le diagramme (Diag. 4.1). Il s'agit toutefois d'un arbre très sous-représenté par son pollen (Richard, 1977). De nos jours, il est très abondant sur les collines environnantes au lac, où il constitue des peuplements denses; pourtant, son pollen est pratiquement absent des spectres de surface. Dans ces conditions, il est probable qu'il ait été très abondant à l'Holocène moyen sans que le diagramme n'ait enregistré sa présence.

Pour le reste de l'Holocène moyen, l'occurrence des feux diminuera à nouveau aux deux sites, soit entre 5000 et 3000 BP étal. au Petit lac Bouchard et 3500 et 1000 BP étal. au lac du Triangle (Fig. 4.8 et 4.9). Le changement dans le régime des feux se produit plus tôt et est plus marqué à l'est qu'au centre de la péninsule gaspésienne. Au lac du Triangle, la moins grande occurrence des feux aurait permis une légère expansion du sapin baumier (Fig. 4.9).

L'Holocène supérieur est caractérisé par une augmentation de la fréquence des feux depuis 3000 ans au Petit lac Bouchard et depuis 1000 ans au lac du Triangle, alors que les intervalles moyens entre les feux diminuent respectivement à près de 107 et 88 ans. À l'ouest du Québec méridional, le lac Francis en Abitibi enregistre également une augmentation significative de la fréquence des feux depuis 2200 ans (Carcaillet *et al.*, 1999). La fréquence est alors de 11 feux par millénaire, et l'intervalle moyen entre les feux passe de 260 ans à 85 ans, ce qui se rapproche grandement des résultats pour les deux sites gaspésiens .

Au Québec nordique, le feu serait responsable de la déforestation progressive des îles du lac à l'Eau Claire depuis environ 2350 ans (Millet & Payette, 1987). Le feu est également mis en cause dans la déforestation, depuis 3000 ans, des sommets montagneux dans la région de Charlevoix (Bussièrès *et al.*, 1996). Cette correspondance du régime des feux récent entre les différentes régions étudiées du Québec suggère un contrôle climatique pour l'ensemble de la province à l'Holocène supérieur. Les résultats comparés permettent de proposer une plus grande fréquence des étés secs. Toutefois, les éclairs constituent le principal mode d'ignition des feux de forêt naturels (Rowe, 1973, Rowe & Scotter, 1983; Heinselman, 1981; Johnson, 1990). Cette correspondance peut aussi suggérer une plus grande fréquence des étés orageux au cours des derniers millénaires tel que proposé par Carcaillet & Richard (2000).

Partout en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent, la végétation est caractérisée par une augmentation de l'abondance de l'épinette noire, du sapin baumier, des arbustes et des herbes, de même que par une régression des essences thermophiles à l'Holocène supérieur. Ces changements de la composition floristique étaient jusqu'à maintenant principalement attribués à une diminution des températures et à l'entourbement des berges des lacs étudiés. L'hypothèse d'un refroidissement du climat a notamment été confirmée par une reprise de l'activité périglaciaire dans les hauts sommets de la Gaspésie (Payette & Boudreau, 1984). Les reconstitutions détaillées de l'histoire des feux au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard démontrent que cette perturbation naturelle aurait également contribué, du moins en partie, à la plus grande abondance des conifères et à l'ouverture du milieu depuis les derniers millénaires.

Le lac du Triangle est caractérisé par une hausse de son niveau d'eau depuis environ 3200 ans (Fig. 5.2). Il a été démontré que l'élévation du niveau d'eau aurait été suffisamment importante pour entraîner la remise en suspension de matériels littoraux (pollen, macrorestes végétaux) et leur redépôt au centre du lac. Il est donc possible qu'une quantité non négligeable des charbons déposés au centre du lac depuis les trois derniers millénaires soit constituée de charbons redéposés provenant de la bordure du lac. Ce phénomène pourrait compromettre la reconstitution de la fréquence des feux pour l'Holocène supérieur au centre de la péninsule.

Toutefois, l'approche statistique utilisée dans le cadre de ce mémoire permet de réduire les effets négatifs d'un tel processus sur le calcul des événements de feux, en séparant le signal des feux locaux (à l'intérieur du bassin versant) du "bruit de fond" (Long *et al.*, 1997). Le bruit de fond est constitué de trois composantes qui sont: 1) le taux de production de charbon, 2) les charbons provenant des feux régionaux, c'est-à-dire produits à l'extérieur du bassin versant, et finalement 3) les charbons piégés dans le bassin-versant et la zone littorale des lacs durant plusieurs années, avant d'être déposés au centre du lac. Ces derniers représentent des charbons dits secondaires (Whitlock & Millspaugh, 1996), puisqu'ils sont déposés après l'avènement du feu. Le redépôt de charbon n'aurait pas mené à une mauvaise reconstitution de la fréquence des feux pour l'Holocène supérieur au lac du Triangle. Dans ce cas, le bruit de fond plus élevé des 3000 dernières années résulterait en partie du redépôt de charbons littoraux au centre du lac. Par contre, le bruit de fond au Petit lac Bouchard est lui aussi plus élevé (Fig. 4.7). Les données paléoécologiques n'ont fait ressortir aucun indice d'élévation du niveau d'eau ni de redépôt de sédiments. Dans ces conditions, le bruit de fond plus élevé pourrait suggérer une plus grande production de charbon, due à des feux plus extensifs et plus sévères.

La différence dans l'amplitude des changements du régime des feux peut être expliquée par des conditions climatiques locales distinctes. En effet, les données météorologiques actuelles nous montrent que le centre de la péninsule est plus humide et plus frais que sur la côte (Proulx *et al.*, 1987). Ainsi, des modifications dans les températures et l'évapotranspiration auraient eu des effets directs plus marqués sur le régime des feux dans l'est et plus modérés au centre de la péninsule.

5.3 Paléohydrologie de la Gaspésie

L'étude des profils sédimentaires prélevés au centre du lac et l'utilisation de plusieurs indicateurs stratigraphiques et paléobotaniques ont permis d'identifier des fluctuations du niveau d'eau au lac du Triangle et au Petit lac Bouchard au cours de la période postglaciaire. Pour le lac du Triangle, les indices ont été fournis tant par la nature des sédiments que par les variations dans la composition de la flore aquatique traduite par le

pollen et les macrorestes. Par contre, pour le Petit lac Bouchard, les indices ont principalement été livrés par les indicateurs paléobotaniques de la flore aquatique.

Lavoie (1998) souligne qu'il est difficile de déterminer avec précision le moment exact du début d'un abaissement ou d'une hausse du niveau d'eau. Cette observation est d'autant plus vraie en ce qui nous concerne, puisque les reconstitutions reposent sur l'étude d'un seul profil central pour chacun des lacs. Pour cette même raison, l'amplitude des variations du niveau n'a pu être établie. Les reconstitutions sont donc uniquement qualitatives.

Au lac du Triangle, deux périodes de haut niveau et deux périodes de bas niveau ont été identifiées (Fig. 5.2). Le niveau aurait été bas de 11 170 à 10 175 BP écal et de 6565 à 4000 BP écal. Il aurait été plus élevé entre 10 175 et 6565 BP écal. et depuis 4000 ans. Au Petit lac Bouchard, les données paléobotaniques ont permis de proposer deux périodes de bas niveau, et une période de haut niveau d'eau (Fig. 5.2). Le niveau initial du lac aurait été bas de 11 130 à 6750 BP écal. Il aurait été élevé de 6750 à 5600 BP écal. Par la suite, le niveau d'eau se serait abaissé vers 5600 BP écal. et serait demeuré bas jusqu'à nos jours, permettant ainsi le développement d'une flore aquatique diversifiée.

La reconstitution paléohydrique des deux sites suggère des variations du niveau d'eau qui auraient été de très faible amplitude, soit inférieures à 1 m, ce qui est fort probable dans une région caractérisée par un climat régional relativement humide comme la Gaspésie. Dans le cas du lac du Triangle, ces petites variations ont pu être enregistrées en induisant des changements dans la sédimentation des carbonates, très abondants dans les eaux du lac. Mais en raison de la faible résolution des analyses sporopolliniques et macrofossiles, les indices de petites fluctuations du niveau d'eau n'ont pu être confirmés par des indices paléobotaniques.

L'asynchronisme des changements du niveau d'eau entre le lac du Triangle et le Petit lac Bouchard ne permet pas de conclure à un signal climatique sur le plan hydrique au cours de l'Holocène en Gaspésie (Fig. 5.2). Trois raisons principales peuvent expliquer les contrastes observés entre ces deux lacs: 1) une histoire paléohydrique distincte, 2) une réponse différente des lacs aux fluctuations du niveau d'eau, ou 3) une approche méthodologique inadéquate pour la détection de fluctuations du niveau d'eau au Petit lac

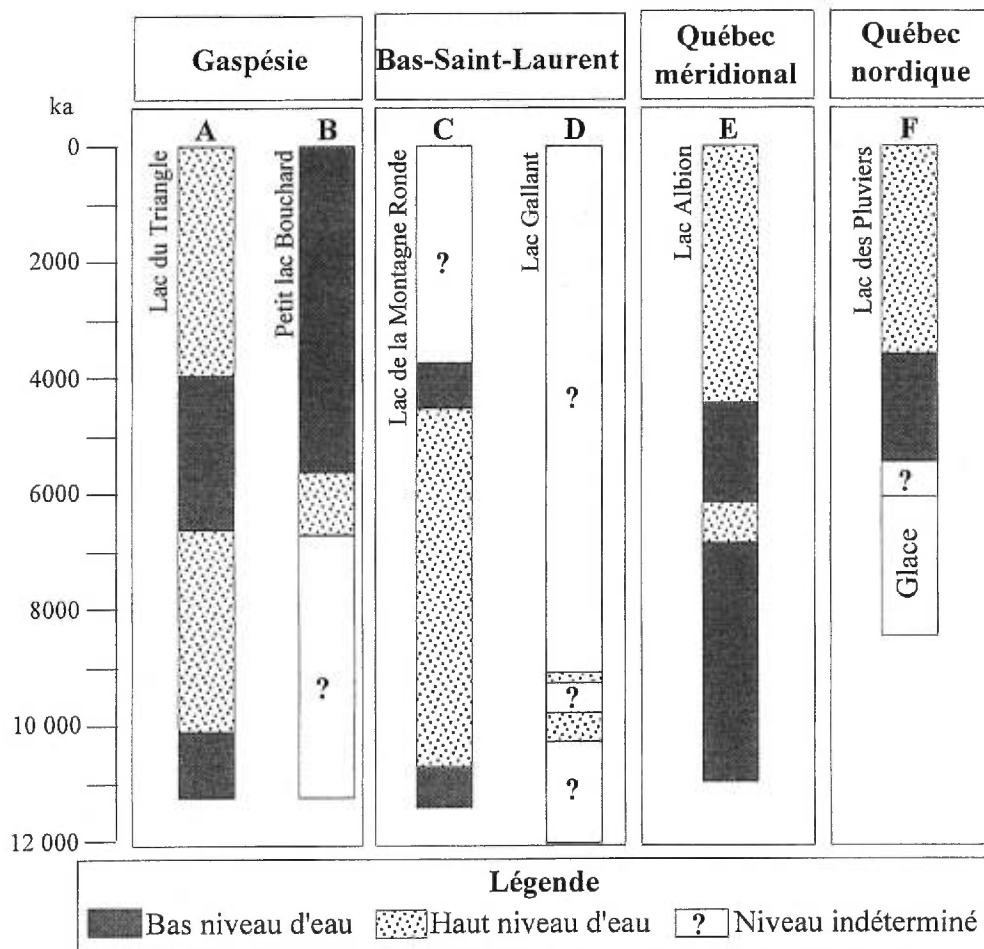


Figure 5.2. Chronologie des niveaux lacustres identifiés pour la période postglaciaire des lacs étudiés au Québec: (A) lac du Triangle et (B) Petit lac Bouchard (cette étude); (C) Lac de la Montagne Ronde et (D) lac Gallant (Richard & Larouche, 1994); lac Albion (Lavoie & Richard, 2000); lac des Pluviers (Payette & Fillion, 1993). La chronologie est donnée en années BP étalonnées.

Bouchard. Bien que les lacs peuvent différer grandement dans leur sensibilité aux changements du bilan hydrique et dans leur capacité à enregistrer ces changements (Harrison & Digerfeldt, 1993), les données obtenues ne nous permettent pas d'attribuer cet asynchronisme uniquement à ce facteur ou à l'hypothèse d'une histoire paléohydrique différente. Par contre, les résultats obtenus pour le Petit lac Bouchard font ressortir certaines limites de la démarche utilisée.

En effet, les interprétations des fluctuations du niveau d'eau au Petit lac Bouchard reposent uniquement sur des indices paléobotaniques des plantes aquatiques. L'absence d'indicateur stratigraphique au Petit lac Bouchard invite à la prudence quant aux interprétations de haut et bas niveau d'eau au cours de l'Holocène pour ce site. Le cas du Petit lac Bouchard illustre bien les difficultés rencontrées dans la reconstitution des fluctuations du niveau d'eau à partir d'un seul profil prélevé au centre du lac, principalement quand la stratigraphie des sédiments est relativement uniforme. Seule l'étude d'une carotte latérale ou d'une série de carottes sédimentaires disposées le long d'un transect, tel que recommandé par Digerfeldt (1986), permettrait d'établir avec une plus grande certitude les changements du niveau d'eau pour le Petit lac Bouchard. Dans ces conditions, une comparaison avec les autres études réalisées pour le Québec ne sera faite qu'avec les résultats obtenus au lac du Triangle pour lequel les interprétations reposent sur des indices sédimentologiques et paléobotaniques.

Le niveau plus élevé entre 10 175 et 6565 BP *étal.* suggère des conditions climatiques plus humides. Par contre, durant cette période en Estrie, le lac Albion est caractérisé par un bas niveau d'eau de 11 000 à 6900 BP *étal.* (Lavoie & Richard, 2000). Cet asynchronisme ne permet pas donc de faire ressortir un contrôle climatique uniforme pour le sud du Québec durant le tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

Le niveau du lac du Triangle s'est abaissé entre 6665 et 4000 BP *étal.*. Un abaissement du niveau d'eau a également été établi pour le lac Albion entre 6100 et 4400 BP *étal.* (Lavoie & Richard, 2000), de même qu'au lac des Pluviers au Québec nordique, plus précisément entre 5400 et 3500 BP *étal.* (Payette & Fillion, 1993) (Fig. 5.2). De plus, les résultats obtenus pour le sud de l'Ontario indiquent un bas niveau d'eau entre 7000 et 4000 BP *étal.*

(Yu & McAndrews, 1994; Yu *et al.*, 1997). Cette correspondance relative entre les quatre régions suggère un assèchement du climat au cours de l'Holocène moyen pour l'ensemble du Québec. Par contre, les résultats de Richard & Larouche (1994) indiquent un niveau lacustre élevé entre 10 700 et 4400 BP étal. (9500-4000 BP conv.) au lac de la Montagne Ronde, dans la région de Rimouski. Mais dans ce cas, les interprétations ne reposent que sur des indices paléobotaniques (pollen et macrorestes) d'un seul profil central. Les reconstitutions de Richard & Larouche (1994) pour Rimouski doivent donc être considérées avec réserve.

L'hypothèse d'un climat plus sec à l'Holocène moyen est appuyée par la plus grande fréquence des feux enregistrée au lac du Triangle entre 7500 et 3500BP étal., et au Petit lac Bouchard entre 7000 et 5000 BP étal. (Fig. 4.8 et 4.9). L'Holocène moyen correspond également à ce qui a été attribué à un optimum climatique, en raison de l'expansion des taxons thermophiles dans les régions côtières de la péninsule. Ceci permet de proposer que le Québec aurait été sous l'influence d'un climat estival plus chaud et plus sec, approximativement entre 7000 et 4000 BP étal..

L'Holocène supérieur est caractérisé par une tendance à la hausse des niveaux d'eau depuis 4000 ans au lac du Triangle, depuis 4500 ans au lac Albion au Québec méridional (Lavoie & Richard, 2000) et depuis 3600 ans au lac des Pluviers dans le Québec subarctique (Payette & Fillion, 1993). Ce synchronisme semble indiquer un retour à des conditions climatiques plus humides sur l'ensemble du Québec à l'Holocène supérieur. Mais ces reconstitutions paléohydriques contrastent avec la hausse de la fréquence des feux observée à l'Holocène supérieur (depuis 2000 à 3000 ans) au lac du Triangle, au Petit lac Bouchard ainsi que dans la région de l'Abitibi (Carcaillet *et al.*, 1999), dans la région de Charlevoix (Bussière *et al.*, 1996) et au Québec nordique (Payette & Gagnon, 1985; Millet & Payette, 1987). Cette plus grande fréquence des feux généralisée suggère un climat estival plus sec ou plus orageux.

Au Québec nordique, il a été démontré que ce sont les hivers plus neigeux qui sont responsables de la hausse des niveaux d'eau (Bégin & Payette 1988; Payette & Delwaide; 1991), de même qu'en Abitibi (Tardif & Bergeron, 1997). La saison des feux s'étend de la

fin du printemps au début de l'automne (Johnson, 1992). La fréquence des feux est en fonction de la fréquence inter-annuelle des périodes de sécheresses printanières et estivales. Une plus grande fréquence des feux permet donc de suggérer des conditions climatiques estivales plus sèches. Dans ces conditions, une hausse généralisée des niveaux d'eau suggérerait des hivers caractérisés par un climat plus humide, causant un enneigement plus important, alors qu'une augmentation de la fréquence des feux serait causée par une plus grande occurrence des périodes de sécheresse au cours des saisons printanières et estivales (Carcaillet et Richard, 2000). Il est également possible que la plus grande fréquence des feux ait, dans tous les cas, entraîné une diminution de l'évapotranspiration en raison du déboisement. Même si l'effet peut être négligeable dans certains cas, cette hypothèse n'est pas à négliger.

Ces changements à l'Holocène supérieur, relatifs aux conditions d'humidité du climat (conditions traduites par la correspondance dans l'histoire des feux et de la paléohydrologie), semblent généralisés à l'ensemble de la province québécoise. Ces nouvelles observations viennent s'ajouter aux autres indices de le refroidissement climatique que connaît le Québec depuis 4000 BP *étal.* (Payette & Boudreau, 1984; Richard *et al.*, 1989; Payette & Morneau., 1993).

Notre étude permet de préciser les résultats préliminaires obtenus pour le lac du Triangle (Asnong & Richard, 1998). Ces reconstitutions paléohydriques couvrant toute la période postglaciaire sont les premières réalisées pour l'est du Québec. Elles méritent d'être précisées par l'étude d'autres lacs gaspésiens. D'ailleurs, d'autres reconstitutions des changements des niveaux d'eau sont actuellement en cours, notamment au lac Dolbeau en Gaspésie (Richard, 1998) et au lac Hertel au sud-ouest du Québec méridional (Muller & Richard, en cours).

5.4 Apports méthodologiques: Reconstitution de l'histoire des feux

Une comparaison des résultats de l'analyse anthracologique du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard avec celles déjà réalisées en Gaspésie (Richard & Labelle, 1989; Marcoux & Richard, 1994) et au Bas-Saint-Laurent (Richard *et al.*, 1992; Richard & Larouche, 1994) démontre bien l'avantage des analyses à haute résolution. Les interprétations portant sur

les effets à long terme des feux sur la végétation, basées sur une analyse à faible résolution, sont très limitées.

Les études antérieures réalisées en Gaspésie n'ont permis qu'une estimation très générale et approximative de l'incidence des feux au cours de la période postglaciaire, en raison d'une analyse à faible résolution (5 à 10 cm) (Richard & Labelle, 1989; Marcoux & Richard, 1995). L'analyse à relativement haute résolution (1 cm) des microcharbons réalisée aux deux sites a permis d'établir que la dominance de l'aulne crispé au cours de la période d'afforestation à l'Holocène inférieur n'était pas causée par une plus grande fréquence des feux, mais probablement par des feux plus extensifs et plus sévères. Marcoux (1993) a émis l'hypothèse d'une plus grande fréquence des feux à l'Holocène supérieur en se basant sur des valeurs plus élevées de concentrations de microcharbons à la surface des profils des lacs Euloge et J'Arrive. Les résultats du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard ont non seulement permis de confirmer cette hypothèse, mais également d'y apporter quelques précisions en déterminant plus exactement la fréquence, les intervalles moyens entre les feux et la période du changement de la fréquence pour chacun de nos deux sites. Ainsi, l'analyse anthracologique à haute résolution s'est révélée comme étant une approche nettement plus appropriée pour la reconstitution de l'histoire des feux et de leurs effets à long terme sur la végétation en Gaspésie.

L'étude du Petit lac Bouchard et du lac du Triangle a pu démontrer qu'une analyse à haute résolution pour la reconstitution détaillée de l'histoire postglaciaire des feux peut être effectuée sur des sédiments massifs ne présentant pas de laminations ou de varves. Ceci vient contredire Swain (1973) et Clark (1988), qui soutiennent que seuls les sédiments varvés présentent les caractéristiques adéquates pour permettre une reconstitution fiable à partir d'une haute résolution d'analyse. Même si les stratigraphies sédimentaires de Bouchard ne présentent pas de varves ni de laminations, le choix de ce site est justifié par la présence de maximums bien distincts de concentrations des charbons de bois microscopiques tout le long du profil qui traduisent la faible importance de la bioturbation ou du redépôt des sédiments. Cela fut également démontré par Larsen & MacDonald, (1998a) et Tinner *et al.* (1998), qui ont réalisé une reconstitution détaillée de l'histoire des

feux sur près de 600 ans en effectuant une analyse anthracologique à haute résolution sur des sédiments lacustres massifs (gyttja).

Il est possible que plusieurs événements de feux n'aient pu être identifiés en raison des quelques mesures manquantes à certains niveaux des profils, principalement dans le cas du lac du Triangle, où cela représente environ 10% de la carotte. Pour ce site, l'analyse d'un profil de surface (KB) serait sans doute utile afin de préciser d'avantage l'histoire des feux des 200 dernières années. Malgré les quelques niveaux manquants, la reconstitution de l'histoire postglaciaire des feux est suffisamment détaillée pour permettre des interprétations précises quant aux relations entre les changements du régime des feux, de la végétation et du climat au cours de l'Holocène.

Le pas d'échantillonnage à tous les centimètres utilisé pour l'analyse anthracologique fut déterminé avant l'obtention des datations aux radiocarbone et ainsi avant la détermination de la chronologie des sédiments. Pour le Petit lac Bouchard, le temps de dépôt des sédiments change de façon significative tout au long du profil (Fig. 4.4). La résolution des échantillons d'un (1) cm varie de 10 à 75 ans. Clark (1988) indique que des échantillons qui couvrent une période de 30 à 50 ans sont susceptibles de permettre l'identification de la plupart des feux. Par contre, des échantillons dont la résolution est supérieure à 50 ans peuvent contenir les informations de plusieurs feux. Toutefois, cela ne devrait pas poser de problème majeur dans le cas du Petit lac Bouchard, en affectant la reconstitution détaillée de la fréquence des feux. Premièrement, les échantillons qui couvrent plus de 50 ans se trouvent tous à la base du profil, là où les assemblages polliniques traduisent une toundra arbustive (zone 1) et un début d'afforestation (zone 2a; Diag. 4.5). Actuellement, dans les régions au nord du Québec présentant des formations végétales correspondantes, les intervalles entre les feux sont généralement supérieurs à 100 ans, voire même 300 ans (Heinselman, 1981; Millet & Payette, 1987). Deuxièmement, il y a une similitude entre la fréquence des feux du Petit lac Bouchard et du lac du Triangle durant les zones d'assemblage pollinique de 1 à 3a, alors que la représentation temporelle des échantillons est plus constante et plus précise, ne dépassant pas 35 ans. Nous recommandons malgré tout d'établir le pas d'échantillonnage (et d'analyse) seulement une fois la chronologie des

sédiments déterminée, afin de réduire les risques d'erreurs dans la reconstitution des intervalles de feux et de préserver l'uniformité des résultats.

Les reconstitutions détaillées de l'histoire des feux du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard sont les premières pour le nord-est de l'Amérique couvrant toute la période postglaciaire. Elles démontrent leur utilité pour une meilleure compréhension de la dynamique des populations végétales et une meilleure description des conditions climatiques qui ont prévalu au cours de l'Holocène. Ces premiers résultats montrent l'intérêt d'autres reconstitutions de ce genre pour mieux comprendre le rôle du feu durant l'Holocène en Amérique du Nord.

CONCLUSION

L'étude paléoécologique du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard a permis de repousser nos connaissances jusqu'au centre et jusqu'à l'est de la Gaspésie et de préciser le patron de la colonisation végétale postglaciaire pour l'ensemble de la péninsule. L'analyse pollinique a révélé que la manifestation de la zone d'aulne crispé au cours de la phase d'afforestation s'étend à l'ensemble de la Gaspésie, et qu'elle est nettement mieux exprimée en périphérie de la péninsule. Les résultats indiquent également que le centre de la péninsule n'a pas connu la migration de taxons thermophiles, et que seules les essences arborescentes caractéristiques de la forêt boréale ont colonisé la région. Le début tardif de la colonisation végétale au Petit lac Bouchard à l'est de la péninsule et le métachronisme des étapes de la colonisation entre les régions mettent en évidence le rôle de la physiographie de la Gaspésie dans l'évolution postglaciaire de la végétation. Notre étude montre également le besoin de nouvelles données en ce qui concerne la chronologie de la déglaciation pour l'est de la péninsule.

Ce mémoire livre les deux premières reconstitutions détaillées de l'histoire des feux pour l'ensemble de la période postglaciaire au Québec, grâce à des analyses à relativement haute résolution des charbons de bois microscopiques des sédiments lacustres. Les résultats révèlent, entre autres, une plus grande variabilité à long terme du régime des feux au site situé en région côtière par rapport à celui situé au cœur de la péninsule. De plus, ils confirment une augmentation de la fréquence des feux à l'Holocène supérieur, déjà observée ailleurs au Québec, traduisant sans doute un contrôle climatique à l'échelle de la province. En raison du manque d'étude à très long terme, les liens entre la nature, l'étendue, le type de feu et la végétation du passé demeurent encore difficiles à établir, de même que les effets à long terme des feux naturels dans le développement des peuplements végétaux. Il serait intéressant d'effectuer d'autres reconstitutions de l'histoire postglaciaire des feux à partir d'analyses anthracologiques à haute résolution ailleurs en Amérique du Nord afin de les comparer avec nos résultats.

Grâce aux analyses polliniques, macrofossiles et sédimentologiques, des fluctuations des niveaux lacustres ont pu être retracées. Toutefois, l'étude du lac du Triangle et du Petit lac Bouchard n'a pas permis d'établir un schéma paléohydrique régional holocène pour la

Gaspésie. La comparaison des fluctuations du niveau d'eau enregistrées au lac du Triangle avec celles des autres sites québécois suggère un contrôle climatique sur l'ensemble de la province au cours de l'Holocène moyen et supérieur. Cependant, les différences dans les méthodes utilisées invitent à la prudence pour ce qui est des corrélations avec d'autres études. Les connaissances portant sur les fluctuations des niveaux lacustres sont encore très fragmentaires. La réalisation de nouvelles reconstitutions paléohydrologiques est essentielle pour établir le patron paléohydrologique postglaciaire pour l'ensemble du Québec. L'étude d'autres lacs en Gaspésie et ailleurs au Québec permettrait de préciser nos résultats ou d'apporter de nouvelles perspectives de recherche.

Sur le plan méthodologique, les résultats du lac du Triangle montrent la possibilité de reconstituer des fluctuations des niveaux lacustres à partir d'indices provenant d'un seul profil sédimentaire prélevé dans la partie centrale d'un lac. Par contre, ceux du Petit lac Bouchard illustrent bien les limites de cette approche. Les résultats obtenus pour ce site permettent de conclure, que dans le cas d'un profil présentant des sédiments relativement homogènes, l'analyse de plus d'un profil sédimentaire, dont plusieurs prélevés en position latérale, s'avère nécessaire afin d'établir avec plus de précision les changements du niveau d'eau. Notre étude a aussi clairement mis en évidence la possibilité de reconstituer la fréquence des feux en réalisant des analyses anthracologiques à haute résolution sur des sédiments lacustres massifs.

Finalement, ce mémoire montre bien que les reconstitutions de l'histoire des feux et des fluctuations des niveaux lacustres combinées aux études paléophytogéographiques présentent de nouvelles perspectives dans l'étude de l'évolution des paléoenvironnements gaspésiens. Malgré tout le potentiel qu'offrent les études paléoanthracologique et paléohydrologique, elles demeurent encore peu abondantes pour l'ensemble de l'Amérique du Nord parce qu'elles sont dispendieuses en matériel et en temps d'analyse.

BIBLIOGRAPHIE

- Aaby, B. & Berglund, B.E. (1986). Characterization of peat and lake deposits. *in Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Ed. by B.E. Berglund. John Wiley & Sons Ltd.: 231-246.
- Abbott, M.A., Finney, B.P., Edwards, M.E. & Kelts, K.R. (2000). Lake-level Reconstructions and Paleohydrology of Birch Lake, Central Alaska, Based on Seismic Reflection Profiles and Core Transects. *Quaternary Research*, vol. **53**: 154-166.
- Allard, M. & Tremblay, G. (1981). Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **35**, n° 1: 105-125.
- Allison, T.D., Moeller R.E. & Davis, M.B. (1986). Pollen in laminated sediments provides evidence for a mid-Holocene forest pathogen outbreak. *Ecology*, vol. **64**: 1977-1986.
- Almquist-Jacobson, H. & Sanger, D. (1995). Holocene climate and vegetation in Milford drainage basin, Maine, U.S.A., and their implications for human history. *Vegetational History & Archaeobotany*, vol. **4**: 211-222.
- Anderson, T.W. (1980). Holocene vegetation and climatic history of Prince Edward Island, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. **17**: 1152-1165.
- Anmann, B & Lotter, A.F. (1989). Late-Glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, vol. **18**: 109-126.
- Asnong, H. & Richard, P.J.H. (1998). Postglacial sedimentation and water-level changes in lac du Triangle, central Gaspé peninsula, Québec. The Geological Society of America, 33rd Annual Meeting, Northeastern Section, v. 30.
- Bail, P. (1983). *Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pleistocènes en Gaspésie sud-orientale*. Université McGill, Thèse de Doctorat. 148 p.
- Balco, G., Belfnap, D.F. & Kelley, J.T. (1998). Glacioisostasy and lake-level change at Moosehead Lake, Maine. *Quaternary Research*, vol. **49**: 157-170.
- Bégin, Y. & Payette, S. (1988). Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, vol. **30**: 210-220.
- Bélanger, J., Desjardins, M. & Frenette, Y. (1981). *Histoire de la Gaspésie*. Les Éditions du Boréal Express, Montréal. 797 p.
- Benninghoff, W.S. (1962). Calculation of pollen and spores density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen & Spores*, vol. **6**: 332-333.

- Bergeron, Y. (1998). Les conséquences des changements climatiques sur la fréquence des feux et la composition forestière au sud-est de la forêt boréale québécoise. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **52**, n° 2: 167-173.
- Bergeron, Y. & Dansereau, P.-R. (1993). Predicting the composition of Canadian southern boreal forest in different fire cycles. *Journal of Vegetation Science*, vol. **4**: 827-832.
- Bergeron, Y. & Dubuc, M. (1989). Succession in the southern part of the boreal forest. *Vegetatio*, vol. **79**: 51-63.
- Berglund, B.E. (1986). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 869 p.
- Birks, H.H. (1973). Modern macrofossil assemblage in lake sediments in Minnesota. in H.J.B. Birks & R.G. West (ed.). *Quaternary Plant Ecology*, Blackwell Scientific Publication, Oxford: 143-168
- Birks, H.H. (1980). Plant macrofossils in Quaternary lake sediments. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergeh. Limnol.* vol. **15**: 1-60
- Birks, H.J.B. & Birks, H.H. (1980). *Quaternary Palaeoecology*. Edward Arnold Ltd, Londres: 289 p.
- Black, R.A. & Bliss, L.C. (1980). Reproductive ecology of *Picea mariana* (Mill.) BSP., at tree line near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *Ecological Monographs*, vol. **50**: 331-354.
- Bonny, A. (1972). A method for determining absolute pollen frequencies in lake sediments. *New Phytologist*. vol. **71**: 393-405.
- Boudreau, F. & Payette, S. (1981). Les étages de végétation du mont Jacques-Cartier. in: *Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*, Ed. J.T.Gray., AQQUA & CANQUA: Excursion et Colloque en Gaspésie, Québec: 19-47.
- Bushnell, J.H. (1966). Environmental relations of Michigan Ectoprocta, and dynamics of natural population of *Plumatella repens*. *Ecologist Monographer*, vol. **36**: 529-548.
- Bussière, B., Payette, S., & Filion, L. (1996). Déboisement et entourbement des hauts sommets de Charlevoix à l'Holocène supérieur: origine des étages alpin et subalpin. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **50**, n° 3: 257-269.
- Campbell, D. Dithie, H. & Warner, B.G. (1997). Post-glacial development of a kettle-hole peatland in southern Ontario. *Ecoscience.*, vol. **4**: 404-418.
- Calleja, M. (1987). *Alnus crispa* dans l'espace et dans le temps au Québec-Labrador par l'analyse pollinique. Mémoire de maîtrise. Université Paul Valery, Montpellier III, France. 156 p.

Carcaillet, C. & Richard, P.J.H. (2000). Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics*, vol. **16**: 549-559.

Carcaillet, C., Fréchette, B. Richard, P.J.H., Bergeron, Y., Gauthier, S. & Prairie, Y.T. (1999). Fire frequency, vegetation and climate changes since 6800 years in the eastern boreal forest, Abitibi, Quebec. *The Sustainable Forest Management Network Conference Science and Practice : Sustaining the Boreal Forest, Edmonton, Alberta*. February 14-17, 1999: 87-91.

Clark, J.S. (1988a) Effect of climate change on the fire regimes in northwestern Minnesota. *Nature*, vol. **334**, n° 6179: 233-235.

Clark, J.S. (1988b). Charcoal-stratigraphic analysis on petrographic thin sections: recent fire history in northwest Minnesota. *Quaternary Research*, vol. **30**: 67-80.

Clark, J.S. (1988c). Particulate Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling. *Quaternary Research*, vol. **30**: 67-80.

Clark, J.S. (1990). Fire and climate change during the last 750 yr in northwestern Minnesota. *Ecological Monographs*, vol. **60**: 67-80.

Clark, J.S. & Richard, P.J.H. (1996). The Role of Paleofire in Boreal and Other Cool-Coniferous Forests. *In: Fire in Ecosystems of Boreal Eurasia* (Ed. Goldammer, J.G. & Furyaev, V.V.). Academic Publishers: 65-89.

Clark, J.S. & Royall, P.D. (1996). Local and regional sediment charcoal evidence for fire regimes in presettlement north-eastern North America. *Journal of Ecology*, vol. **34**: 365-382.

Clark, R.L. (1982). Point count estimation of charcoal in pollen preparation and thin sections of sediments. *Pollen & Spores*, vol. **24**: 523-535.

Claussen, K.E. (1960). A survey of variation in pollen size within individual plants and catkins of three taxa of *Betula*. *Pollen et Spores*, vol. **2**, n°2: 299-304.

COHMAP Members (1988). Climatic Changes of the last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science*, vol. **241**: 1043-1052.

Comtois, P. & Payette, S. (1984). Représentation pollinique actuelle et subactuelle des peupleraies boréales au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **38**, n° 2: 123-133.

Crisman, T.L., Crisman, U.A.M. & Binford, M.W. (1986). Interpretation of bryozoan microfossils in lacustrine sediment cores. *Hydrobiologia*, vol. **143**: 113-118.

Cwynar, L.C. (1978). Recent history of fire and vegetation from laminated sediment of Greenleaf Lake, Algonquin Park Ontario. *Canadian Journal of Botany*, vol. **56**: 10-21.

- Dansereau, P. (1944). Les érablières de la Gaspésie et les fluctuations du climat. *Bulletin de la Société Géographique de Québec & de Montréal*, N.S., vol. 3, n° 1-2: 1-18.
- Dansereau, R.-P. & Bergeron, Y. (1993). Fire history in the southern boreal forest of northwestern Québec. *Canadian Journal of Forest Research*, vol 23; n° 1: 25-32.
- Davis, M.B. (1981) Mid-Holocene Hemlock Decline: Evidence for a pathogen or insect outbreak. *GeobotanyII*, Ed. by R.C. Romans. Plenum Press. 263 p.
- Davis, M.B., Brubaker, L.B. & Webb III, T. (1973). Calibration of absolute pollen influx. *In: Quaternary Plant Ecology*. Birks, H.J.B. & West, R.G. (ed.): 9-25.
- Davis, M.B., Moeller, R.E. & Ford, J., (1984). Sediment focusing and pollen influx. *in: Lake Sediments and Environmental History*. (Ed. Haworth, E.Y. et Lund, J.W.G.). University of Minnesota Press, Minneapolis: 261-293.
- David, P.P. & Lebuis, J. (1985). Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. *Geological Society of America, Special Paper 197*: 85-109.
- Dean Jr., W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 44, n°1: 242-248.
- Dearing, J.A. (1997). Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. *Journal of paleolimnology*, vol. 18: 1-14.
- Dearing, J.A. & Foster, I.D.L. (1986). Lake sediments and palaeohydrological studies. *In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. (Ed. Berglund, B.E.) John Wiley & Sons, Chichester: 67-89.
- DeBano, L.F., Neary, D.G. & Ffolliott, P.F. (1998). *Fire's Effects on Ecosystems*. John Wiley & Sons, Inc. 333 p.
- De Granpré, L., Gagnon, D. & Bergeron, Y. (1993). Changes in the understory of Canadian southern boreal forest after fire. *Journal of Vegetation Science*, vol. 4: 803-810.
- De Vernal, A. (1983). *Paléoenvironnements du Wisconsinien par la palynologie dans la région de Baie-Saint-Laurent, Ile-du-Cap-Breton*. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal: 97 p.
- De Vernal, A., Larouche, A. & Richard, P.J.H. (1987). Evaluation of palynomorph concentrations: Do the aliquot and the marker-grain methods yield comparable results? *Pollen et Spores*, vol. 39, n° 2-3: 291-304.
- De Vernal, A., Guiot, J. & Turon, J.-L. (1993). Late and postglacial paleoenvironments of the gulf of St. Lawrence: marine and terrestrial palynological evidence. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 47, n° 2: 237-263.

- Digerfeldt, G. (1986). Studies of past lake-level fluctuations. In: *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. (B.E. Berglund (Ed)), John Wiley, Chichester: 127-143.
- Digerfeldt, G. (1988). Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, vol.17: 165-182.
- Digerfeldt, G., de Baulieu, J.-L., Guiot, J. & Mouthon, J. (1997). Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute-Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 136: 231-258.
- Dionne, J.-C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, n° 1-2: 61-81.
- Dyke, A.S. & Prest, V.K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, n° 2: 237-263.
- Engelmark, O., Bradshaw, R. & Bergeron, Y. (1993). Disturbance dynamics in boreal forest. *Journal of Vegetation Science*, vol. 3: 729-832.
- Fægri, K. & Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis*. IVth Edition. Ed. by K. Fægri, P.E. Kaland & K. Krzywinski. John Wiley & Sons Ltd. 328 p.
- Filion, L. (1987). Holocene Development of Parabolic Dunes in the Central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, vol. 28: 196-209.
- FLEURBEC (groupe) (1987). *Plantes sauvages des lacs, rivières et tourbières*. Guide d'identification Fleurbec. Ed. G. Lamoureux. 399 p.
- Fuller, J.L.(1998). Ecological impact of the mid-Holocene Hemlock decline in southern Ontario, Canada. *Ecology*, vol. 79, n° 7: 2337-2351.
- Gagnon, R.-M. (1970). *Climat des Chic-Chocs*. Ministère des Richesses Naturelles, Service de la Météorologie, Québec: 103 p.
- Gaillard, M.-J. & Berglund, B.E. (1988). Land-use history during the last 2700 years in the area of Bjäresjö, southern Sweden. In: *The Cultural Landscape – Past, Present and Future*. (Ed. by Birks, H.H., Birks, H.J.B., Kaland, P.E. & Moe, D.). Cambridge University Press: 409-428.
- Gaillard, M.-J. & Digerfeldt, G. (1991). Palaeohydrological studies and their contribution to palaeoecological and palaeoclimatic reconstructions. in: *The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden - the Ystad Project*. (Berglund, B.E. (ed.)). *Ecological Bulletin*, vol. 41: 275-282.

- Gajewski, K. (1985). Late-Holocene pollen data from lakes with varved sediments in northeastern and northcentral United States.; *IES Report 124*, Center for Climate Research, Institute for Environmental Studies, University of Wisconsin. 159 p.
- Gajewski, K. (1991). Représentation pollinique actuelle à la limite des arbres au Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. **28**: 643-648.
- Gouvernement du Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources. (1987). *Carte minérale de la région du Bas-Saint-Laurent et de la péninsule de Gaspé*.
- Ghaminé, L., DesGranges, J.L., Loranger, S. & Co. (1990). *Les régions biogéographiques du Saint-Laurent*. Lavalin Environnement Inc. pour Environnement Canada et Pêches et Océans, région du Québec: pagination multiple.
- Gilbert, H. & Payette, S. (1982). Écologie des populations d'aulne vert (*Alnus crispa* (Ait.) Pursh) à la limite des forêts, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **36**, n° 1-2: 109-124.
- Good, S.C. & Mullins, H.T. (1998). Lacustrine mollusc assemblages as a Holocene hypsithermal paleoclimatic proxy at the southern margin of Seneca lake, NY. GSA, Northern Section, 33rd Annual Meeting, mars 1998.
- Grant, D.R. (1977). Glacial style ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in Atlantic Provinces, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **31**: 247-260.
- Grandtner, M.M. (1972). Aperçu de la végétation du Bas-Saint-Laurent, de la Gaspésie et des Îles-de-la-Madeleine. *Cahier de géographie du Québec*, vol. **16**, n° 37: 116-121.
- Grandtner, M.M. & Rousseau, C. (1975). Analyse de la flore vasculaire du Parc national Forillon. *Naturaliste canadien*, vol. **102**: 235-264.
- Gray, J.T. & Héту, B. (1987). Delta et flèche littorale à Rivière-la-Madeleine. In: Gray, J.T. & Co., *Processus et paléoenvironnements du Quaternaire dans la péninsule gaspésienne et au Bas-Saint-Laurent*. Guide d'excursion C-4, XII^e Congrès de l'INQUA, Conseil national de recherche du Canada: 50-52.
- Green, D.G. (1981). Time Series and Postglacial Forest Ecology. *Quaternary Research*, vol. **15**: 265-277.
- Green, D.G. (1982) Fire and stability in the postglacial forests of southwest Nova Scotia. *Journal of Biogeography*, vol. **9**: 29-40.
- Grimm, E.C. (1991). TILIA and TILIA-GRAPH. Illinois State Museum, Springfield.
- Guiot, J. & Goeury, Cl. (1999). PPPhalos. Programs for Paleoecology and Paleoclimatology. Version 9905.1. IMEP-CNRS-Marseille (France). Institut Méditerranéenne d'Écologie et de Paléoécologie.

- Guiot, J. Harrison, S.P. & Prentice, I.C. (1993). Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, vol. **40**: 139-149.
- Haas, J.-N. (1994). First identification key for charophyte oospores from central Europe. *Europe Journal of Phycology*, vol. **29**: 227-235.
- Haas, J.-N. (1996). Pollen and plant macrofossil evidence of vegetation change at Wallisellen-Langachermoos (Switzerland) during the Mesolithic-Neolithic transition 8500 to 6500 years ago. *Dissertation Botanicae*, Band 267. Cramer, J. (ed.). 55 p.
- Hann, B.J. (1990). Cladocera. In: *Methods in Quaternary Ecology*. Reprint Series 5. Ed. By B.G. Warner. Geoscience Canada: 81-91.
- Hannon, G. E. et Gaillard, M.-J. (1997). The plant-macrofossil record of past lake-level changes. *Journal of Paleolimnologie*, vol. **18**: 15-28.
- Harrison, S.P. (1989). Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, vol. **3**: 157-167.
- Harrison, S.P. & Digerfeldt, G. (1993). European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Sciences Reviews*, vol. **12**: 233-248.
- Harrison, S.P. & 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*, vol. **39**: 141-150.
- Heinselman, M.L. (1981). Fire and Succession in the Conifer Forests of Northern America. In: *Forest Succession: Concepts and Adaptation*. (Ed. West, D.C., Shugart, H.H. & Botkin, D.B.). Edition Springer-Verlag, New-York: 374-405.
- Héту, B. (1986). *L'influence du contexte géomorphologique Quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale*. Université de Montréal, Thèse de Ph. D. 568 p.
- Héту, B. (1994). Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec. In: Chapdelaine, C. (ed.), *Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléocologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. *Paléo-Québec*, vol. **22**: 5-48
- Héту, B. & Gray, J.T. (1985). Le modèle glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **39**, n° 1: 47-66.
- Hillaire-Marcel, C. (1979). *Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects*. Université Pierre et Marie Curie, Thèse de Doctorat d'État, 2 tomes: 293 p. (Tome I), et 267 p. (Tome II).

- Hofmann, W. (1998). Cladoderans and chironomids as indicators of lake level changes in north temperate lakes. *Journal of Paleolimnology*, vol. **19**: 55-62.
- Hyvärinen, H. & Alhonen, P. (1994). Holocene lake-level changes in the Fennoscandian tree-line region, western Finnish Lapland: diatom and cladoceran evidence. *The Holocene*, vol. **4**, n°3: 251-258.
- Jacobson, G.L., Jr. & Dieffenbacher-Krall, A. (1995). White Pine and Climate Change, Insights from the Past. *Journal of Forestry*, vol. **93** (7): 39-42.
- Janssen, C.R. (1966). Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forests of Northeastern Minnesota: a study in pollen dispersal. *Ecology*, vol. **47** n° 5: 804-825.
- Jetté, H. (1991). Palynostratigraphie postglaciaire de la région du lac Harriman, Gaspésie méridionale. *Mémoire es sciences, Département de Géographie, Université de Montréal*. 136 p.
- Jetté, H. & Mott, R.J. (1989). Palynostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la région du lac Chance Harbour, Nouvelle-Écosse. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **43**, n° 1: 27-38.
- Jetté, H. & Richard, P.J.H. (1992). Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation en Gaspésie méridionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **46**, n° 3: 273-284.
- Johnson, E.A. (1992). *Fire and Vegetation Dynamics: Studies from the North American boreal forest*. Cambridge Studies in Ecology. 129 p.
- Kelts, K. & Hsü K.J. (1978). Freshwater Carbonate Sedimentation. In: *Lakes, Chemistry, Geology Physics*. (Ed. by Abraham Lerman), Springer-Verlag, New-York/ Heidelberg/ Berlin. 363 p.
- Kutzbach, J. Gallimore, R. Harrison, S. Behling, P. Selin, R. & Laarif, F. (1998). Climate and biome simulations for the past 21 000 years. *Quaternary Science Reviews*, vol. **17**: 473-506.
- Labelle, C. & Richard, P.J.H. (1981). Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec, vol. **35**: 345-359.
- Labelle, C. & Richard, P.J.H. (1984). Histoire postglaciaire de la végétation dans la région du Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **38**, n° 3: 257-274.
- Lamb, H.F. (1985). Palynological evidence for postglacial change in the position of tree limite in labrador. *Ecological Monographs*, vol. **55**, n° 2: 241-258.

- Larouche, A.C. (1979). Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique. Mémoire de M. Sc., Université Laval, Sainte-Foy. 117 p.
- Larsen, C.P.S. & MacDonald, G.M. (1998a). Fire and vegetation dynamics in a jack pine and black spruce forest reconstructed using fossil pollen and charcoal. *Journal of Ecology*, vol. **86**: 815-828.
- Larsen, C.P.S. & MacDonald, G.M. (1998b). An 840-year record of fire and vegetation in a boreal white spruce forest. *Ecology*, vol. **79**: 106-118.
- 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, Montréal. 302 p.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. & Richard, P.J.H. (1995). Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **49**, n° 2: 305-316.
- Lavoie, M. & Richard, P.J.H. (2000). Postglacial water-level changes of a small lake in southern Québec, Canada. *The Holocene*, vol. **10**: 637-650.
- Lebuis, J. & David, P.P. (1977). La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **31**, n° 3-4: 275-296.
- Lepage, H. & Bégin, Y. (1996). Tree-ring dating of extreme water level events at Lake Bienville, subarctique Québec. *Arctic and Alpine Research*, vol. **28**: 77-84.
- Lévesque, P.E.M., Diné, H. et Larouche, A. (1988). *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*. Centre de recherche sur les terres (Ottawa), Direction générale de la recherche, Agriculture Canada. Publication n° 1817. 65 p.
- Lewis, C.F.M. & Anderson, T.W. (1989). Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial Lakes Agassiz and Barlow-Ojibway. *Journal of Paleolimnology*, vol. **2**: 99-146.
- Litherland, A.E. & Beukens, R.P. (1995). Radiocarbon Dating by Atom Counting. In: Rutter, N.W. & Catto, N.R. (ed.); *Dating Methods for Quaternary Deposits*. GEO Text n°2/Geological Association of Canada, 308 p.:117-123.
- Livingstone, (1955). A lightweight piston sampler for lake deposits. *Ecology*, (36) n°1: 136-137.
- Livingstone, D.A. (1968). Some interstadial and postglacial pollen diagrams from Eastern Canada. *Ecological Monographs*, vol. **38**: 257-274.

Long, C.J., Whitlock, C., Bartlein, P.J. & Millspaugh, S.H. (1998). A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research*, vol.28: 774-787.

Lozek, V. (1986). Mollusca analysis. In: *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. (Ed. by B.E. Berglund), John Wiley, Chichester: 729-740.

Lowe, J.J. & Walker, M.J.C. (1980). *Problems associated with radiocarbon dating the close of the Lateglacial period in the Rannoch Moor area, Scotland*, in *The Lateglacial of the North-West Europe*. (Ed. J.J. Lowe, J.M. Gray, J.E. Robinson), Pergamon Press, Toronto: 123-138.

MacDonald, G.M., Beukens, R.P. & Kieser, W.E. (1991a). Radiocarbon dating of limnic sediments: a comparative analysis and discussion. *Ecology*, vol. 72, n° 3: 1150-1155.

MacDonald, G.M., Larsen, C.P.S., Szeicz, J.M. & Moser, K.A. (1991b). The reconstruction of Boreal Forest Fire History from lake sediments: A comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices. *Quaternary Science Reviews*, vol. 10: 53-71.

Magny, M., (1992). Sédimentation et dynamique de comblement dans les lacs du Jura au cours des 15 derniers millénaires. *Revue d'Archéométrie*, vol. 16: 27-49.

Magny, M., Mouthon, J. & Ruffaldi, P. (1995). Late holocene level fluctuations of the Lake Ilay in Jura, France: sediment and mollusc evidence and climatic implications. *Journal of Paleolimnology*, vol. 13: 219-229.

Maher, L.J. jr., (1972). Absolute pollen diagram of Redrock Lake, Boulder County, Colorado. *Quaternary Research*, vol. 2: 531-553.

Mannion, A.M. (1986). Plant macrofossils and their significance in Quaternary palaeoecology: Part I : Introduction. *Progress in Physical Geography*. vol.10: 364-384.

Marcoux, N. (1993). Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation près de Rivière Madeleine en Gaspésie, Québec. Université de Montréal Mémoire de Maîtrise. 131 p.

Marcoux, N. & Richard, P.H.J. (1993). A new look at *Betula* pollen curves. INQUA-Commission for the Study of the Holocene, working Group on Data Handling Methods, Newsletter n° 10, July, 1993. p. 6-8.

Marcoux, N. & Richard, P.J.H. (1995). Végétation et fluctuations climatiques sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 32: 79-96.

Marie-Victorin, F. (1995). *Flore lauretienne*. Troisième édition entièrement revue et mise à jour par Ernest Rouleau), Les Presses de l'Université de Montréal, Montréal: 925 p.

Martin, A.C. & Barkley, W.D. (1961). *Seed Identification Manual*. University of California Press. Berkeley, Los Angeles and London. 221 p.

- Mayle, F.E., Levesque, A.J. & Cwynar, L.C. (1993). Accelerator-mass-spectrometer ages for the Younger Dryas event in Atlantic Canada. *Quaternary Research*, vol. **39**: 355-360.
- McAndrews, J.H., Berti, A.A. & Noris, G. (1973). *Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region*. Life Sci. Misc. Publ., R. Ont. Mus., Toronto. 61 p.
- McGerrigle, H.W.(1952). Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula. *Transactions of the Royal Society of Canada*, vol. **46**: 37-51.
- Millet, J. & Payette, S. (1987). Influence des feux sur la déforestation des îles centrales du lac à l'Eau Claire, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **41**, n° 1: 79-86.
- Miller, B.B., Schneider, A.F. Smith, A.J. & Palmer, D.F. (2000). A 6000 year lake-level history of Europe Lake, Wisconsin, USA. *Journal of Paleolimnology*, vol. **23**: 175-183.
- Millsbaugh, S.H. & Whitlock, C. (1995). A 750-year fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park. *Holocene*, vol. **5**: 283-292.
- Moore, P.D., Webb, J.A. & Collinson, M.E. (1991). *Pollen analysis*. Blackwell Scientific, Oxford: 216 p.
- Mott, R.J. (1975). Palynological studies of lake sediments profiles from southwestern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. **12**: 273-288.
- Mott, R.J. (1977). *Populus* in Late-Pleistocene pollen spectra. *Canadian Journal of Botany*, vol. **56**: 1021-1031.
- Mullins, H.T. (1998). Holocene lake level and climate change inferred from marl stratigraphy of the Cayuga lake basin, New York. *Journal of Sedimentary Research*, vol. **68**, n° 4; 569-578.
- Nielsen, H. & Sorensen, I. (1992). Taxonomy and stratigraphy of late-glacial *Pediastrum* taxa from Lysmosen, Denmark: a preliminary study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. **74**; 55-75.
- Occhietti, S. (1987). Dynamique de l'Inlandsis Laurentidien du Sangamonien à l'Holocène. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **51**, n° 2: 301-313.
- Occhietti, S. (1989). Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian sub-region. In: *Quaternary geology of Canada and Greenland*, (Ed. R.J. Fulton) Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series, n° 1.
- Pagé, P. (1999). *Les grandes glaciations : L'histoire et stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord*. 2^e Édition. Université du Québec à Montréal. Éditions Guérin. 492 p.

- Parent, M. & Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **42**: 215-246.
- Parent, J. & Richard, P.J. H. (1990). *Taxons sporopolliniques du nord-est de l'Amérique du Nord*. Laboratoire de Paléobiogéographie et de Palynologie, Département de Géographie, Université de Montréal. 59 p.
- Patterson, W.A., Edwards, K.J. & Maguire, D.J. (1987). Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews*, vol. **6**: 3-23.
- Payette, S. (1980). Les grandes crues glacielles de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec): une analyse dendrochronologique. *Naturaliste canadien*, vol. **107**: 212-225.
- Payette, S. (1992). Fire as a controlling process in the North American boreal forest. In: *A Systems Analysis of the Global Boreal Forest*. (Ed. Shugart, H.H., Leemans, R. & Bonan, G.B.). Cambridge University Press: 144-169.
- Payette, S. & Boudreau, F. (1984). Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. **21**: 319-335.
- Payette, S. & Delwaide, A. (1991). Variations séculaires du niveau d'eau dans le bassin de la rivière Boniface (Québec nordique): une analyses dendroécologique. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **45**: 59-67.
- Payette, S. & Fillion, L. (1993). Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, vol. **22**: 7-14.
- Payette, S. & Gagnon, R. (1985). Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec. *Nature*, vol. **313**: 570-572.
- Payette, S. & Morneau, C. (1993). Holocene relict woodlands at the eastern canadian treeline. *Quaternary Research*, vol. **39**: 84-89.
- Payette, S., Morneau, C., Sirois, L. & Despons, M. (1989). Recent fire history of the northern Québec Biomes. *Ecology*, vol. **70**, n° 3: 656-673.
- Pennak, P.W. (1978). *Fresh-water Invertebrates of the United-States*. Second Edition. Wiley-Interscience Publication. 803 p.
- Pickett, S.T.A. & White, P.S. (1985). *The ecology of natural disturbance and patch dynamics*. Academic Press, Orlando. 325 p.
- Potzger, J.E., (1953). Nineteen bogs from southern Quebec. *Canadian Journal of Botany*, vol. **31**: 383-401.

- Prichonnet, G. (1995). Géologie glaciaire et géochronologie postglaciaire dans la région limitrophe de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Commission géologique du Canada, Bulletin n° 488*: 69 p.
- Proulx, H., Jacques, G., Lamothe, A-M. & Litynski, J. (1987). Climatologie du Québec Méridional (M.P. 65) Ministère de l'Environnement du Québec, Direction de la Météorologie. 131 p.
- Richard, P.J.H. (1970). Atlas pollinique des arbres et de quelques arbustes indigènes du Québec. *Naturaliste canadien*, vol. **97**: 1-34.
- Richard, P.J.H. (1974). Présence de *Shepherdia canadensis* (L.) Nitt. Dans la région du Parc des Laurentides, Québec, au tardiglaciaire. *Le Naturaliste canadien*, vol. **101** n° 5 : 763-768.
- Richard, P.J.H. (1976). Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Le Naturaliste canadien*, vol. **103**: 53-66.
- Richard, P.J.H. (1977). *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique*. service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec, Publications et rapports divers, Tome 1, xxiv + 312 p.; Tome 2, 142 p.
- Richard, P.J.H. (1978). Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mon Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **32**, n° 1: 81-93.
- Richard, P.J.H. (1981). Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava, par l'analyse pollinique. *Collection Paléo-Québec*, n° 13. 153 p.
- Richard, P.J.H. (1989). Les patrons de colonisation végétale post-wisconsinienne au Québec-Labrador. In: *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Chapitre 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. **1**: 552-559.
- Richard, P.J.H. (1993). Origine et dynamique postglaciaire de la forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. **79**: 31-68.
- Richard, P.J.H. (1994) Postglacial palaeophytogeography of the eastern St. Lawrence River Watershed and the climatic signal of the pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. **109**: 137-161.
- Richard, P.J.H. (1998). Pollen influx to Lac Dolbeau, Gaspé Péninsula; a Holocene record of lake-level changes. *GSA Abstracts with Programs*, vol. **30**: 70.
- Richard, P.J.H. & Labelle, C. (1987). Évolution Holocène du couvert végétal de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent. In: *Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la péninsule gaspésienne et dans le Bas-Saint-Laurent*. INQUA 1987: XII^e congrès international. Livret guide d'excursion C-4: 32-35.

- Richard, P.J.H. & Labelle, C. (1989). Histoire postglaciaire de la végétation au Lac du Diable, Mont Albert, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **43**, n° 3: 337-354.
- Richard, P.J.H. & Larouche, A.C., (1989). La végétation postglaciaire du Témiscamingue, Québec, durant l'épisode glacio-lacustre Barlow. *Canadian Journal Of Botany*, vol. **67**, n° 2: 544-558.
- Richard, P.J.H. & Larouche, A.C., (1994). Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. *Paléo-Québec*, n° **22**: 51-89.
- Richard, P.J.H. & Parent, J. (1990). Morphologie pollinique des Cupressaceae de l'est du Canada et du nord-est des États-Unis appliquée à l'étude des sédiments quaternaires. *Canadian Journal of Botany*, vol. **68**, n° 1: 79-89.
- Richard, P. & Poulin, P. (1976). Un diagramme pollinique au Mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. **13**: 145-156.
- Richard, P.J.H., Larouche, A. & Bouchard, M.A., (1982). Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **36**, n° 1-2: 63-90.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. & Lortie, G. (1992). Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **46**, n° 2: 151-172.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. & Morasse, N. (1989). Études floristiques et paléophytogéographiques au cratère du Nouveau-Québec. In: Bouchard, M.A. (ed.), *Collection Environnement et Géologie*, vol. **7**: 315-342.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J., Larouche, A.C., Héту, B., Gray, J.T. & Gangloff, P. (1997). Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. **51**, n° 2: 163-184.
- Ritchie, J.C. (1984). *Past and Present Vegetation of the Far Northwest of Canada*. University Toronto Press, Toronto. 251 p.
- Ritchie, J.C. (1987). *Postglacial Vegetation of Canada*. Cambridge University Press, New York, NY. 178 p.
- Ritchie, J.S. & Harrison, S.P. (1993). Vegetation, lake-levels and climate in western Canada during the Holocene. in: *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. (Ed. Wright, H.E., jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. & Bartlein, P.J.). University of Minnesota Press, Minneapolis: 404-414.
- Robitaille, D. (1996). Effets écologiques du feu, pp. 1090-1096. in: *Gestion du feu en forêt, Manuel de foresterie*. Presses de l'Université Laval et Ordre des ingénieurs forestiers du Québec. 1428 p.

- Rowe, J.S. (1972). *Les Régions forestières du Canada*. Ministère de l'Environnement, Service canadien des forêts. Publication n° 1300F. 172 p. + cartes.
- Rowe, J.S. (1983). Concepts of Fire Effects on Plant Individuals and Species. *The Role of Fire in Northern Circumboreal Ecosystems*. Ed. by Wein R.W. & MacLean D.A. John Wiley & Sons Ltd: 135-155.
- Rowe, J. S. & Scotter, G.W. (1973). Fire in the boreal forest. *Quaternary Research*, vol. 3: 444-464.
- Rull, V. (1987). A note on pollen counting in palaeoecology. *Pollen & Spores*, vol.39, n° 1: 121-130.
- Savoie, L (1978). Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe. *Mémoire M.Sc.*, Université de Montréal, Montréal. 106 p.
- Sirois, L. (1993). Impact of fire on *Picea mariana* and *Pinus banksiana* seedlings in subarctique lichen woodlands. *Journal of vegetation Science*, vol. 4: 795-802.
- Sirois, L. (1995). Initial phase of postfire forest regeneration in two lichen woodlands of northern Québec. *Écoscience*, vol. 2, n° 2: 177-183.
- Smol, J.P. (1990). Freshwater Algae. In: *Methods in Quaternary Ecology*. Ed. by B.G. Warner. Geoscience Canada. Reprint series 5: 3-14.
- Street-Perrott, F.A. & Harrison, S.P., (1985). Lake levels and climate reconstruction. in: *Paleoclimate Analysis and Modeling*. (Ed. Hetch, A.D.). John Wiley & Sons, New York: 291-340.
- Stuiver, M. & Reimer, P.J. (1993). Extended ¹⁴C data base and revised Calib 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, vol.35: 215-230.
- Swain, A.M. (1973). A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediment. *Quaternary Research*, vol. 3: 383-396.
- Syvitski, J.P.M. (1992). Marine geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46: 331-348.
- Tardif, J. & Bergeron, Y. (1997). Ice-flood history reconstructed with tree-rings from the southern boreal forest limit, western Québec. *The Holocene*, vol. 7, n° 3: 291-300.
- Thorp, J.H. & Covich, A.P. (1991). *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Academic Press. Inc. xii. 911 p.
- Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gäggeler, H.W., Gedey, S. Jones, R. & Säggesser (1998). Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *The Holocene*. vol. 8, n° 1: 31-42.

- Tipping, R. (1985). A problem with pollen concentration procedures. *Pollen & Spores*, vol. 37, n° 1: 121-130.
- Tolonen, K. (1986). Charred particule analysis. In: *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. (B.E. Berglund (Ed)), John Wiley, Chichester: 485-496.
- Vance, R.E. & Mathewes, R.W. (1994). Deposition of modern pollen and plant macroremains in a hypersaline prairie lake basin. *Canadian Journal of Botany*, vol. 72: 539-548.
- Veillette, J.J. & Cloutier, M. (1993). Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1/250 000.
- Vincent, J.-S. (1989). Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. Chapitre 7, in : *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. (Ed. R.J. Fulton), Commission géologique du Canada, Ottawa: 266-285
- Walker, M.J.C., Griffiths, H.I., Ringwood, V. & Evans, J.G. (1998). An early-Holocene pollen, mollusc and ostracod sequence from lake marl at Llangorse Lake, South Wales, UK. *The Holocene*, vol. 3, n° 2: 138-149.
- Warner, B.G. (1990). Plant Macrofossils. In: *Methods in Quaternary Ecology*. Ed. by B.G. Warner. Geoscience Canada. Reprint series 5: 53-63.
- Wasylikowa, K. (1986). Analysis of fossil fruits and seeds. In: *Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology*. (B.E. Berglund (Ed)), John Wiley, Chichester: 571-591.
- Watts, W.A. (1978). Plant macrofossils and Quaternary paleoecology. In: *Biology and Quaternary Environments*. Edited by D. Walker and J.C. Guppy. Australian Academy of Sciences: 53-66.
- Webb, R. S. (1990). Late Quaternary Water-Level Fluctuations in the Northeastern United States. Thèse de Doctorat. Département des Sciences Géologiques, Université Brown, Etats-Unis. 250 p.
- Webb III, T., (1982). Temporal resolution in Holocene pollen data. In: *Proceedings of the Third North American Paleontological Convention*, vol. 2: 569-572.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. & Anderson, K.H. (1993). Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years. in: *Climates Since the Last Glacial Maximum*. (Ed. Wright, H.E., jr., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A. & Bartlein, P.J.). University of Minnesota Press, Minneapolis: 415-467.
- Weber, M.G. & Flannigan, M.D. (1997). Canadian boreal forest ecosystem structure and function in a changing climate: impact on fire regimes. *Environmental Reviews*, vol. 5: 145-166.

- Wein, R.W., Burzynski, M.P., Sreenivasa, B.A. & Tolonen, K. (1987). Bog profile evidence of fire and vegetation dynamics since 3000 years BP in the Acadian Forest. *Canadian Journal of Botany*, vol. **65**: 1180-1186.
- Wetzel, R.G. (1983). *Limnology*. Saunders College Publishing, Philadelphia.
- Whelan, R.J. (1995). *The Ecology of Fire*. Cambridge Studies in Ecology. 346 p.
- Whitlock, C. & Millspaugh, S.H. (1996). Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *The Holocene*, vol. **6**, n° 1: 7-15.
- Young J.A. & Young, C.G. (1992). *Seeds of Woody Plants in North America*. Revised and enlarged edition. Dioscorides Press. 407 p.
- Yu, Z. (1995). Mid-Holocene dry period in southern Ontario?: responses of lake hydrology and upland pollen to climate change. in: *Climate, Landscape, and Vegetation Change in the Canadian Prairie Provinces*. Proceedings, Edmonton, Alberta. Canadian Forest Service, Edmonton, Alberta: 97-104.
- Yu, Z. & McAndrews, J.H. (1994). Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: sediment, pollen and plant-macrofossil evidence. *The Holocene*, vol. **4**: 141-152.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. & Eicher, U., (1997). Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology*, vol. **25**: 251-254.
- Yu, Z., McAndrews, J.H. & Siddiqi, D. (1996). Influences of Holocene climate and water levels on vegetation dynamics of lakeside wetland. *Canadian Journal of Botany*, vol. **74**: 1602-1615.

ANNEXE

Détermination de la perte au feu
(Dean, 1974)

I. Étapes de la combustion des échantillons:

- 1) Peser les godets vides, puis les godets avec les échantillons frais ajoutés.
- 2) *Élimination de l'eau dans les sédiments.*
Faire sécher dans l'étuve à 100° C pendant au moins 3 heures.
- 3) Laisser reposer pendant 30 minutes dans le dessiccateur pour refroidir, puis peser.
- 4) *Élimination de la matière organique non carbonatée.* Faire calciner dans le four Thermoline à 600° C pendant 30 minutes.
- 5) Laisser reposer pendant 30 minutes dans le dessiccateur pour refroidir, puis peser.
- 6) *Élimination du CO₃.* Faire calciner dans le four à 1000° C pendant une heure.
- 7) Laisser reposer pendant 30 minutes dans le dessiccateur pour refroidir, puis peser.

II. Calculs de la perte au feu:

- 1) *Pourcentage de la perte au feu (PAF) à 600° C : estimation de la matière organique*

$$\frac{\text{poids de l'échantillon sec} - \text{poids de l'échantillon calciné à } 600^{\circ} \text{ C}}{\text{poids de l'échantillon sec}} * 100$$

- 2) *Teneur en Carbonates (%) = PAF à 1000° C : proportion des carbonates*

$$\frac{\text{poids de l'échantillon calciné à } 600^{\circ} \text{ C} - \text{poids de l'échantillon calciné à } 1000^{\circ} \text{ C}}{\text{poids de l'échantillon sec}} * 100$$

- 3) *Résidus(%) (argiles, limons, sables fins, cendres dont le Ca du CaCO₃)*

$$100 - (\text{PAF}_{600} + \text{PAF}_{1000})$$

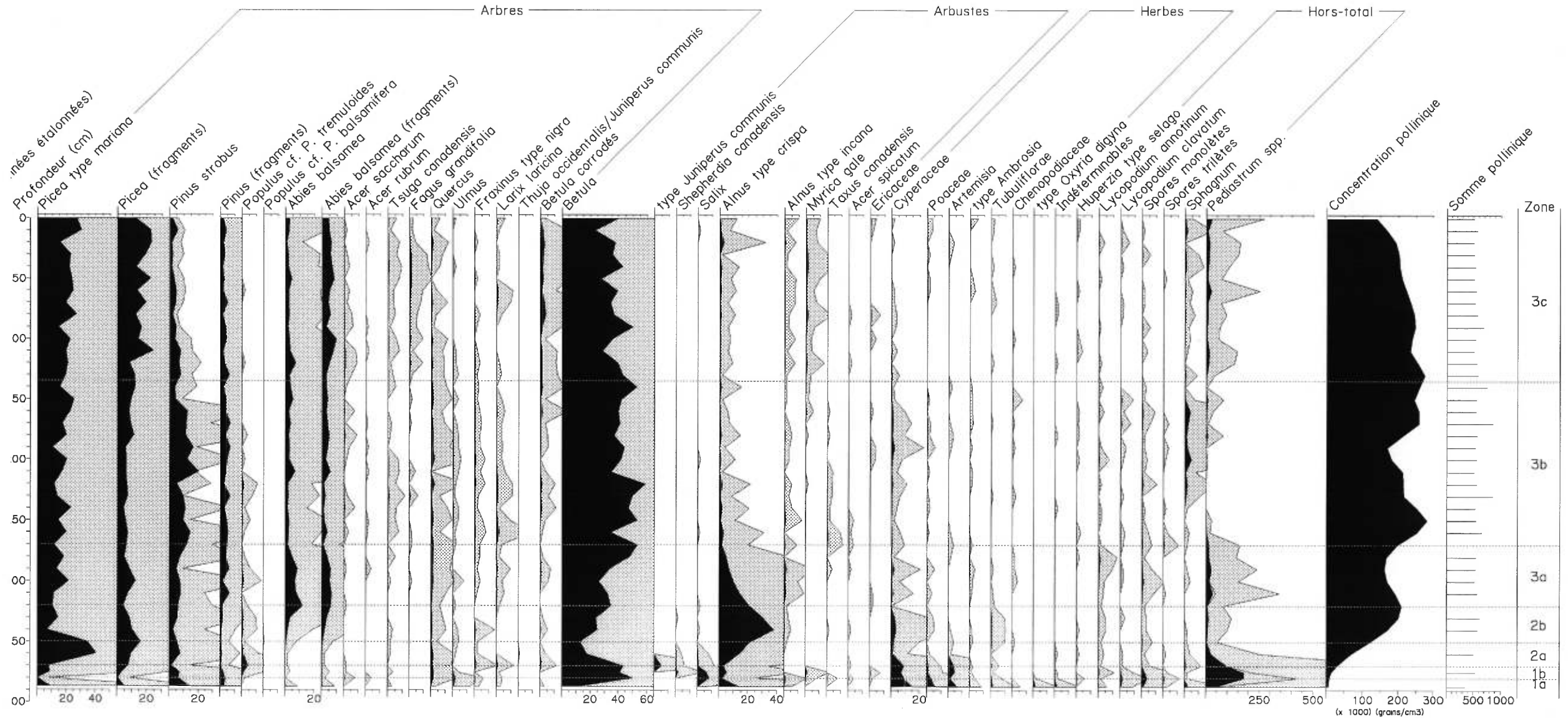
Traitement des Échantillons pour l'analyse sporopollinique au microscope
(Richard, 1977; Faegri & Iversen, 1989)

1. **Ajout du contaminant:** Déposer les sédiments et ajouter 0,5 ml d'une suspension de grains de pollen d'*Eucalyptus globulus* dans un tube de 15 ml de polypropylène.
 2. **KOH 10%. Défloculation des sédiments:** Ajouter 10 ml de KOH 10% dans le tube et chauffer 20 minutes à 100°C
 3. **Tamissage. Exclusion de certaines particules minérales ou organiques:** À l'aide de jets d'eau distillée, à travers un tamis de porcelaine de 300 µm posé sur une cupule, récupérer tout le matériel fin possible; conservé pour pesage. Centrifuger pendant 15 minutes.
 4. **HF 70%. Dissolution du matériel silicaté à l'aide de l'Acide fluorhydrique (HF):** Ajouter 10 ml de HF 48% dans le tube, agiter, laisser reposer toute la nuit. Le lendemain, ajouter 3 ml d'eau distillée dans le tube, agiter et centrifuger 15 minutes. Vider le surnageant.
 5. **HCL 10%: Dissolution des carbonates de calcium (CaCO₃), à l'aide de l'acide chlorhydrique (HCl):** Ajouter 10 ml de HCl 10% dans le tube, chauffer 20 minutes à 100°C et centrifuger 15 minutes. Vider le surnageant.
 6. **Acide acétique: Élimination de l'eau présente dans les sédiments:** Ajouter 10 ml d'acide acétique glacial (CH₃COOH) dans le tube, laisser reposer 20 minutes, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant.
 7. **Acétolyse. Élimination de la matière organique autre que la sporopollinine:** Ajouter 9 ml d'anhydride acétique, (CH₃CO)₂O 97% et 1 ml d'acide sulfurique, H₂SO₄ 98,08%, agiter, chauffer 2 minutes au maximum, équilibrer avec de l'acide acétique, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant.
 8. **Rinçage à l'eau distillée:** Ajouter 10 ml d'eau distillée dans le tube, centrifuger 15 minutes et vider le surnageant.
 9. **Rinçage à l'eau glycinée:** Ajouter 10 ml d'eau glycinée 30%, centrifuger 30 minutes et vider le surnageant. Laisser bien égoutter pendant une heure.
-

Programme 4.1

Triangle

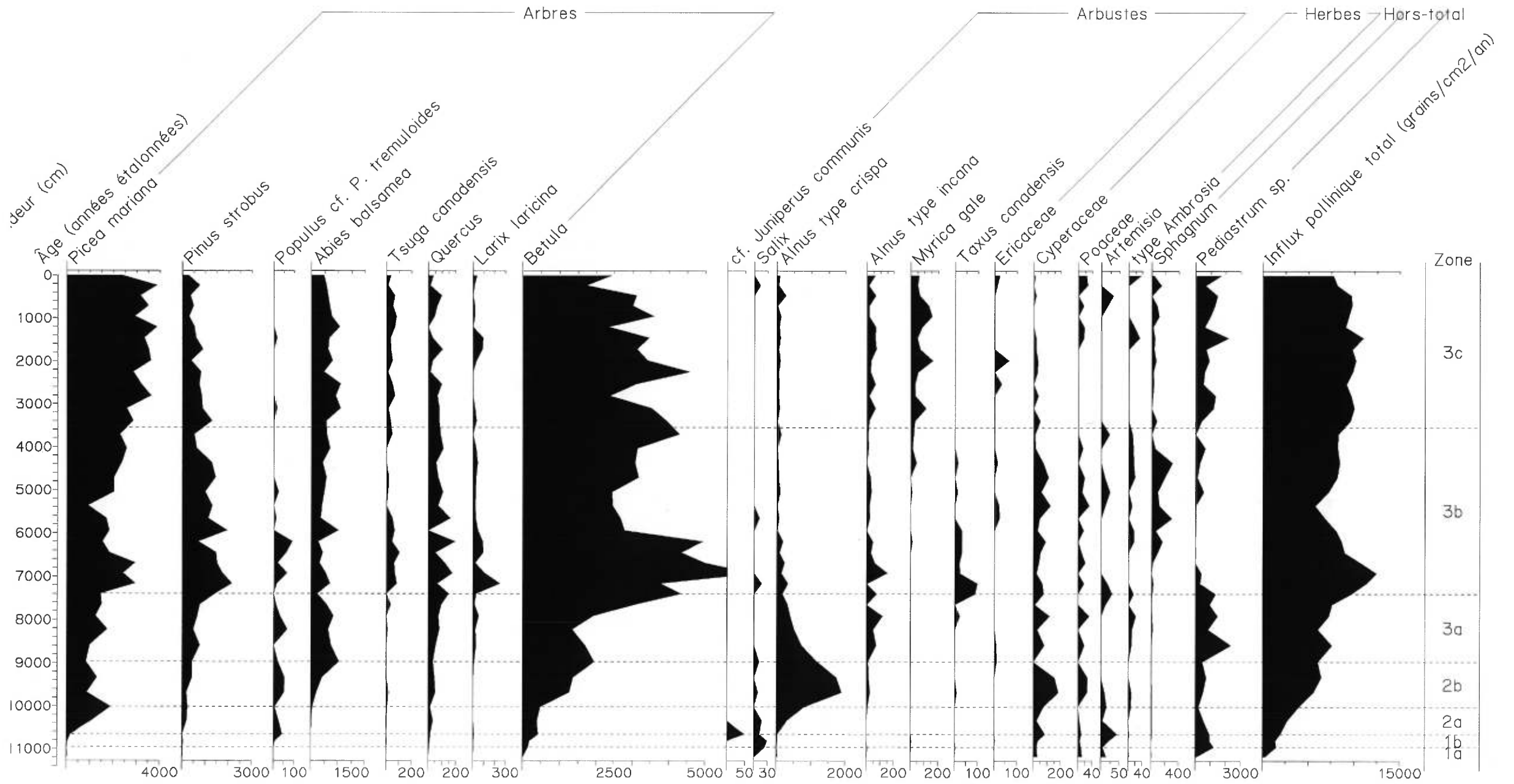
Diagramme des pourcentages sporopolliniques



gramme 4.2

du Triangle

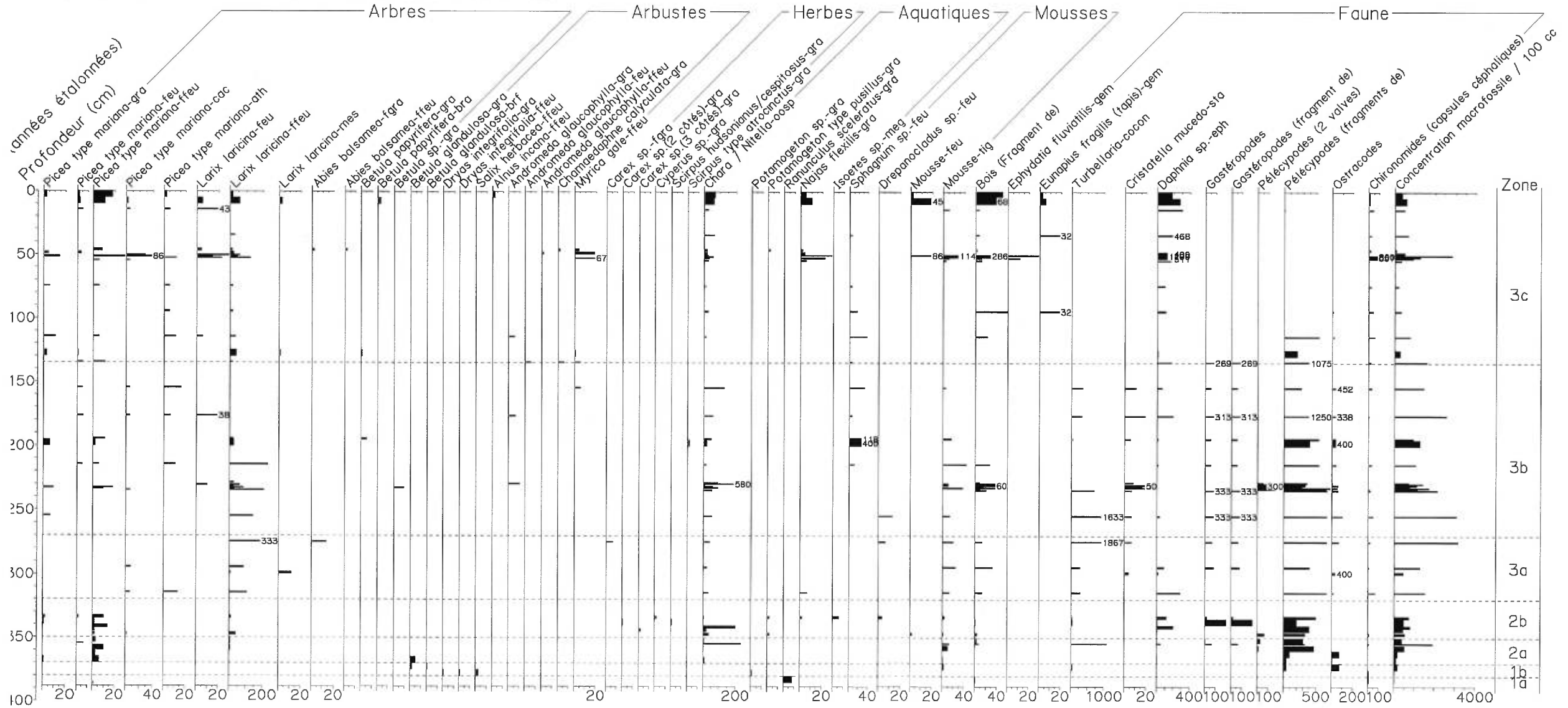
amme d'influx polliniques de taxons sélectionnés



ramme 4.4

u Triangle

imme de concentration macrofossile (100 cc)



ramme 4.5

ac Bouchard

me des pourcentages sporopolliniques

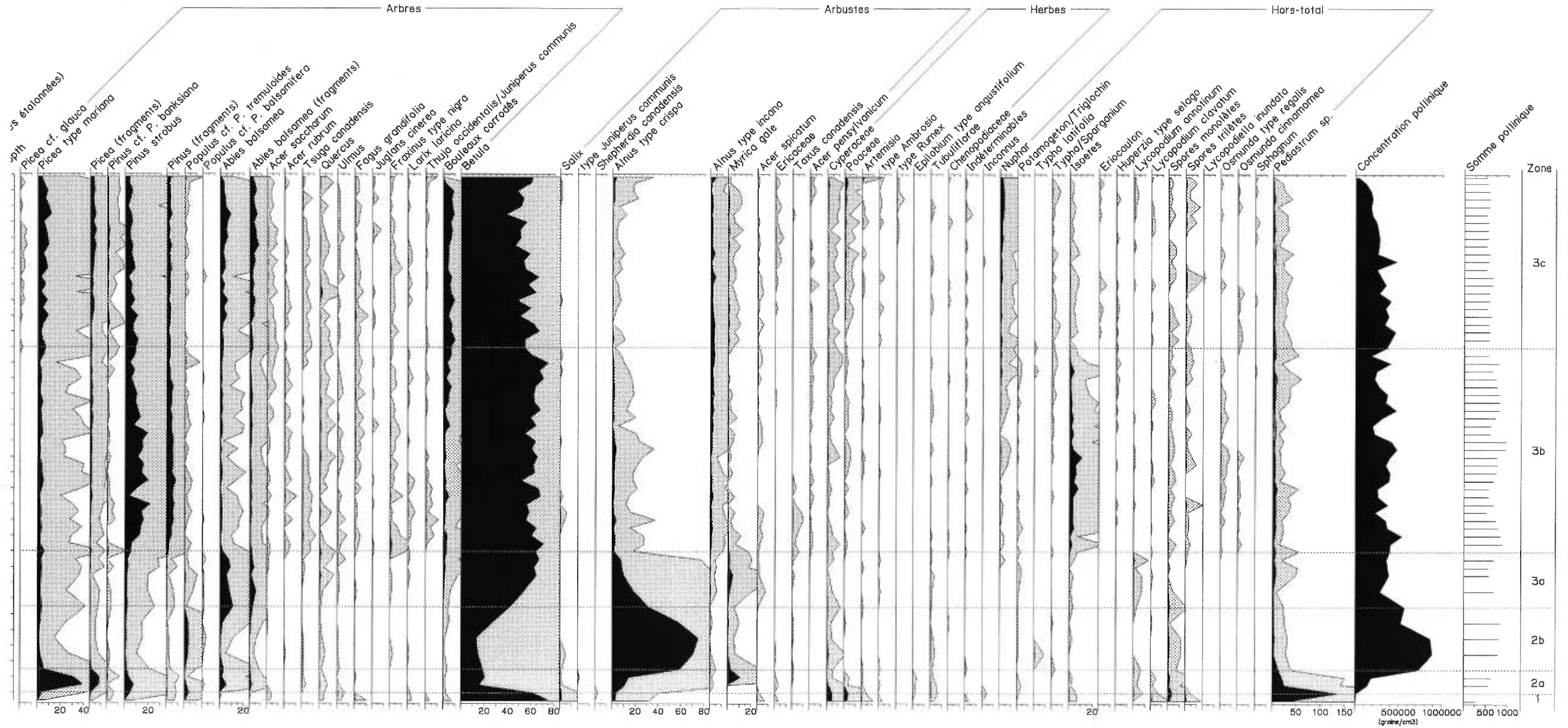
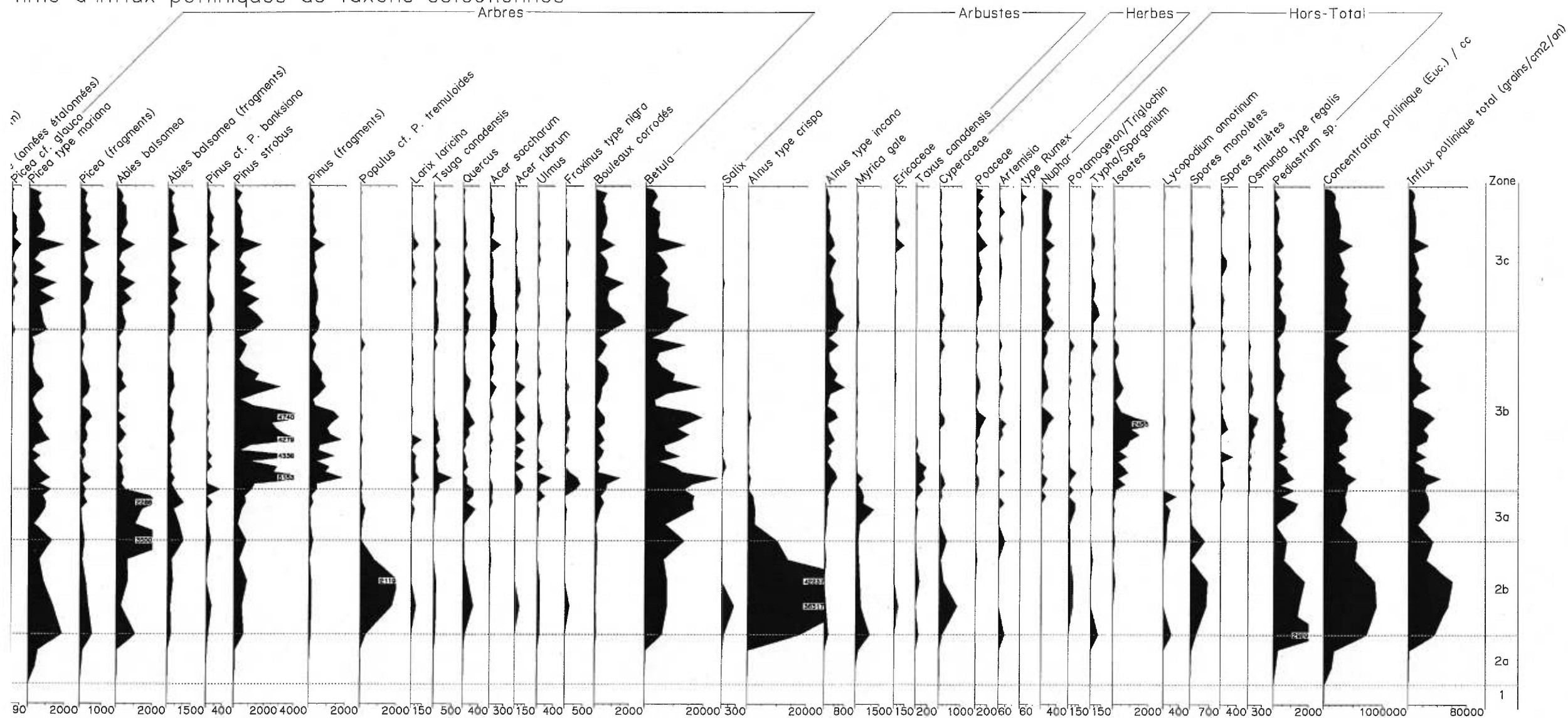


Figure 4.6

de Bouchard

diagramme d'influx polliniques de taxons sélectionnés



ramme 4.8

lac Bouchard

gamme des concentrations macrofossiles (100 cc)

