

Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe

The paleoecology of a peatland in the Laurentian Highlands (Québec): Identifying the role of climate on peat accumulation

Paläoökologie des Torfmoores des Malbaie-Sees im Laurentides-Gebirge (Québec): Bewertung der Rolle des Klimas bei der Torfakkumulation

Martin Lavoie et Pierre J.H. Richard

Volume 54, numéro 2, 2000

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/004843ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/004843ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Lavoie, M. & Richard, P. J. (2000). Paléoécologie de la tourbière du lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(2), 169–185. <https://doi.org/10.7202/004843ar>

Résumé de l'article

Des analyses microfossiles (pollen, rhizopodes, charbons de bois) et des macrorestes végétaux ont été réalisées sur trois profils d'une tourbière du massif des Laurentides, au Québec. Les objectifs sont de reconstituer la succession de la végétation locale et les conditions hydrologiques qui ont présidé à l'accumulation de la tourbe en trois points d'échantillonnage, afin d'en inférer certaines conditions du climat, notamment sous l'angle du régime hydrique. Des conditions hydrologiques locales contrastées se sont établies entre les différents secteurs de la tourbière durant son développement. Sauf au cours de l'Holocène supérieur, les analyses paléobotaniques n'ont pas révélé d'influences hydriques claires de nature climatique sur l'accumulation de la tourbe. Le dépôt des premiers sédiments organiques a débuté au sein d'un petit étang vers 10 300 ans BP (années étalonnées) dans un environnement de toundra arbustive, plus de 2000 ans après le retrait régional des glaces. À l'Holocène inférieur, après des conditions climatiques initiales rigoureuses, l'augmentation des températures semble avoir été déterminante sur la productivité végétale et sur la dynamique de l'entourbement. De 8000 jusque vers 3000 ans BP, un ralentissement généralisé du rythme de l'accumulation sédimentaire s'est produit dans l'ensemble de la tourbière. Il est attribué en partie à une décomposition anaérobie par des cyanobactéries fixatrices d'azote. Une importante reprise de l'entourbement vertical est survenue au cours des trois derniers millénaires, sans doute en réponse à l'établissement de conditions climatiques plus fraîches et plus humides.

PALÉOÉCOLOGIE DE LA TOURBIÈRE DU LAC MALBAIE, DANS LE MASSIF DES LAURENTIDES (QUÉBEC) : ÉVALUATION DU RÔLE DU CLIMAT SUR L'ACCUMULATION DE LA TOURBE

Martin LAVOIE*, Pierre J.H. RICHARD, Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, Succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Des analyses microfossiles (pollen, rhizopodes, charbons de bois) et des macrorestes végétaux ont été réalisées sur trois profils d'une tourbière du massif des Laurentides, au Québec. Les objectifs sont de reconstituer la succession de la végétation locale et les conditions hydrologiques qui ont présidé à l'accumulation de la tourbe en trois points d'échantillonnage, afin d'en inférer certaines conditions du climat, notamment sous l'angle du régime hydrique. Des conditions hydrologiques locales contrastées se sont établies entre les différents secteurs de la tourbière durant son développement. Sauf au cours de l'Holocène supérieur, les analyses paléobotaniques n'ont pas révélé d'influences hydriques claires de nature climatique sur l'accumulation de la tourbe. Le dépôt des premiers sédiments organiques a débuté au sein d'un petit étang vers 10 300 ans BP (années étalonnées) dans un environnement de toundra arbustive, plus de 2000 ans après le retrait régional des glaces. À l'Holocène inférieur, après des conditions climatiques initiales rigoureuses, l'augmentation des températures semble avoir été déterminante sur la productivité végétale et sur la dynamique de l'entourbement. De 8000 jusque vers 3000 ans BP, un ralentissement généralisé du rythme de l'accumulation sédimentaire s'est produit dans l'ensemble de la tourbière. Il est attribué en partie à une décomposition anaérobie par des cyanobactéries fixatrices d'azote. Une importante reprise de l'entourbement vertical est survenue au cours des trois derniers millénaires, sans doute en réponse à l'établissement de conditions climatiques plus fraîches et plus humides.

ABSTRACT *The paleoecology of a peatland in the Laurentian Highlands (Québec): Identifying the role of climate on peat accumulation.* Microscopic (pollen, rhizopods, charcoal) and plant macrofossil analyses were carried out on three cores for a peatland in the Laurentian Highlands (Québec). The objectives were to reconstruct the developmental history and the past hydrological conditions of the peatland, and to infer paleoclimatic conditions, notably for the moisture balance. The peatland was characterized by contrasting hydrological conditions between the sampling points during its history. Except for the late Holocene, no clear regional hydrological control was revealed by paleobotanical analyses. Peat inception began in a small pond around 10 300 cal. years BP in a shrub tundra, more than 2000 years after the ice retreat. The peatland dynamics during the early Holocene likely reflects increased biological productivity caused by the continuous warming of the climate after initial harsh conditions. From 8000 to 3000 BP, a general decrease of the net peat accumulation rate for all cores is in part attributed to the activity of nitrogen fixing cyanobacteria which promotes an important decomposition of the organic matter. An important vertical peat increment occurred during the last 3000 years probably in response to wetter and colder climatic conditions.

ZUSAMMENFASSUNG *Paläoökologie des Torfmoores des Malbaie-Sees im Laurentides-Gebirge (Québec) : Bewertung der Rolle des Klimas bei der Torfakkumulation.* Man hat Analysen von Mikrofossilien (Pollen, Rhizopoden, Holzkohle) und Analysen von pflanzlichen Makroresten an drei Bohrkernen eines Torfmoores im Laurentides-Gebirge in Québec durchgeführt. Das Ziel hierbei war, die Abfolge der lokalen Vegetation und die hydrologischen Voraussetzungen, welche die Torfakkumulation an den drei Orten der Probeentnahme bestimmten, zu rekonstruieren, und so auf bestimmte klimatische Bedingungen zu schließen, vor allem was die Wasserhältnisse angeht. Sehr unterschiedliche lokale hydrologische Bedingungen herrschten zwischen den verschiedenen Sektoren des Torfmoores während seiner Entwicklung. Außer während des späten Holozäns haben die paläobotanischen Analysen keine klaren Einflüsse klimatischer Natur durch das Wasser auf die Torfakkumulation gezeigt. Die Ablagerung der ersten organischen Sedimente hat in einem kleinen Teich gegen 10 300 Jahre v.u.Z. begonnen (geeichte Jahre) in einer Busch-Tundra-Umwelt, mehr als 2000 Jahre nach dem regionalen Eisrückzug. Im frühen Holozän scheint nach anfänglichen strengen klimatischen Bedingungen eine Zunahme der Temperatur entscheidend auf die Pflanzen-Produktivität und die Dynamik der Vertorfung eingewirkt zu haben. Von 8000 bis 3000 Jahre v.u.Z. kam es zu einer allgemeinen Verlangsamung des Rhythmus der Sedimentakkumulation im gesamten Torfmoor. Sie wird zum Teil einer anaeroben Zersetzung durch Stickstoff fixierende Zyanbakterien zugeschrieben. Es ist zu einem beachtlichen Neubeginn der vertikalen Vertorfung während der letzten drei Jahrtausende gekommen, zweifellos als Reaktion auf frischere und feuchtere klimatische Bedingungen.

* Adresse actuelle : Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4 ; courrier électronique : m.lavoie@courrier.cen.ulaval.ca

INTRODUCTION

Les tourbières recèlent un important potentiel pour les reconstitutions paléoclimatiques, notamment en ce qui a trait au volet hydrique du climat. Le bilan hydrique régional est en partie responsable de la position et des fluctuations de la nappe phréatique dans ces écosystèmes. Il est déterminant dans le processus de l'accumulation de la tourbe, celui-ci étant favorisé par un niveau élevé de la nappe phréatique qui crée des conditions anaérobiques. L'étude détaillée de la stratigraphie des tourbes et les reconstitutions hydrologiques des tourbières sont ainsi susceptibles de livrer des informations sur les conditions et les modifications postglaciaires du climat (Aaby et Tauber, 1974 ; Barber, 1981 ; Svensson, 1988 ; Barber *et al.*, 1994 ; Blackford et Chambers, 1995 ; Chambers *et al.*, 1997 ; Anderson, 1998).

En raison de l'importance de facteurs autres que climatiques sur l'accumulation de la tourbe, des conditions hydrologiques contrastées peuvent s'établir entre différents secteurs d'une même tourbière durant son développement. Le signal climatique ne peut donc pas toujours être retracé avec certitude à l'aide de l'étude d'une seule carotte sédimentaire. Des analyses portant sur plusieurs profils à l'aide de différents indicateurs s'avèrent le moyen le plus efficace pour distinguer le rôle du climat de celui des autres facteurs allogènes et autochtones. Au Québec méridional, peu de travaux ont conjugué différentes techniques paléocéologiques pour établir la dynamique de l'entourbement (Larouche, 1979 ; Comtois, 1979, 1982 ; Garneau, 1987 ; Lavoie *et al.*, 1995 ; Bhiry et Fillion, 1996 ; Lavoie et Richard, 2000) et le potentiel que recèlent les tourbières pour les reconstitutions paléoclimatiques est encore nettement sous-exploité.

Nous avons étudié le développement postglaciaire d'une tourbière du massif des Laurentides (fig. 1). Ce dernier constitue une enclave montagneuse de haute altitude (> 700 m) d'une superficie de 9580 km², caractérisée par un climat distinct des régions voisines. Les importantes précipitations annuelles et les températures fraîches favorisent la présence de nombreuses tourbières. Malgré leur fréquence élevée, les tourbières du massif sont généralement de petite dimension (< 1 km²) et couvrent au total moins de 5 % du territoire (Couillard et Grondin, 1986). Aucune tourbière de la région n'a encore fait l'objet d'une étude paléocéologique détaillée. Les seuls renseignements concernant la stratigraphie des dépôts et leur développement se réduisent aux diagrammes sporopolliniques des tourbières du lac Malbaie, Caribou, Montagnais et Kénogami (fig. 1), établis pour permettre les reconstitutions postglaciaires de la végétation régionale (Richard, 1973, 1975). En outre, aucune étude macrofossile n'ayant été effectuée, l'évolution locale des plantes nous est inconnue.

Nous avons effectué une étude paléocéologique à l'aide d'indicateurs paléobotaniques et paléohydriques sur trois profils sédimentaires afin (1) de reconstituer les étapes de la succession de la végétation locale et des régimes trophiques, (2) de retracer les conditions hydrologiques locales qui ont prévalu lors de l'accumulation de la tourbe, et (3) de retracer des conditions postglaciaires du climat, notamment sous l'angle du régime hydrique.

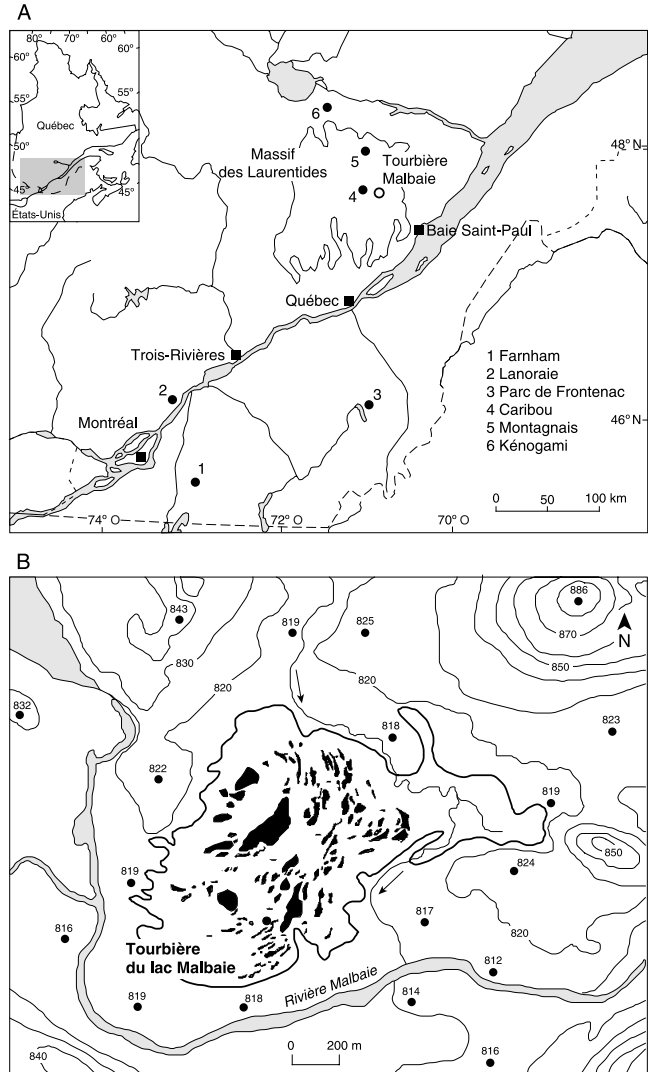


FIGURE 1. A) Localisation de la tourbière du lac Malbaie et des autres tourbières mentionnées dans le texte : Farnham (Lavoie *et al.*, 1995) ; Lanoraie (Comtois, 1979, 1982) ; Parc de Frontenac (Lavoie et Richard, 2000) ; Caribou (Richard, 1975) ; Montagnais et Kénogami (Richard, 1973). B) Topographie de la région immédiate de la tourbière (altitude en mètres).

A) Map of southern Québec showing the location of the Lac Malbaie peatland and the other peatlands mentioned in the text: Farnham (Lavoie *et al.*, 1995); Lanoraie (Comtois, 1979, 1982); Parc de Frontenac (Lavoie et Richard, 2000); Caribou (Richard, 1975); Montagnais and Kénogami (Richard, 1973). B) The topography (in metres) in the vicinity of the peatland.

SITE À L'ÉTUDE

D'une superficie d'environ 1 km², la tourbière du lac Malbaie (47° 36' N ; 70° 58' O) est l'une des plus grandes de la région (fig. 1). Elle est localisée à une altitude de 800 m près de la Moraine de Saint-Narcisse. Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe comportant de nombreuses mares (fig. 2). Ces dernières sont séparées par des platières herbacées et arbustives et par des lanières. La coalescence de certaines mares a entraîné la formation de plans d'eau plus vastes,

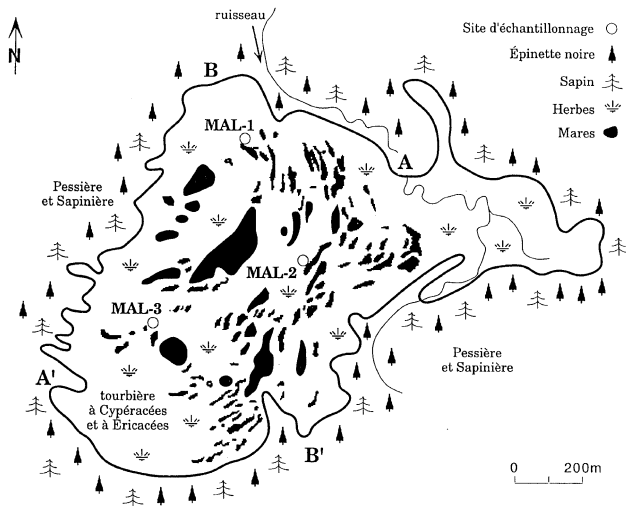


FIGURE 2. Schéma de la tourbière du lac Malbaie et localisation des points d'échantillonnage MAL-1, MAL-2 et MAL-3. Les mesures pachymétriques et le nivellement de la tourbière furent réalisés le long des transects A-A' et B-B'.

Map of the Lac Malbaie peatland showing the location of the sampling points MAL-1, MAL-2 and MAL-3. Peat depth measurements and levelling of the surface of the peat were done along transects A-A' and B-B'.

notamment au centre du site. Des buttes isolées de *Sphagnum fuscum* sont présentes sur les plateaux. La partie centrale de la tourbière est un bog à mares, en raison de l'absence d'orientation précise de ces biotopes, alors que la portion périphérique est un bog structuré, les mares étant disposées de façon concentrique (Buteau *et al.*, 1994).

Les essences arborescentes sont rares sur la tourbière. Seules quelques épinettes noires (*Picea mariana*) de petite taille croissent sur les buttes. Les éricacées (*Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) et les cypéracées abondent, notamment *Eriophorum spissum* qui est présente autant sur les buttes que sur les plateaux. Une zone humide dominée par l'aulne rugueux (*Alnus rugosa*) ceinture la tourbière où se trouvent de petits ruisseaux.

L'épaisseur maximale des sédiments organiques est de 2,40 m. La tourbe repose sur un till argileux et caillouteux. Le contact organo-minéral est net à chacun des endroits sondés. Lors d'une étude antérieure, un profil sédimentaire fut étudié par Richard (1975) afin d'établir l'histoire postglaciaire de la végétation régionale. Une date de 8095 ans BP (8970 ans BP étalonnés) fut alors obtenue à 25 cm au-dessus du contact organo-minéral. Richard (1975) avait alors proposé un âge de 9000 ans BP pour le début de l'accumulation organique. Notre échantillonnage a permis d'établir à au moins 9340 ans (10 330 ans BP étalonnés) l'âge de la tourbière.

Les forêts périphériques et régionales sont essentiellement conifériennes. Le domaine de la Sapinière à épinette noire couvre les hautes terres du massif des Laurentides. Les essences, peu diversifiées, comptent sept espèces : le sapin baumier (*Abies balsamea*), l'épinette noire (*Picea mariana*), le mélèze laricin (*Larix laricina*), le bouleau blanc

(*Betula papyrifera*), le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), l'épinette blanche (*Picea glauca*) et le peuplier baumier (*Populus balsamifera*). Le sapin baumier et l'épinette noire sont les deux essences dominantes (Richard, 1987).

Le climat du massif des Laurentides est plus froid et plus humide que celui des régions voisines. La température moyenne y est de -15,3 °C en janvier et de 14,8 °C en juillet. Les précipitations moyennes annuelles y atteignent 1527 mm, dont 39 % sous forme de neige. Le nombre de degrés-jours au-dessus de 0 et 5 °C est respectivement de 1902 et de 1016 (Environnement Canada, 1993). Par comparaison, la station météorologique de la municipalité de Saint-Urbain, à 35 km au sud-est de la tourbière et à une altitude de 91 m, présente une température moyenne de janvier de -12,9 °C et de 18,2 °C en juillet. Les précipitations moyennes annuelles sont moins importantes (940 mm).

MÉTHODES

TRAVAUX DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

Sur le terrain, les travaux ont été menés principalement le long de deux transects (A-A', B-B') (fig. 2). À tous les 100 m et moins, ainsi qu'en des points situés de part et d'autre des transects, l'épaisseur de la tourbe a été mesurée et les sédiments examinés. Le nivellement de la surface de la tourbière fut aussi effectué le long des transects. La conjugaison des données planimétriques et pachymétriques a permis d'établir la microtopographie du till sous-jacent. Trois carottes (MAL-1, MAL-2 et MAL-3) furent prélevées à l'aide d'une sonde russe modifiée (Jowsey, 1966). Le choix des stations d'échantillonnage fut fait en fonction de l'épaisseur de la tourbe, de la nature des sédiments au contact organo-minéral et du micro-relief du till, afin d'obtenir les plus longues séquences temporelles possibles.

Dans chacune des carottes, des échantillons d'un centimètre cube ont été prélevés à un intervalle maximal de dix centimètres aux fins des analyses sporopolliniques (Faegri *et al.*, 1989), de la détermination de la teneur en matière organique (Dean, 1974), et du dénombrement des charbons de bois microscopiques (Clark, 1982). Pour chacun des spectres sporopolliniques, au moins 500 grains de pollen de plantes vasculaires terricoles furent identifiés. Seules les espèces croissant sur la tourbière ou en bordure sont présentées dans les diagrammes sporopolliniques pour l'interprétation de la dynamique locale à chacun des points d'échantillonnage. Les concentrations polliniques (grains/cm³) furent calculées par l'ajout d'un volume connu d'une suspension de pollen d'*Eucalyptus globulus* de concentration connue (Benninghoff, 1962). Les concentrations polliniques des taxons extra-tourbicoles furent calculées séparément afin de retracer des fluctuations du rythme d'accumulation sédimentaire net de la tourbe, de fortes concentrations polliniques pouvant signifier un ralentissement du rythme d'accumulation, et vice-versa (Middeldorp, 1982 ; Witte et Van Geel, 1985). Lorsqu'ils étaient présents, les rhizopodes et les rotifères furent identifiés sur les mêmes préparations microscopiques que celles utilisées pour le dénombrement du pollen et des spores. La représentation en pourcentage des rhizopodes et des rotifères est fondée sur la

TABLEAU I
Données chronologiques

Profil et niveau (cm)	Date* (années BP)	Date (années BP étal.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	N° laboratoire
MAL-2				
055-060	1360 ± 100	1280	-27,5	GSC-6053
085-090	4160 ± 100	4800	-27,3	GSC-5933
135-140	6730 ± 130	7545	-28,5	GSC-6023
172-177	7350 ± 100	8110	-26,1	GSC-5913
235-240	9340 ± 120	10 330	-23,3	GSC-5878
MAL-3				
055-060	1200 ± 110	1100	-28,9	GSC-6062
105-110	3100 ± 90	3325	-27,6	GSC-5964
150-155	5540 ± 160	6360	-26,8	GSC-5947
210-215	8020 ± 180	8950	-26,3	GSC-5889
MAL**				
135-145	3855 ± 90	4240	n.d.	I-8138
190-200	8095 ± 155	8960	n.d.	I-8137

*Matériel daté : tourbe ; **Richard (1975) ; n.d. : non disponible.

somme totale de ces derniers. Les résultats sont présentés sur les diagrammes sporopolliniques à la suite des espèces tourbicoles.

Les analyses macrofossiles furent effectuées sur des sections sédimentaires de 2,5 ou 5 cm. Les résultats sont présentés par des diagrammes de concentrations macrofossiles par unité de 100 cm³, quel que soit le volume analysé de tourbe, afin de standardiser les résultats. La nomenclature des noms latins suit celle de Gleason et Cronquist (1991).

Neuf échantillons ont fait l'objet de datations au radiocarbone pour l'ensemble des carottes MAL-2 et MAL-3 (tabl. I). La chronologie de la carotte MAL-1 a été établie par corrélation pollinique des taxons extra-tourbicoles avec les profils MAL-2 et MAL-3. Bien qu'elle soit une espèce abondante dans le massif des Laurentides, l'épinette noire n'a pas été utilisée pour les corrélations polliniques car elle peut aussi croître sur les tourbières. Le tableau I montre aussi les dates obtenues par Richard (1975). Les âges conventionnels furent transformés en âges étalonnés (années solaires) à l'aide du programme CALIB 3.0 de Stuiver et Reimer (1993) afin que les taux de changements puissent être comparables tout au long de l'Holocène, ce que les données chronologiques exprimées en années conventionnelles ne permettent pas. Pour chacune des carottes, le taux d'accumulation sédimentaire net (après décomposition) entre deux niveaux datés successifs a été calculé par interpolation linéaire (mm/an).

RECONSTITUTION DES ÉTAPES DU DÉVELOPPEMENT DE LA TOURBIÈRE ET DES CONDITIONS HYDROLOGIQUES LOCALES

Les reconstitutions des différentes étapes de la dynamique locale aux trois points d'échantillonnage reposent sur la nature des sédiments et sur les analyses microfossiles et macrofossiles. Les assemblages floristiques révélés par les analyses

paléobotaniques ont permis d'identifier les régimes trophiques (étang, fen, bog), de préciser le caractère physionomique de la tourbière (herbaçaie, arbustaie, arborale) et de retracer la présence de biotopes, comme les mares. Pour chacun des profils, les zones présentées dans le diagramme macrofossile et sporopollinique sont les mêmes. Elles représentent les étapes locales et sont fondées en grande partie sur les assemblages macrofossiles. Les rhizopodes et les rotifères ont aussi été identifiés car ils fournissent des indications sur les conditions d'humidité de la tourbe. L'humidité et la position de la nappe phréatique sont les deux principaux facteurs qui régissent leur présence et leur abondance (Tolonen, 1986 ; Warner, 1990). Les traitements chimiques utilisés pour l'extraction du pollen et des spores peuvent endommager certaines espèces ou entraîner leur destruction (Hendon et Charman, 1997). Les espèces identifiées sont donc celles qui sont les plus résistantes aux traitements chimiques.

RÉSULTATS

HISTOIRE POSTGLACIAIRE DE LA VÉGÉTATION DANS LA RÉGION DE LA TOURBIÈRE DU LAC MALBAIE

Le diagramme pollinique du profil MAL-2 présenté à la figure 3 sert de référence pour la reconstitution de l'histoire de la végétation régionale car il représente la plus longue séquence temporelle obtenue dans la tourbière (10 300 ans ; tabl. I). Dans le massif des Laurentides, les reconstitutions postglaciaires de la végétation reposent sur les seules données polliniques (Richard, 1973, 1975 ; Busières, 1992). Les analyses macrofossiles de la tourbière du lac Malbaie permettent de préciser certains aspects de l'histoire des forêts, surtout en ce qui concerne le caractère de la végétation initiale. En raison de l'altitude du secteur à l'étude (800 m), des conditions climatiques rigoureuses ont entraîné un délai dans l'arrivée des essences arborescentes

Tourbière du lac Malbaie (MAL-2)

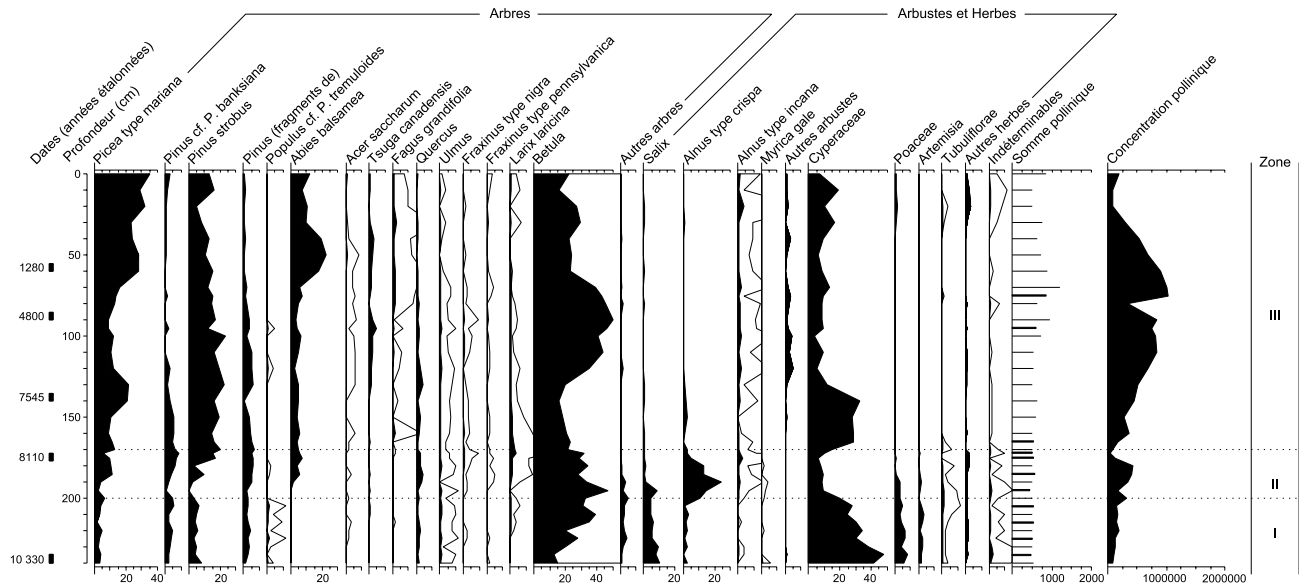


FIGURE 3. Diagramme pollinique du profil MAL-2. La description de chacune des zones (I, II et III) est présentée au tableau II.

Pollen diagram of core MAL-2. Table II gives a description of each pollen zone (I, II and III).

(Richard, 1975, 1995). Les premières forêts se sont constituées vers 8800 ans BP étal., alors que dans les régions au sud du parc des Laurentides et à de plus basses altitudes entre Québec et Baie-Saint-Paul (fig. 1), elles se sont formées vers 10 500 ans BP étal. (Richard et Poulin, 1976 ; Labelle et Richard, 1981). Depuis leur implantation, les forêts de la région de la tourbière ont toujours eu un caractère boréal, dominées par l'épinette noire et le sapin baumier. Trois principales périodes furent identifiées à partir des assemblages polliniques (fig. 3) : (I) une période non arboréenne (> 10 300-8800 ans BP), (II) une période d'afforestation (8800-8000 ans BP) et (III) une période forestière (8000 ans BP à l'actuel). Une description sommaire de chacune des zones polliniques est présentée au tableau II.

des concentrations polliniques extra-tourbicoles (fig. 6). La période s'échelonnant de 7550 à 1300 ans BP montre une importante diminution du taux d'accumulation sédimentaire. Cette diminution fut sans doute entrecoupée d'une période d'accumulation plus rapide entre 5000 et 4000 ans BP, là où les concentrations polliniques affichent une baisse marquée. Une accumulation rapide caractérise la portion supérieure du dépôt depuis 1300 ans, atteignant 0,45 mm/an.

DÉVELOPPEMENT DE LA TOURBIÈRE

Nous discuterons d'abord de la dynamique de l'entourbement au point d'échantillonnage MAL-2, puisque cet endroit représente la plus longue séquence temporelle.

Profil MAL-2

D'une épaisseur de 240 cm, les premiers sédiments accumulés sont constitués d'une tourbe telmatique (240-172 cm) dont le contenu en matière organique est inférieur à 70 % (fig. 4 et 5). Une tourbe d'herbacées et de mousses brunes (172-145 cm) s'y superpose, alors qu'une tourbe d'herbacées (145-50 cm) et une tourbe de sphaignes (50-0 cm) forment la portion supérieure du profil.

La succession de la végétation locale s'est faite en quatre étapes principales (I-IV) (fig. 7 et 8). Initialement (Ia), un étang (240-195 cm ; 10 300-8800 ans BP) hébergeait des plantes aquatiques (*Scirpus atrocinctus*, *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton*) et des algues (*Pediastrum*). Les assemblages macrofossiles indiquent la présence d'arbustes (*Betula glandulosa*, *Salix*) et des cypéracées (*Carex*) à proximité. De 195 à 172 cm (Ib ; 8800-8100 ans BP), la représentation des arbustes diminue, alors que l'épinette noire (*Picea mariana*) et le mélèze (*Larix laricina*) sont présents localement (macrorestes). Les plantes aquatiques abondent (*Potamogeton*, *Nuphar*, *Menyanthes trifoliata*, *Myriophyllum*, *Isoetes*), de même que les mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*).

Après le dépôt de la tourbe telmatique, le rythme d'accumulation sédimentaire net atteint un maximum de 0,65 mm/an entre 8100 et 7550 ans BP, corroboré par un minimum

De 8100 à 7600 ans BP (étape II ; 172-140 cm), un fen pauvre s'est constitué, reflété par la présence de la mousse brune *Drepanocladus exannulatus* (Vitt et Chee, 1990). Le fen comportait des mares permettant la présence de *Menyanthes trifoliata* (macrorestes) et des *Potamogeton*, dont la représentation pollinique est importante (fig. 7 et 8). Les cypéracées abondent (pollen et macrorestes), alors que les restes d'épinette noire et de mélèze disparaissent presque totalement au niveau 150 cm (7740 ans BP). Les éricacées (*Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) s'établissent durant cette étape.

TABLEAU II

Résumé de l'histoire postglaciaire de la végétation de la région de la tourbière du lac Malbaie

Zones*	Dates**	Interprétations
I	> 10 300-8800 ans BP	Phase non arboréenne Concentrations polliniques minimales. Représentation pollinique élevée des herbes (<i>Poaceae</i> , <i>Artemisia</i> , <i>Cyperaceae</i>). Présence du bouleau glanduleux (<i>Betula glandulosa</i>) et du saule (<i>Salix</i>) dans les assemblages polliniques et macrofossiles. Augmentation des pourcentages polliniques de l'aune crispé (<i>Alnus crispa</i>) vers la fin de la zone. Constitution d'une toundra arbustive depuis l'amorce de la sédimentation organique vers 10 300 ans BP.
II	8800-8000 ans BP	Phase d'afforestation Constitution des premières forêts ouvertes. Augmentation des concentrations polliniques. Présence de l'épinette noire (<i>Picea mariana</i>), du mélèze (<i>Larix laricina</i>) et du bouleau blanc (<i>Betula papyrifera</i>) dans les assemblages polliniques et macrofossiles. Représentation pollinique du sapin (<i>Abies balsamea</i>) d'environ 5%. Maximum pollinique d' <i>Alnus crispa</i> (20%).
III	< 8000 ans BP	Phase forestière Densification du couvert forestier. Diminution de la représentation pollinique d' <i>Alnus crispa</i> , des arbustes et des herbes. Forêts dominées par <i>Picea mariana</i> et <i>Abies balsamea</i> . Présence de la Sapinière à épinette noire comprenant le bouleau blanc sur les stations mésiques et des pessières noires sur les stations xériques et hygriques. Augmentation de la représentation pollinique de l'épinette noire et du sapin depuis 3000 ans BP. Maximum d'abondance du sapin entre 3000 et 500 ans BP selon les assemblages polliniques.

* Les zones réfèrent au diagramme pollinique du profil MAL-2 à la figure 3.

** Dates en années étalonnées

Un fen aux conditions moins humides (étape III) s'est constitué de 7600 à 5000 ans BP (140-90 cm), se traduisant par la disparition de *Drepanocladus exannulatus* et des plantes aquatiques. La représentation pollinique des cypéracées diminue alors que celle des éricacées augmente, de même que les spores de sphaignes. Le taux d'accumulation sédimentaire, alors très lent (fig. 6), résulte probablement d'une importante décomposition de la matière organique, expliquant les faibles concentrations macrofossiles (fig. 8).

La portion supérieure du profil (90-0 cm ; 5000-0 ans BP) témoigne de l'existence de conditions ombrotrophes (étapes IVa et IVb). Le cortège floristique local est dominé par *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda glaucophylla* et *Eriophorum spissum*. Il est possible que les éricacées aient formé une arbustaie dense, limitant la quantité de lumière au sol nécessaire à la sporulation des sphaignes, expliquant ainsi leur faible représentation (fig. 7). La portion supérieure du dépôt (50-0 cm ; IVb) se compose essentiellement de sphaignes (*Sphagnum magellanicum*) et d'éricacées.

Ce n'est que dans les 30 cm supérieurs du dépôt que le nombre de rhizopodes s'accroît de façon importante. Les premiers assemblages (zone IVa) sont dominés par *Hyalosphenia subflava*, une espèce associée à des conditions sèches de la tourbe (Warner, 1990 ; Warner et Charman, 1994). *Amphitrema flavum*, *Hyalosphenia papilio* et *Hyalosphenia elegans* dominent ensuite, témoignant d'un niveau élevé de la nappe phréatique (zone IVb).

Profil MAL-1

Les sédiments organiques au point d'échantillonnage MAL-1 couvrent une épaisseur de 225 cm (fig. 4). La portion inférieure (225-105 cm) se compose d'une tourbe d'herbacées et de mousses brunes. Une tourbe d'herbacées et de sphaignes prédomine entre 105 et 50 cm, à l'exception d'un horizon (75-65 cm) constitué de mousses brunes et d'herbacées. Les 50 centimètres supérieurs sont composés de sphaignes.

Le taux d'accumulation sédimentaire net a diminué graduellement après 8000 ans BP jusque vers 3000 ans BP (0,10 mm/an) (fig. 6). Les concentrations polliniques montrent toutefois plusieurs minimums indiquant des périodes durant lesquelles le rythme d'accumulation était sans doute plus rapide. Une importante recrudescence du taux d'accumulation caractérise les trois derniers millénaires, celui-ci atteignant un maximum de 0,48 mm/an.

Six étapes (I-VI) caractérisent la dynamique locale aux environs de MAL-1 (fig. 9 et 10).

La présence d'algues (*Pediastrum*) et de plantes aquatiques (*Isoetes*, *Potamogeton*, *Sparganium*) reflète la présence d'un plan d'eau peu profond, de 8900 à 8200 ans BP (étape I ; 230-210 cm) (fig. 9 et 10). *Picea mariana*, *Larix laricina* et les *Carex* (macrorestes) sont présents localement. Des graines de bouleau blanc (*Betula papyrifera*) indiquent la présence de cette essence non loin de la tourbière.

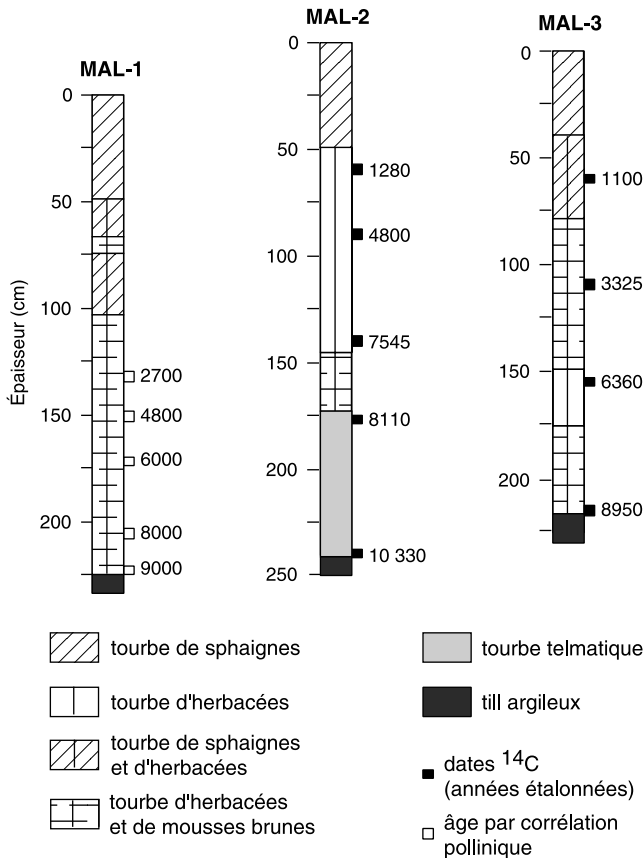


FIGURE 4. Nature des sédiments des profils échantillonnés. La position relative des carottes correspond à la topographie actuelle de la surface de la tourbière. Les niveaux datés (carrés noirs) et les âges déterminés par corrélation pollinique (carrés blancs) sont présentés à la droite des profils. Les âges sont en années étalonnées.

Sediment stratigraphy of the sampling cores. The relative position of the cores corresponds to the present topography of the peatland. Dated levels (black squares) and ages based on pollen correlation (white squares) are at the right of the profiles. Dates are in calendar years.

De 210 à 105 cm (8200-2200 ans BP), un fen pauvre comportant des mares s'est constitué. La présence de *Drepanocladus exannulatus* indique un niveau élevé de la nappe phréatique (Kubiw *et al.*, 1989 ; Nicholson et Vitt, 1990 ; Vitt, 1994). Le cortège floristique est d'abord composé de *Picea mariana*, *Larix laricina*, *Menyanthes trifoliata*, *Sparganium* et des *Carex* (étape II ; 210-150 cm ; 8200-4800 ans BP). De 150 à 105 cm (étape III ; 4800-2200 ans BP), la représentation de cypéracées, des éricacées (*Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda glaucophylla*) et de *Menyanthes trifoliata* augmente (fig. 10). Les macrorestes d'épinette noire sont absents dès la fin de l'étape II, alors que le mélèze semble être aussi absent localement dès le niveau 120 cm (2500 ans BP). Peu abondants, les rhizopodes sont dominés par *Amphitrema flavum*, *Amphitrema wrightianum* et le rotifère *Habrotricha angusticollis*, caractéristiques de milieux très humides (fig. 9).

Entre 105 et 80 cm (étape IV ; 2200-1660 ans BP), les conditions locales deviennent un peu moins humides alors

que dominent les rhizopodes *Hyalosphenia subflava*, *Amphitrema flavum* et *Trigonopyxis arcuata* (fig. 9). La présence des sphaignes et la plus grande abondance des rhizopodes indiquent l'établissement graduel de conditions ombrotrophes. Vers la fin de la zone IV, l'augmentation de la représentation de *Hyalosphenia subflava*, associée au déclin d'*Amphitrema flavum*, témoigne d'un abaissement de la nappe phréatique.

Une inversion se produit entre 80 et 55 cm (étape V ; 1660-1150 ans BP) avec l'apparition de *Drepanocladus revolvens*, une mousse brune associée aux fens riches et à des conditions alcalines dans la tourbe (Vitt et Chee, 1990 ; Gorham et Janssens, 1992). La disparition presque complète des rhizopodes et le maximum du rotifère *Habrotricha angusticollis* (fig. 9) indiquent un retour certain vers des conditions locales très humides et probablement la formation de mares près du point d'échantillonnage. Les forts pourcentages de *Hyalosphenia subflava* (65 cm) sont trompeurs en raison de la quasi-absence des rhizopodes à cette époque.

La dominance de *Sphagnum magellanicum* et la disparition des mousses brunes (fig. 10) témoignent d'un retour à des conditions ombrotrophes depuis 1150 ans (zone VI). L'ombrotrophie s'accompagne d'un maximum d'*Amphitrema flavum* (70 cm), entrecoupé d'une courte période (40-30 cm ; 800-600 ans BP) dominée par *Hyalosphenia subflava* (fig. 9).

Profil MAL-3

D'une épaisseur de 215 cm, le profil est constitué d'abord d'une tourbe d'herbacées et de mousses brunes (215-175 cm) (fig. 4). Un horizon de tourbe d'herbacées (175-150 cm) fait ensuite place à un retour des mousses brunes (150-80 cm). La portion supérieure du dépôt est un mélange de sphaignes et de plantes herbacées (80-40 cm) et une tourbe de sphaignes (40-0 cm).

Le taux d'accumulation sédimentaire a diminué depuis l'accumulation initiale de la tourbe (8950 ans BP ; 0,23 mm/an) jusque vers 3300 ans BP (0,15 mm/an) (fig. 6). Les concentrations polliniques extra-tourbicoles montrent des fluctuations importantes, notamment entre 6000 et 3000 ans BP. Depuis 3000 ans BP, une augmentation du rythme d'accumulation est observée. Un ralentissement est sans doute survenu vers 900 ans BP car les concentrations polliniques sont alors beaucoup plus élevées (fig. 7).

Cinq étapes (I-V) caractérisent le développement local au point d'échantillonnage MAL-3 (fig. 11 et 12).

L'accumulation organique a débuté par une phase aquatique (220-200 cm) d'une durée de 550 ans (étape I ; 8950-8400 ans BP). Les *Pediastrum* et les *Isoetes* témoignent d'un plan d'eau ceinturé de *Carex*, de quelques mélèzes et d'épinettes noires (fig. 11 et 12).

L'entourbement sub-aérien s'est amorcé par un fen pauvre comportant l'épinette noire et le mélèze (étape II) (200-170 cm ; 8400-7100 ans BP). *Drepanocladus exannulatus*, les *Carex*, *Viola* et *Potamogeton* sont présents localement. L'algue *Closterium idiosporum* (Van Geel, 1978 ; Van Geel *et al.*, 1981), *Drepanocladus exannulatus* et *Potamogeton*

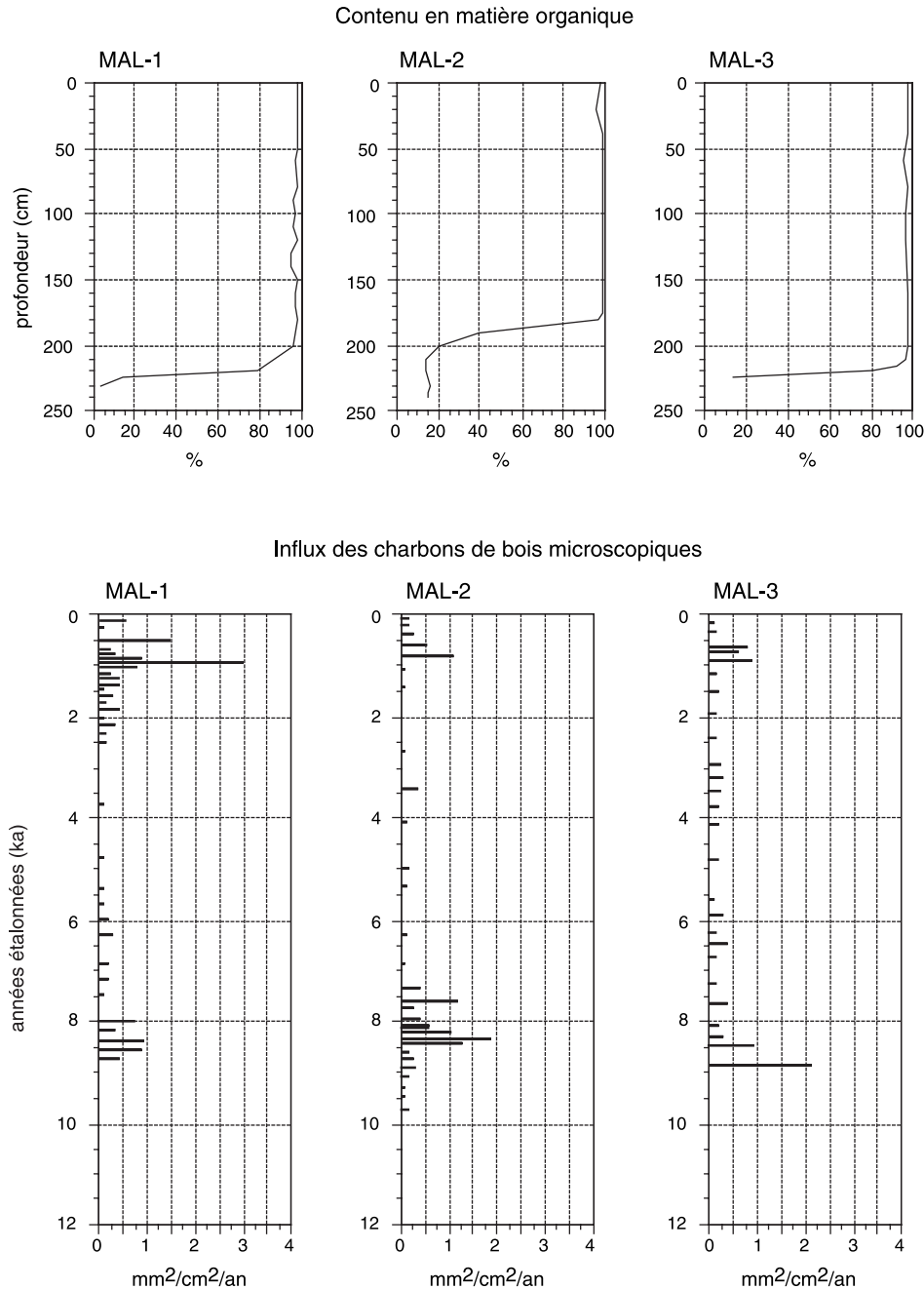


FIGURE 5. Contenu en matière organique (pourcentage du poids sec) et influx des charbons de bois microscopiques ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$) des profils MAL-1, MAL-2 et MAL-3.

Organic matter content (weight percent of the dry mass) and microscopic charcoal influxes ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{year}$) of cores MAL-1, MAL-2 and MAL-3.

attestent d'un niveau élevé de la nappe phréatique et de la présence de mares (fig. 11 et 12).

De 7100 à 5900 ans BP (étape III ; 170-145 cm), les conditions locales demeurent minérotrophes, mais il y a absence de mousses brunes. Le milieu comporte toujours l'épinette noire, le mélèze et les cypéracées (macrorestes), alors que de nouvelles espèces telles *Menyanthes trifoliata* et *Andromeda glaucophylla* font leur apparition (fig. 12). La présence de *Menyanthes trifoliata* témoigne d'un fen pauvre et de la présence de mares.

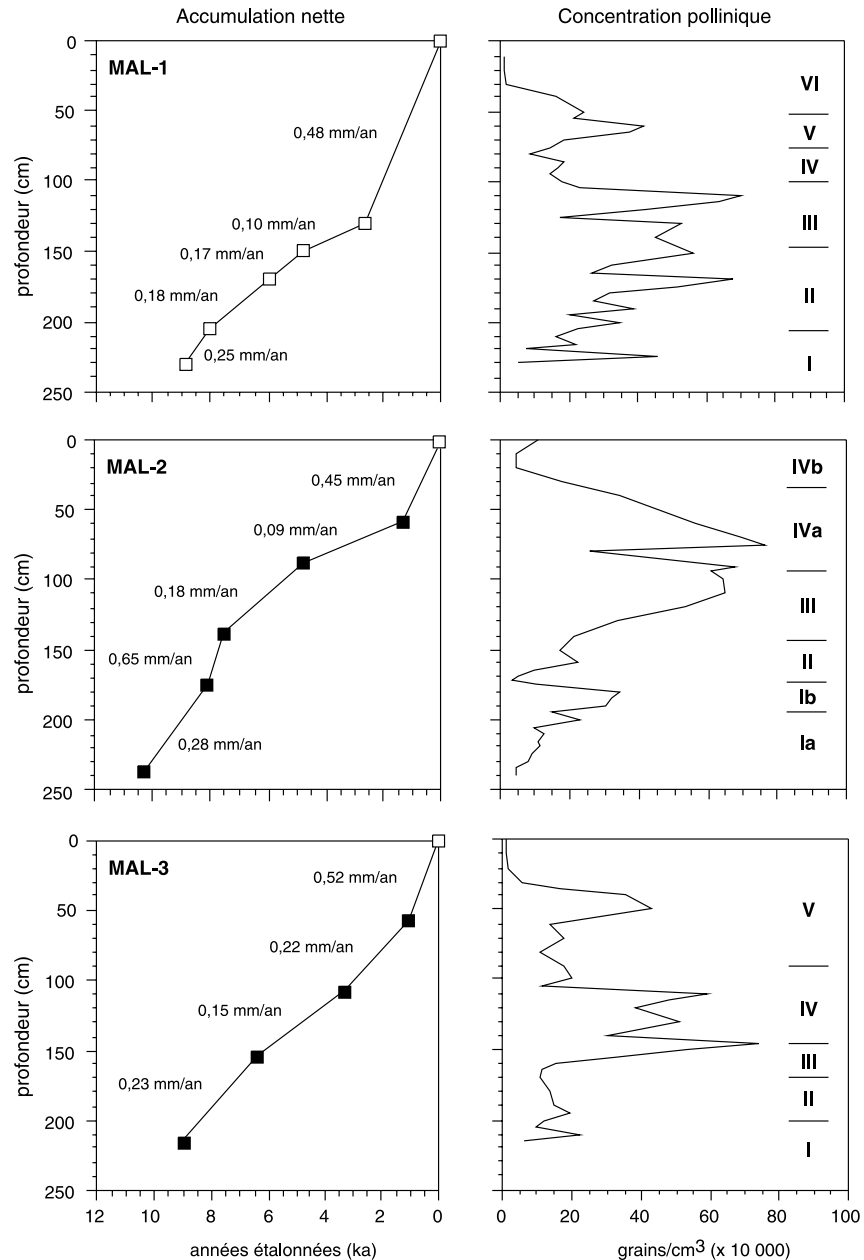
Des conditions locales très humides (étape IV) sont ensuite indiquées par un retour des mousses brunes (*Drepa-*

nocladus exannulatus), de 5900 à 2500 ans BP (145-90 cm). L'épinette noire et le mélèze persistent localement de même que *Menyanthes trifoliata* et les cypéracées. Une telle représentation de *Menyanthes trifoliata* et la présence de mousses brunes attestent de la présence d'eau à la surface et le maintien des mares. À cette époque, le taux d'accumulation atteint un minimum (0,15 mm/an) dans l'ensemble du profil.

La dernière étape (V) (2500-0 ans BP ; 90-0 cm) traduit la formation d'un bog. L'ombrotrophie s'accompagne de la disparition des essences arborescentes et de *Menyanthes trifoliata* et d'une plus grande abondance des rhizopodes (fig. 11 et 12). *Amphitrema flavum* et *Habrotricha angusticollis* sont

FIGURE 6. Courbes d'accumulation nette des sédiments (mm/an) et concentrations polliniques extra-tourbicoles (grains/cm³). Les carrés noirs correspondent aux niveaux datés, et les carrés blancs aux âges obtenus par corrélation pollinique. Un âge de 0 a été attribué au sommet des profils. Les chiffres romains à la droite correspondent aux étapes du développement de la tourbière aux trois points d'échantillonnage.

Curves of the net accumulation of the sediments (mm/year) and upland pollen concentrations (grains/cm³). Black squares correspond to dated levels, and white squares to ages based on pollen correlation. An age of 0 is given to the top of the profiles. Roman numbers at the right correspond to the local developmental stages of the peatland.



d'abord dominants. De 80 à 60 cm (2100-1200 ans), un assèchement se traduit par l'apparition d'espèces associées à des conditions moins humides (*Hyalosphenia subflava*, *Trigonopyxis arcuata*). De 60 à 30 cm (1200-575 ans BP), les rhizopodes, pratiquement absents, supposent une élévation de la nappe phréatique et un milieu trop humide pour les héberger. La portion supérieure du profil est dominée par des espèces témoignant d'une humidité élevée de la tourbe (*Amphitrema flavum*, *Centropyxis*, *Hyalosphenia papilio*, *Habrotrocha angusticollis*).

DISCUSSION

Le développement de la tourbière du lac Malbaie comprend quatre grandes périodes. Le métachronisme et les dif-

férences dans la succession de la végétation locale et des régimes trophiques entre les trois points d'échantillonnage (fig. 13) indiquent que des facteurs autres que climatiques furent déterminants sur l'accumulation de la tourbe.

13 500-9000 ans BP

Dans le massif des Laurentides, l'âge du retrait des glaces a été estimé entre 13 400 et 12 900 ans BP éval. (Lasalle *et al.*, 1977 ; Parent *et al.*, 1985). Les travaux portant sur la déglaciation dans cette région sont cependant peu nombreux, et l'âge du retrait des glaces est mal connu. La tourbière du lac Malbaie est toutefois située près de la Moraine de Saint-Narcisse dont la mise en place s'est faite vers 12 900-12 700 ans BP éval. (Occhietti, 1989). Il s'est donc écoulé environ 2500 ans entre la déglaciation et le

MAL-2

Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes

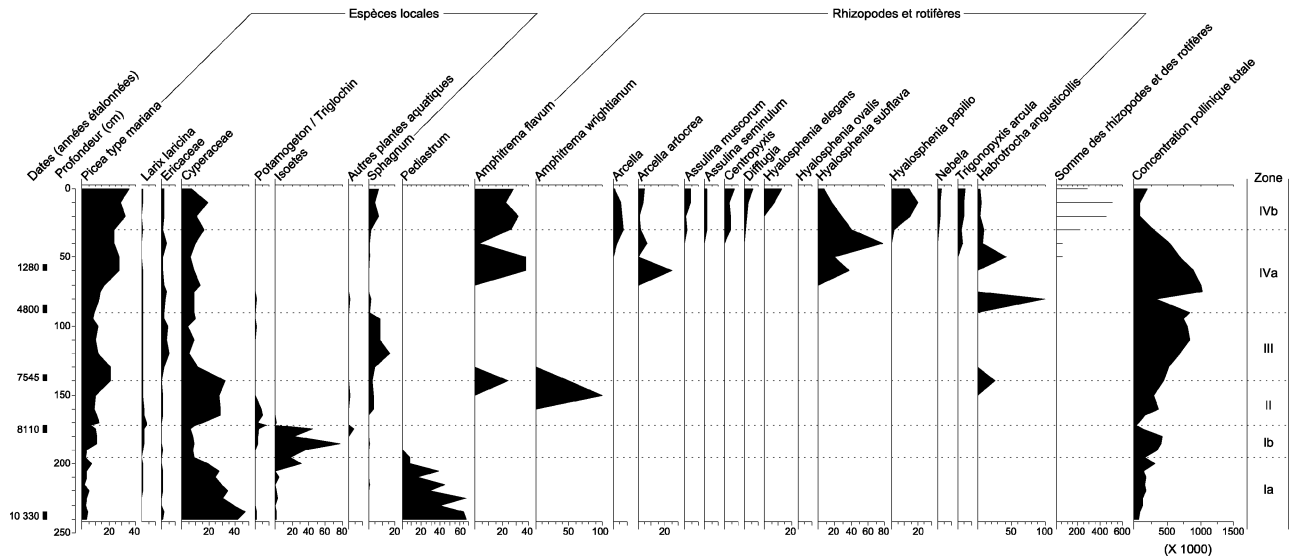


FIGURE 7. Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-2. *Pollen and spores (local taxa) and rhizopods diagram of core MAL-2.*

MAL-2

Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)

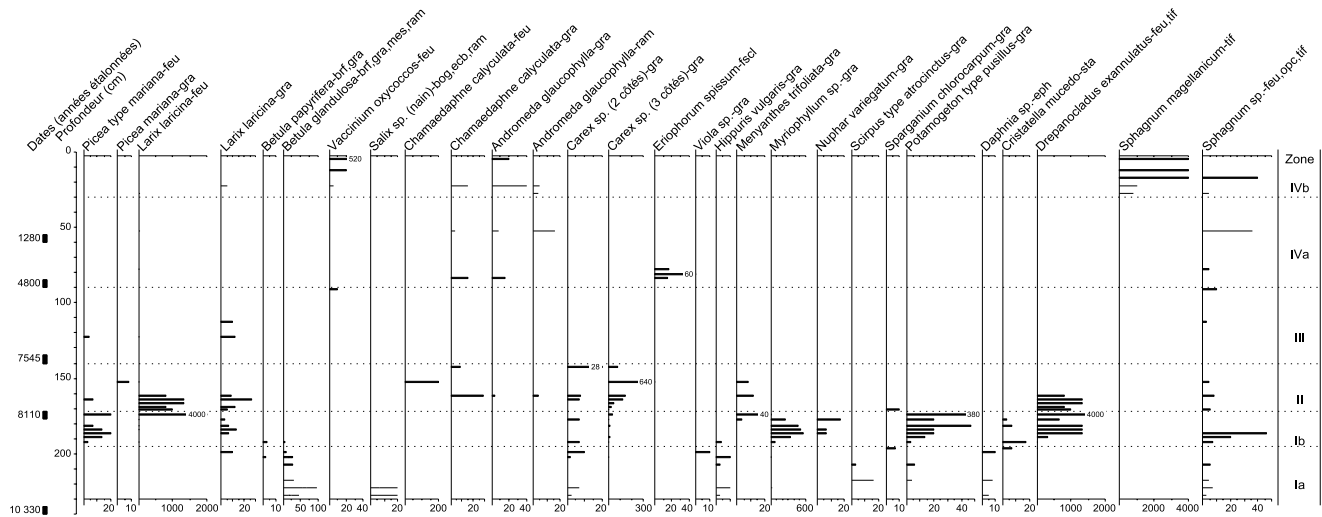


FIGURE 8. Diagramme macrofossile du profil MAL-2 (bog : bourgeon ; brf : bractée femelle ; ecb : écaille de bourgeon ; eph : ephippium ; feu : feuille ; fscl : faisceau sclérenchymateux ; gra : graine ; mes : mésoblaste ; opc : opercule ; ram : rameau ; sta : statoblaste ; tif : tige feuillée). *Macrofossil diagram of core MAL-2 (bog : bud ; brf : female bract ; ecb : bud scale, eph : ephippia ; feu : leaf ; fgf : leaf fragment ; gra : mesoblast ; opc : opercule ; ram : stem ; sta : statoblast ; tif : leafy stem).*

MAL-1

Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes

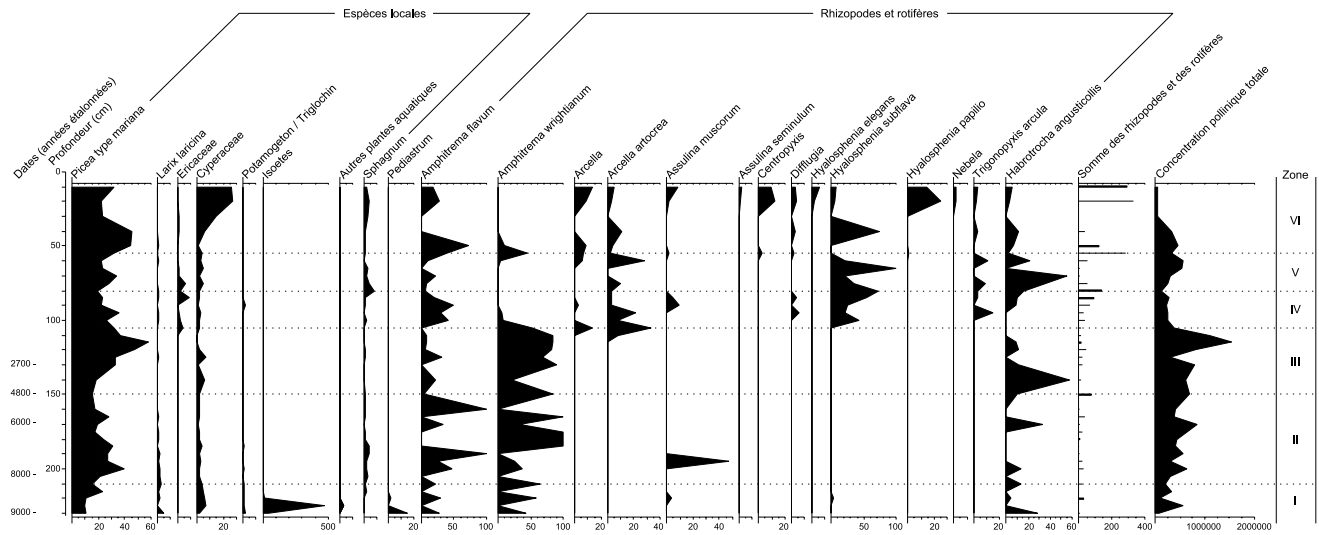


FIGURE 9. Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-1.

Pollen and spores (local taxa) and rhizopods diagram of core MAL-1.

MAL-1

Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)

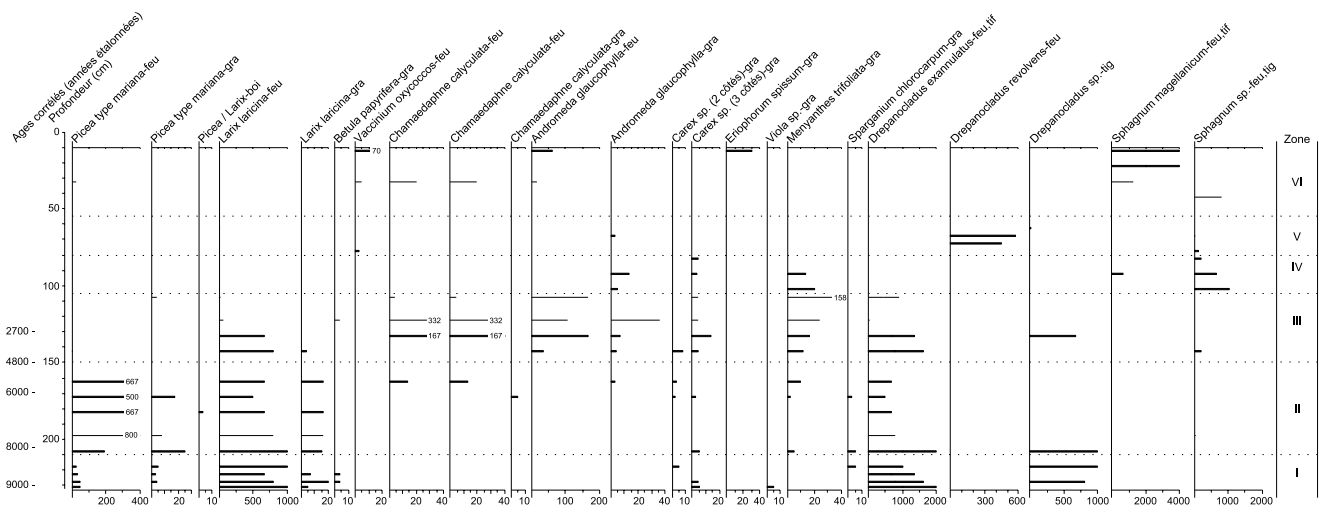


FIGURE 10. Diagramme macrofossile du profil MAL-1 (boi : bois ; feu : feuille ; gra : graine ; tif : tige feuillée ; tig : tige).

Macrofossil diagram of core MAL-1 (boi: wood; feu: leaf; gra: seeds; tif: leaved stem; tig: stem).

MAL-3

Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes

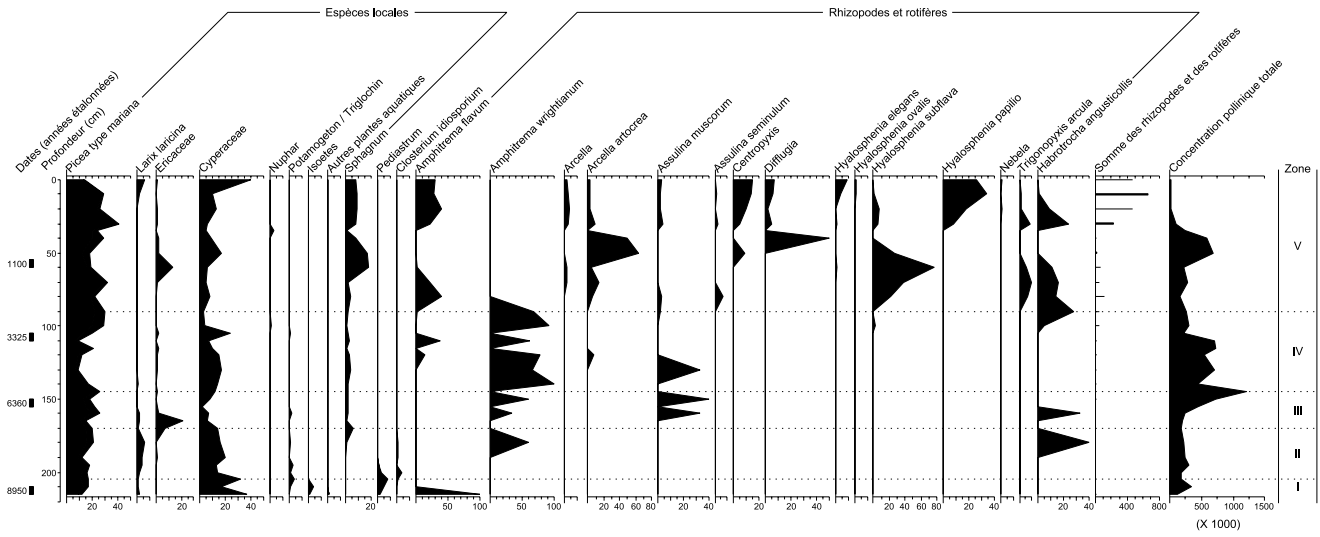


FIGURE 11. Diagramme sporopollinique de la végétation locale et des rhizopodes du profil MAL-3. *Pollen and spores (local taxa) and rhizopods diagram of core MAL-3.*

MAL-3

Diagramme de concentration macrofossile (100 cc)

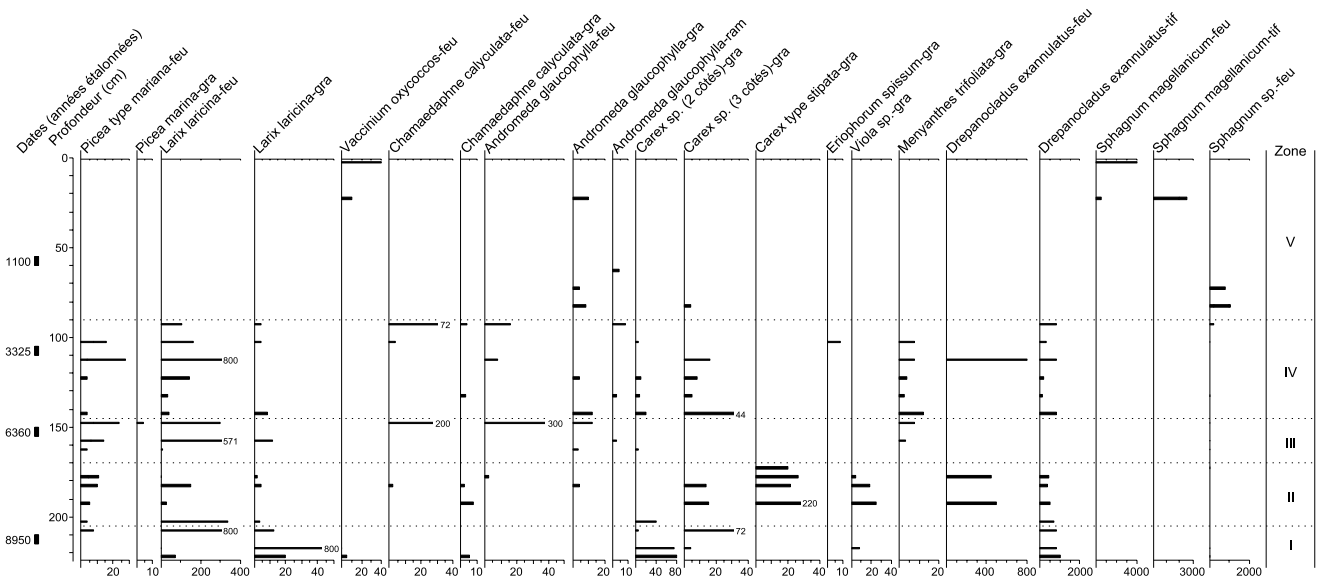


FIGURE 12. Diagramme macrofossile du profil MAL-3 (feu : feuille ; gra : graine ; ram : rameau ; tif : tige feuillée). *Macrofossil diagram of core MAL-3 (feu : leaf; gra : seed; ram : stem; tif : leafy stem).*

début de l'accumulation des sédiments organiques. Un climat d'abord trop rigoureux, ou encore des glaces stagnantes occupant les dépressions du terrain, inhibaient vraisemblablement toute production de tourbe. Entre 10 500 et 10 000 ans BP, les conditions climatiques suffisamment clémentes ont permis le déclenchement de l'entourbement et la présence d'arbustes comme le bouleau glanduleux et le saule nain (tabl. II). Le dépôt d'une tourbe telmatique s'est amorcé au sein d'une petite cuvette aux environs de MAL-2 dans un environnement régional de toundra arbustive. Cette cuvette représente le point d'origine de la tourbière.

L'importante représentation des arbustes dans les assemblages macrofossiles dès l'amorce de la sédimentation permet de jeter un nouveau regard sur la composition de la végétation initiale dans le massif des Laurentides. Le secteur immédiat de la tourbière était constitué d'une toundra arbustive dès 10 300 ans BP. Il ne semble donc pas qu'il y ait eu une phase de végétation non arboréenne à caractère strictement herbacé ayant précédé l'arrivée des arbustes, telle que proposée par Richard (1975) à l'aide des seules données sporopolliniques.

9000-8000 ans BP

La période comprise entre 9000 et 8000 ans BP se caractérise par le début de l'entourbement aux points MAL-1 et MAL-3. L'accumulation verticale de la tourbe a atteint un premier maximum au point d'échantillonnage MAL-2, par suite de la paludification de l'étang initial (fig. 6). Le taux d'accumulation sédimentaire était aussi élevé aux deux autres points d'échantillonnage. Les conditions locales très humides dans l'ensemble de la tourbière se sont traduites par la constitution d'un fen à épinette noire et mêléze (fig. 13). Les mousses brunes étaient alors les principales responsables de l'entourbement, *Drepanocladus exannulatus* indiquant la présence d'eau à la surface puisque cette espèce est associée aux tapis flottants des fens pauvres (Vitt et Chee, 1990 ; Vitt, 1994). La tourbière était sans doute parsemée de mares en raison des restes abondants de plantes aquatiques.

Cet épisode correspond à la formation des premières forêts ouvertes dans la région vers 8800 ans BP, constituées de l'épinette noire, du sapin baumier et du bouleau blanc (tabl. II). L'arrivée des essences arborescentes suppose des températures plus chaudes que celles qui prévalaient antérieurement. Les influx de charbons de bois microscopiques sont toutefois maximaux dès 9000 ans et jusque vers 7500 ans BP (fig. 5), traduisant une incidence élevée des feux régionaux à cette époque. Ces résultats sont similaires à ceux des autres régions du Québec méridional où d'importantes valeurs des charbons de bois microscopiques sont aussi retracées à l'Holocène inférieur (Richard, 1995 ; Carcaillet et Richard, 2000). Ils témoignent d'un climat peut-être plus sec et certainement plus orageux pour permettre le déclenchement des feux. Les bas niveaux lacustres nord-américains indiquent des précipitations généralement moins abondantes, associées ou non à une évapotranspiration plus élevée (Harrison, 1989 ; Webb *et al.*, 1993). Quoi qu'il en ait été, les apports d'eau de ruissellement et les précipita-

tions furent suffisants pour alimenter le fen et maintenir un niveau élevé de la nappe phréatique malgré un climat probablement plus sec. Il semble donc que l'augmentation des températures ait été un facteur déterminant sur l'activité photosynthétique et la productivité des plantes tourbicoles durant l'Holocène inférieur à la tourbière du lac Malbaie. Cette interprétation de l'importance première de la température dans la formation des tourbières diverge de l'idée générale selon laquelle des conditions fraîches et humides sont nécessaires au déclenchement de l'entourbement.

8000-3000 ans BP

D'une manière générale, après 8000 ans BP, le rythme d'accumulation sédimentaire a diminué dans l'ensemble de la tourbière jusque vers 3300 ans BP à MAL-3, 2700 ans BP à MAL-1 et 1300 ans BP à MAL-2 (fig. 6). Cette diminution s'accompagne d'événements distincts survenus aux trois points d'échantillonnage (fig. 13). Aux environs de MAL-2, une transition vers des conditions locales moins humides se traduit par la formation d'un fen sans mousses brunes ni plantes aquatiques entre 7600 et 5000 ans BP. Le passage d'une tourbe de mousses brunes à une tourbe d'herbacées survient aussi au point MAL-3 vers 7100, mais des mares y sont demeurées présentes localement. Par contre, un fen comprenant *Drepanocladus exannulatus* et des mares s'est maintenu dans le secteur de MAL-1 pendant une longue période (6000 ans), de 8200 jusque vers 2200 ans BP (fig. 13). Au point MAL-3, vers 5900 BP, l'existence de conditions locales très humides sont indiquées par le retour des mousses brunes (*Drepanocladus exannulatus*) et par la présence de *Menyanthes trifoliata*, reflétant ainsi le maintien des mares aux environs du point d'échantillonnage jusque vers 2500 ans BP.

Les conditions hydrologiques contrastées entre le centre de la tourbière et les stations situées plus près de la périphérie pourraient refléter des apports d'eau de ruissellement plus importants à ces endroits, permettant le maintien d'un niveau élevé de la nappe phréatique et la présence des mares. Au centre, une isolation plus rapide de la tourbe des eaux de ruissellement a mené à l'établissement de conditions locales plus sèches. L'ombrotrophie est d'ailleurs survenue beaucoup plus tôt à MAL-2, vers 5000 ans BP (fig. 13). Aux points MAL-1 et MAL-3, des conditions minérotrophes ont perduré jusque vers 2200 et 2500 ans BP, indiquant que le passage vers l'ombrotrophie a eu lieu graduellement du centre vers la périphérie de la tourbière.

Un ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire est souvent le reflet d'un climat plus sec qui provoque un abaissement de la nappe phréatique et une augmentation de la décomposition de la matière organique (Aaby et Tauber, 1974 ; Svensson, 1988 ; Ikonen, 1993). Le déclin du taux d'accumulation net à la tourbière du lac Malbaie durant l'Holocène moyen ne reflète par contre pas nécessairement une emprise hydrique à l'échelle régionale. Sur la tourbière, les conditions sont demeurées très humides et la nappe phréatique s'est maintenue près de la surface de la tourbe. Les influx de charbons microscopiques sont nettement inférieurs à ceux des millénaires précédents (9000-7000 ans) et demeurent peu importants jusque vers 1000 ans BP (fig. 5).

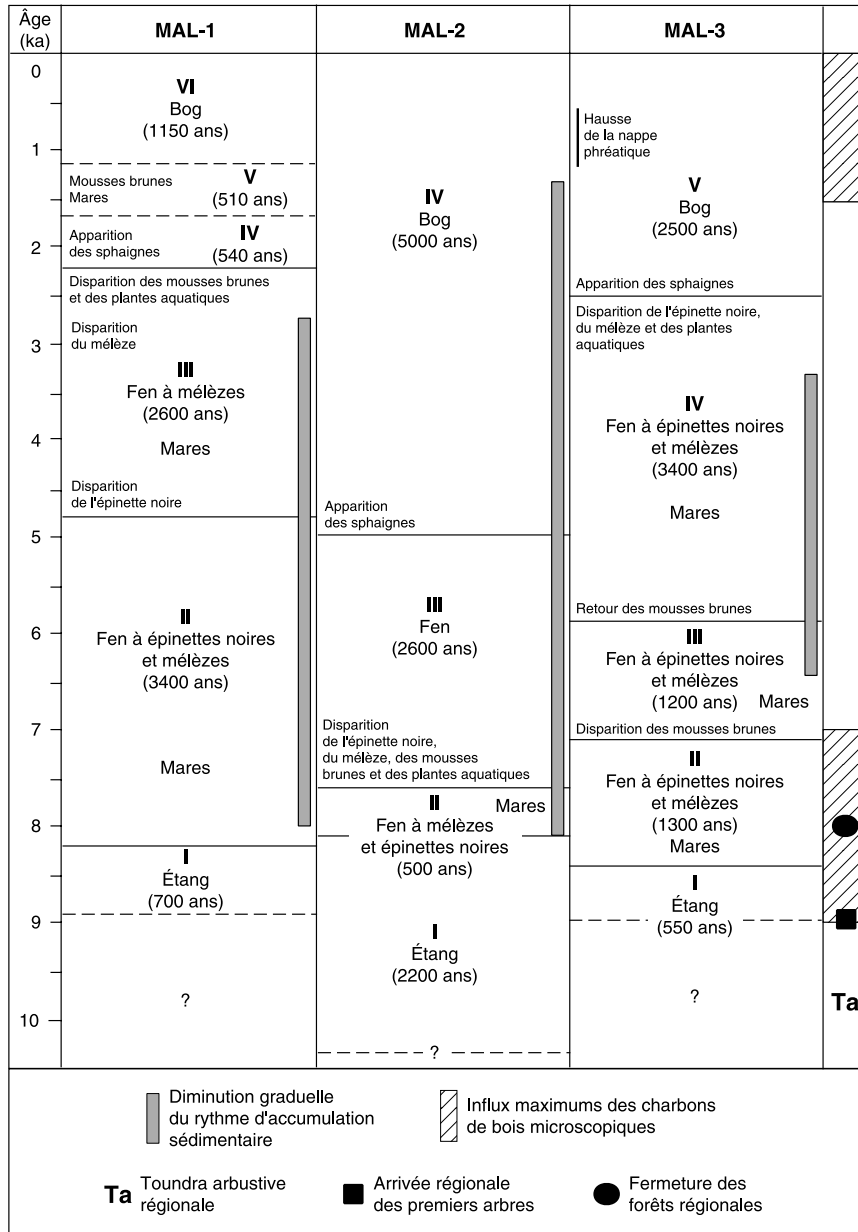


FIGURE 13. Synthèse des événements locaux survenus à la tourbière du lac Malbaie. Les chiffres romains correspondent aux étapes du développement de la tourbière à chacun des points d'échantillonnage et ceux entre parenthèses, à la durée de chacune des étapes.

Synthesis of the local developmental stages of the Lac Malbaie peatland. Roman numbers correspond to the local stages at each sampling point, and numbers in brackets to the length of the different stages.

Ces faibles influx de charbons traduisent un climat moins favorable au déclenchement des feux, un climat peut-être plus humide. Cette baisse des influx s'accorde avec les autres séquences sédimentaires du sud du Québec qui affichent aussi un contenu moins élevé en charbons microscopiques à la même époque (Richard, 1995 ; Carcaillet et Richard, 2000). Dans les régions plus méridionales, la formation de forêts décidues pourrait en partie expliquer les feux moins fréquents (Clark *et al.*, 1996). Toutefois, les forêts du massif des Laurentides ont toujours été dominées par l'épinette noire et le sapin baumier, indiquant que la diminution des influx de charbons de bois reflète sans doute un climat plus humide et moins orageux que celui qui prévalait antérieurement. Ces conditions climatiques auront permis un maintien élevé du niveau de la nappe phréatique des sols

périphériques qui alimentait la tourbière. L'existence d'un climat plus froid et plus sec, qui aurait diminué la productivité des plantes tourbicoles, est peu probable en raison de la fermeture du couvert forestier vers 8000 ans BP.

La diminution graduelle du rythme d'accumulation sédimentaire pourrait s'expliquer par l'activité accrue des cyanobactéries dans les mares et dans l'acrotelme des tourbières dont la nappe phréatique est en surface ou près de celle-ci. Hamilton *et al.* (1994) ont proposé que la décomposition de la tourbe dans les tourbières structurées par des mares était engendrée et maintenue par l'activité des cyanobactéries fixatrices d'azote. La dégradation de la matière organique se manifeste par une corrosion exercée par les cyanobactéries et par l'oxygénation de l'eau par les algues

lors de la photosynthèse (Sjörs, 1961 ; Seppälä et Koutaniemi, 1985 ; Hamilton *et al.*, 1994). Dans ces conditions, l'accumulation de la tourbe est alors fortement ralentie. Au Labrador, Foster et King (1984) ont observé une importante décomposition de la tourbe dans les mares, entraînant la coalescence de ces dernières. À la tourbière de Farnham (fig. 1), un important maximum des concentrations polliniques est survenu alors qu'il y avait présence de mares, indiquant ainsi une accumulation très lente et sans doute une décomposition importante de la tourbe par les cyanobactéries dans ces biotopes (Lavoie *et al.*, 1995). Par ailleurs, les mesures des flux de carbone effectuées par Moore (1989) dans différents biotopes d'une même tourbière ont montré que les lanières fixaient le carbone, alors que les dépressions et les platiers où la nappe phréatique est près ou en surface de la tourbe étaient caractérisées par des émissions importantes de carbone. Ces observations montrent qu'il y a décomposition importante de la tourbe dans les biotopes très humides ou recouverts d'eau. Puisque les conditions locales dans la tourbière Malbaie étaient très humides alors qu'il y avait ralentissement du taux d'accumulation sédimentaire durant l'Holocène moyen, il est probable que ce phénomène ne soit pas d'abord d'origine climatique, mais plutôt le résultat de l'action des cyanobactéries.

3000 ans BP à l'actuel

Les derniers millénaires ont été particulièrement favorables à l'accumulation de la tourbe. Une importante augmentation du taux d'accumulation sédimentaire est notée dans l'ensemble de la tourbière (fig. 6). Au point MAL-1, un horizon de mousses brunes (*Drepanocladus revolvens*) s'est constitué entre 1660 et 1150 ans BP. Cet horizon, formé après l'établissement de conditions ombrotrophes, témoigne sans doute de la constitution de mares. Une élévation de la nappe phréatique est aussi survenue à la même époque au point MAL-3, entre 1200 et 575 ans BP.

Ces différents indices, ainsi que l'importante représentation pollinique de l'épinette noire et du sapin baumier (fig. 3 et tabl. II), militent en faveur d'un climat plus frais et plus humide à l'Holocène supérieur. Puisque l'épinette noire était absente ou très peu abondante sur la tourbière, ses pourcentages polliniques pourraient traduire la formation des forêts sur tourbe qui ceinturent actuellement la tourbière et un entourage de forêts périphériques. Un autre indice en faveur de l'existence d'un tel climat est l'importante augmentation des influx de charbons microscopiques depuis 2000 ans (fig. 5). Des incursions plus fréquentes vers le sud de l'air arctique et une position plus méridionale du front arctique auraient provoqué des conditions climatiques instables en raison de la rencontre de l'air froid avec des masses d'air plus chaud. Cette instabilité aurait favorisé la formation de cellules orageuses propices aux éclairs qui déclenchent les feux.

Cette interprétation de l'existence d'un climat plus frais et plus humide s'accorde avec les résultats de Gajewski (1987, 1988) qui a proposé, à l'aide de l'analyse pollinique à haute résolution de séquences lacustres, une hausse des précipi-

tations et une baisse des températures au cours des deux derniers millénaires dans le nord-est américain. L'accumulation de tourbe sur les hauts sommets de la région de Charlevoix au cours du dernier millénaire (Bussièrès, 1992 ; Bussièrès *et al.*, 1996) traduit aussi des conditions climatiques fraîches et humides. Une déforestation progressive s'est produite sur ces sommets depuis 3000 ans en raison d'incendies fréquents, permettant l'établissement de plantes héliophiles et la formation subséquente de la tourbe depuis 1200 ans BP. Le délai entre les feux et l'entourbement montre que l'accumulation de la tourbe a commencé en réponse au climat frais et humide du dernier millénaire, surtout depuis 600 ans (Bussièrès *et al.*, 1996).

CONCLUSION

L'étude paléoécologique de trois profils sédimentaires de la tourbière du lac Malbaie a permis de reconstituer les étapes de son développement. Les résultats présentés à la figure 13 indiquent clairement que l'évolution de la tourbière ne peut être correctement retracée et interprétée par l'analyse d'une seule carotte. Des différences importantes entre les points d'échantillonnage touchent la végétation tourbicole, le statut trophique et les conditions hydrologiques. L'étude d'un nombre accru de carottes aurait sans nul doute contribué au raffinement des reconstitutions. Néanmoins, grâce aux analyses de trois carottes en position triangulaire, l'essentiel des étapes du développement de la tourbière est certainement compris. Des événements contrastés survenus entre les stations d'échantillonnage d'un même système tourbigène furent d'ailleurs retracés à la tourbière du Parc de Frontenac (Lavoie et Richard, 2000) et au complexe tourbeux de Lanoraie (Comtois, 1979, 1982) (fig. 1).

Un des objectifs de cette étude était de reconstituer certaines des conditions postglaciaires du climat sous l'angle du bilan hydrique. Sauf au cours de l'Holocène supérieur, les analyses paléobotaniques n'ont pas fait ressortir une emprise hydroclimatique claire sur le développement de la tourbière et sur la dynamique de l'accumulation de la tourbe. D'autres facteurs se sont avérés déterminants sur l'accumulation de la tourbe. Ainsi, durant l'Holocène inférieur, les températures auraient été tout aussi déterminantes que le régime pluviométrique, puisque la tourbière s'est sans doute développée sous un climat régional sec. Si des changements importants des précipitations ou de l'évapotranspiration se sont produits, ils auront été masqués par d'autres facteurs authigènes ou n'auront pas eu de répercussions majeures sur l'accumulation de la matière organique. Les 3000 dernières années sont par contre marquées par une importante recrudescence de l'accumulation verticale de la tourbe, traduisant des conditions plus fraîches et plus humides en réponse à des incursions plus fréquentes de l'air arctique. Les diagrammes sporopolliniques révèlent une représentation accrue de l'épinette noire et du sapin baumier, reflétant sans doute la constitution des carrs qui ceinturent aujourd'hui la tourbière et un entourage progressif des forêts périphériques. Des conditions climatiques instables, provoquées par la rencontre de l'air chaud et de l'air

froid, auront mené au déclenchement de feux plus fréquents dans le massif des Laurentides.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent à Dany Harvey pour l'aide apportée lors des travaux de terrain, à Stéphanie Ferland, Nicole Morasse et Alayn Larouche pour leur contribution aux analyses polliniques et macrofossiles et à Roger McNeely de la Commission géologique du Canada, à Ottawa, qui s'est chargé de la datation au radiocarbone des échantillons. Les commentaires et suggestions des D^{rs} Les Cwynar, Jim Ritchie et Marc Delage, ainsi que d'un lecteur anonyme, ont permis d'améliorer le manuscrit soumis. Ce travail est une contribution du programme de recherche CSHD (Climate System History and Dynamics) financé par le CRSNG.

RÉFÉRENCES

- Aaby, B. et Tauber, H., 1974. Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark. *Boreas*, 4 : 1-17.
- Anderson, D.E., 1998. A reconstruction of Holocene climatic changes from peat bogs in north-west Scotland. *Boreas*, 27 : 208-224.
- Barber, K.E., 1981. Peat stratigraphy and climatic change. A palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration. Balkema, Rotterdam, 219 p.
- Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D., Stoneman, R. et Brew, J.S., 1994. A sensitive high-resolution record of late Holocene climatic change from a raised bog in northern England. *The Holocene*, 4 : 198-205.
- Benninghoff, W.S., 1962. Calculation of pollen and spore density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen et Spores*, 6 : 332-333.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Holocene plant succession in a dune-swale environment of southern Québec : A macrofossil analysis. *Écoscience*, 3 : 330-342.
- Blackford, J.J. et Chambers, F.M., 1995. Proxy climate record for the last 1000 years from Irish blanket peat and a possible link to solar variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 133 : 145-150.
- Bussièrès, B., 1992. La déforestation subalpine au mont du lac à L'Empêche, Charlevoix, Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, 231 p.
- Bussièrès, B., Payette, S. et Filion, L., 1996. Déboisement et entourage des hauts sommets de Charlevoix à l'Holocène supérieur : origine des étages alpin et subalpin. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 257-269.
- Buteau, P., Dignard, N. et Grondin, P., 1994. Système de classification des milieux humides du Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-01, 25 p.
- Carcaillet, C. et Richard, P.J.H., 2000. Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics*, 16 : 549-559.
- Chambers, F.M., Barber, K.E., Maddy, D. et Brew, J., 1997. A 5500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss, Borders, Scotland. *The Holocene*, 7 : 391-399.
- Clark, J.S., Royall, P.D. et Chumbley, C., 1996. The role of fire during climate change in an eastern deciduous forest at Devil's Bathbub, New York. *Ecology*, 77 : 2148-2166.
- Clark, R.L., 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparation and thin section of sediments. *Pollen et Spores*, 24 : 523-535.
- Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 322 p.
- _____, 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Journal canadien des sciences de la terre*, 19 : 1938-1952.
- Couillard, L. et Grondin, P., 1986. La végétation des milieux humides du Québec. Les Publications du Québec.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 : 242-248.
- Environnement Canada, 1993. Normales climatiques au Canada, 1961-1990. Service de l'Environnement atmosphérique, Ottawa, 157 p.
- Fægri, K., Kaland, P.E. et Krzywinski, K., 1989. Textbook of Pollen Analysis. 4th ed. John Wiley & Sons, New York, 338 p.
- Foster, D.R. et King, G.A., 1984. Landscape features, vegetation and developmental history of a patterned fen in south-eastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72 : 115-143.
- Gajewski, K., 1987. Climatic impacts on the vegetation of eastern North America during the past 2000 years. *Vegetatio*, 68 : 179-190.
- _____, 1988. Late Holocene climatic change in eastern North America estimated from pollen data. *Quaternary Research*, 29 : 255-262.
- Garneau, M., 1987. Reconstitution paléocéologique d'une tourbière littorale de l'estuaire du Saint-Laurent : analyse macrofossile et sporopollinique. *Géographie physique et Quaternaire*, 40 : 109-125.
- Gleason, H.A. et Cronquist, A., 1991. Manual of vascular plants of northeastern United States and adjacent Canada. The New York Botanical Garden, New York, 910 p.
- Gorham, E. et Janssens, J.A., 1992. Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface waters. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 61 : 7-20.
- Hamilton, J.D., Kelly, C.A., Rudd, J.W., Hesslein, R.H. et Roulet, N.T., 1994. Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson Bay lowlands (HBLs). *Journal of Geophysical Research*, 99(D1) : 1495-1510.
- Harrison, S.P., 1989. Lake-level records and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics*, 3 : 157-167.
- Hendon, D. et Charman, D.J., 1997. The preparation of testate amoebae (*Protozoa : Rhizopoda*) samples from peat. *The Holocene*, 7 : 199-205.
- Ikonen, L., 1993. Holocene development and peat growth of the raised bog Pesänsuo in southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 370, 58 p.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytologist*, 65 : 245-248.
- Kubiw, H., Hickman, M. et Vitt, D.H., 1989. The developmental history of peatlands at Muskiki and Marguerite lakes, Alberta. *Canadian Journal of Botany*, 67 : 3534-3544.
- Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1981. Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du Parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 : 345-359.
- Larouche, A.C., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et par l'analyse pollinique. Mémoire de maîtrise, Université Laval, 117 p.
- Lasalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce—Monts Notre-Dame—Parc des Laurentides. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-516, 74 p.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 305-316.
- Lavoie, M. et Richard, P.J.H., 2000. The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Québec. *Canadian Journal of Botany*, 78 : 668-684.
- Middeldorp, A.A., 1982. Pollen concentration as a basis for indirect dating and quantifying net organic and fungal production in a peat bog ecosystem. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37 : 225-282.

- Moore, T.R., 1989. Plant production, decomposition, and carbon efflux in a subarctic patterned fen. *Arctic and Alpine Research*, 21 : 156-162.
- Nicholson, B.J. et Vitt, D.H., 1990. The paleoecology of a peatland complex in continental western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 68: 121-138.
- Occhiotti, S., 1989. Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian sub-region, p. 350-388. *In* R.J. Fulton, édit., *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, vol. 1.
- Parent, M., Dubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15 : 17-37.
- Richard, P.J.H., 1973. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du parc des Laurentides, Québec. *Naturaliste canadien*, 100 : 577-590.
- _____, 1975. Histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du parc des Laurentides, Québec. *Naturaliste canadien*, 102 : 669-681.
- _____, 1987. Le couvert végétal au Québec-Labrador et son histoire postglaciaire. *Notes et Documents*, 87-01, Université de Montréal, Montréal, 74 p.
- _____, 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP : essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 117-140.
- Richard, P.J.H. et Poulin, P., 1976. Un diagramme pollinique au Mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 13 : 145-156.
- Seppälä, M. et Koutaniemi, L., 1985. Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on a mire in Kuusamo, Finland. *Boreas*, 14 : 287-309.
- Sjörs, H., 1961. Surface patterns in boreal peatlands. *Endeavour*, 20 : 217-224.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Svensson, G., 1988. Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. *Boreas*, 17 : 89-111.
- Tolonen, K., 1986. Rhizopod analysis, p. 645-666. *In* B.E. Berglund, édit. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester, 869 p.
- Van Geel, B., 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25 : 1-120.
- Van Geel, B., Bohncke, S.J.P. et Dee, H., 1981. A palaeoecological study of an upper late glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 31 : 367-448.
- Vitt, D.H., 1994. An overview of factors that influence the development of Canadian peatlands. *Memoirs of the Entomological Society of Canada*, 169 : 7-20.
- Vitt, D.H. et Chee, W.L., 1990. The relationships of vegetation to surface water chemistry and peat chemistry in fens of Alberta, Canada. *Vegetatio*, 89 : 87-106.
- Warner, B.G., 1990. Testate amoebae (Protozoa), p. 65-74. *In* B.G. Warner, édit. *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Geological Association of Canada, 170 p.
- Warner, B.G. et Charman, D.J., 1994. Holocene changes on a peatland in northwestern Ontario interpreted from testate amoebae (Protozoa) analysis. *Boreas*, 23 : 270-279.
- Webb III, T., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. et Anderson, K.H., 1993. Vegetation, lake levels, and climate in eastern North America for the past 18,000 years, p. 415-467. *In* H.E. Wright, Jr., J.E. Kutzbach, F.A. Street-Perrott, W.F. Ruddiman et T. Webb III, édit. *Global Paleoclimates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, 569 p.
- Witte, H.J.L. et Van Geel, B., 1985. Vegetational and environmental succession and net organic production between 4500 and 800 B.P. reconstructed from a peat deposit in the western Dutch coastal area (Assendelver Polder). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 45 : 239-300.