

Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec
Age of Final Deglaciation and Reconstruction of Postglacial Vegetational History in Central Nouveau-Québec
Период окончательного таяния ледника и воссоздание истории послеледниковой растительности в центральном новом Квебеке

Pierre J. H. Richard, Alayn Larouche et Michel A. Bouchard

Volume 36, numéro 1-2, 1982

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032470ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032470ar>

[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

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*, 36(1-2), 63–90. <https://doi.org/10.7202/032470ar>

Résumé de l'article

L'analyse pollinique, l'analyse macrofossile, ainsi que la datation au radiocarbone de quatre carottes de sédiments lacustres postglaciaires, ont permis d'établir l'âge minimal de la déglaciation et l'histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec, où ont persisté quelques-uns des derniers lambeaux de la calotte glaciaire wisconsinienne au Québec. La déglaciation s'est échelonnée entre 6200 ans BP, qui représente l'amorce de la stagnation finale au sud-ouest de la ligne de partage glaciaire terminale, et 5600 ans BP, qui représente l'âge minimal de la fusion finale de la glace, en terre haute, au nord-est de la ligne de partage. Le délai entre la disparition de la glace et l'accumulation des premiers sédiments organiques datables dans les petits lacs a été très court. La colonisation végétale fut immédiate, relativement massive, tant par les arbres et les arbustes que par les plantes herbacées. L'aulne crispé (*Alnus crispa*) et le mélèze (*Larix laricina*) dominèrent au début, mais toutes les autres espèces d'arbres étaient déjà présentes. Une taïga à épi-nette noire (*Picea mariana*) beaucoup plus dense qu'aujourd'hui a occupé le paysage entre 5500 et 4400 ans BP environ. Le principal trait de l'histoire postglaciaire de la végétation est l'ouverture généralisée de la couverture arbo-réenne et arbustive, qui s'amorce vers 4700 à 4300 ans BP reflétant sans doute l'avènement d'un climat plus froid. La seule indication d'une éventuelle fluctuation climatique est représentée par deux périodes de plus grande abondance du bouleau blanc, entre 5750 et 4750 ans et entre 3600 et 2500 ans enregistrées en un site de la région.

ÂGE DE LA DÉGLACIATION FINALE ET HISTOIRE POSTGLACIAIRE DE LA VÉGÉTATION DANS LA PARTIE CENTRALE DU NOUVEAU-QUÉBEC

Pierre J.H. RICHARD, Alayn LAROUCHE et Michel A. BOUCHARD, les deux premiers auteurs, Département de géographie, université de Montréal, et le troisième auteur, Département de géologie, université de Montréal, c.p. 6128, succursale « A », Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ L'analyse pollinique, l'analyse macrofossile, ainsi que la datation au radiocarbone de quatre carottes de sédiments lacustres postglaciaires, ont permis d'établir l'âge minimal de la déglaciation et l'histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec, où ont persisté quelques-uns des derniers lambeaux de la calotte glaciaire wisconsinienne au Québec. La déglaciation s'est échelonnée entre 6200 ans BP, qui représente l'amorce de la stagnation finale au sud-ouest de la ligne de partage glaciaire terminale, et 5600 ans BP, qui représente l'âge minimal de la fusion finale de la glace, en terre haute, au nord-est de la ligne de partage. Le délai entre la disparition de la glace et l'accumulation des premiers sédiments organiques datables dans les petits lacs a été très court. La colonisation végétale fut immédiate, relativement massive, tant par les arbres et les arbustes que par les plantes herbacées. L'aulne crispé (*Alnus crispa*) et le mélèze (*Larix laricina*) dominèrent au début, mais toutes les autres espèces d'arbres étaient déjà présentes. Une taïga à épinette noire (*Picea mariana*) beaucoup plus dense qu'aujourd'hui a occupé le paysage entre 5500 et 4400 ans BP environ. Le principal trait de l'histoire postglaciaire de la végétation est l'ouverture généralisée de la couverture arboréenne et arbustive, qui s'amorce vers 4700 à 4300 ans BP reflétant sans doute l'avènement d'un climat plus froid. La seule indication d'une éventuelle fluctuation climatique est représentée par deux périodes de plus grande abondance du bouleau blanc, entre 5750 et 4750 ans et entre 3600 et 2500 ans enregistrées en un site de la région.

ABSTRACT Age of final deglaciation and reconstruction of Postglacial vegetational history in central Nouveau-Québec. Pollen and macrofossil analyses, as well as radiocarbon dating, of four cores of postglacial lake sediments collected from central Nouveau-Québec, provide an estimate of the minimum age for the disappearance of some of the last remnants of the Wisconsinan ice in Québec, and allow a reconstruction of the postglacial history of the vegetation. The final stages of deglaciation span from about 6200 to about 5600 years BP. The first date marks the time of inception of the final stagnation of the ice southwest of the terminal ice-divide and the second gives the minimum age of the final melting of the ice on the uplands north of the divide. The time which elapsed between the uncovering of the cored lake basins by the ice and the accumulation of datable organic matter in these was short due to the rapid colonisation of the newly uncovered land by trees, shrubs and herbs. Green alder (*Alnus crispa*) and larch (*Larix laricina*) dominated the landscape at first, but all the other species of trees and shrubs were already present. From ca. 5500 to 4400 years BP, the region supported a dense black spruce (*Picea mariana*) taiga. The main feature of the subsequent postglacial history of the vegetation is the opening of the arboreal cover around 4700 to 4400 years BP reflecting the cooling of the regional climate. The only indication of possible postglacial climatic fluctuations other than the general cooling trend are represented by two pollen influx pulses of white birch (*Betula papyrifera*) between 5760 and 4750 years BP and between 3600 and 2500 years BP, recorded at one of the sites.

РЕЗЮМЕ Период окончательного таяния ледника и воссоздание истории послеледниковой растительности в центральной Новом Квебеке. Анализ макроископаемых и пыльцы, а также определение возраста, с помощью радиоактивного углерода, четырех кернов послеледниковых озерных отложений, взятых в центральной Новом Квебеке, обеспечивают возможность вычисления минимального периода с момента исчезновения некоторых из последних остатков висконсинского ледника в Квебеке и позволяют воссоздание истории послеледниковой растительности. Конечные стадии таяния ледника приходятся на промежуток времени приблизительно с 6200 до 5600 годов до настоящего времени (до 1950 года до нашей эры)*. Первая дата отмечает начало окончательного прекращение движения ледника к юго-востоку от конечного ледораздела, а вторая минимальный период с момента окончательного таяния на возвышенностях к северу от ледораздела. Сначала в ландшафте преобладали черная ольха (*Alnus crispa*) и лиственница (*Larix laricina*), но все другие виды деревьев и кустарников также произрастали там. Приблизительно с 5500 до 4400 годов до настоящего времени район был покрыт густой тайгой из черной ели (*Picea mariana*). Главной чертой последующей истории послеледниковой растительности является разрежение леса около 4700 до 4400 годов до настоящего времени, отражающее похолодание климата в этом районе. Единственным указанием возможных послеледниковых колебаний климата, кроме тенденции к общему похолоданию, являются два наплыва пыльцы белой березы (*Betula papyrifera*) между 5760 и 4750 годами до настоящего времени и между 3600 и 2500 годами до настоящего времени, зарегистрированные на одном из участков.

INTRODUCTION

Cet article présente les résultats de l'analyse pollinique, de l'analyse macrofossile et de la datation au radiocarbone de quatre carottes de sédiments lacustres postglaciaires prélevées dans une région de 4 500 km² environ, centrée sur le lac Delorme, au cœur du Nouveau-Québec (fig. 1).

Le lac Delorme correspond à un des nombreux élargissements du cours supérieur du Caniapiscou et occupe une centaine de kilomètres carrés entre les latitudes 54°25' et 54°40' Nord le long du méridien 69°55' Ouest. Il s'étire ainsi sur une trentaine de kilomètres, atteignant par endroits 7 km de largeur. Il est inégalement parsemé d'îles de taille variable. Le lac Caniapiscou se situe à 20 km au sud, le lac Duplanter, à 10 km au nord. Le lac Delorme occupe la partie centrale d'une région qui sera ennoyée de vingt mètres approximativement, soit jusqu'à la cote de 536 m, pour la constitution d'un réservoir faisant partie des aménagements hydro-électriques du Complexe La Grande sur le Territoire de la Baie-James. Ce réservoir couvrira alors plus de 100 km du sud au nord, sa largeur atteignant parfois 60 km. Il sera ponctué d'innombrables îles, comme le sont d'ailleurs actuellement tous les grands lacs de cette région. La mise en eau a été amorcée en octobre 1981.

En prévision de la submersion, la région du futur réservoir a fait l'objet de recherches archéologiques extensives afin de dresser l'inventaire des sites d'anciens campements amérindiens. Ainsi, plusieurs sites le long du Caniapiscou furent soumis à une étude intensive afin d'en extraire un maximum d'informations archéologiques et anthropologiques. Ce fut le cas d'un site du lac Delorme (54°25'30" Nord, 69°59'15" Ouest; fig. 1). Ces travaux ont été effectués par M. David Denton, de l'université McGill, dans le cadre d'une thèse de doctorat et d'un mandat du ministère des Affaires culturelles du Québec.

Les analyses polliniques dont nous faisons état ici ont été entreprises à la demande de M. Denton, afin de fournir un cadre paléophytogéographique aux reconstitutions archéologiques. À cet objectif s'ajoute celui de retracer l'histoire postglaciaire de la végétation d'une région dépourvue de diagrammes polliniques dans un rayon de 300 km, si on exclut les abords de Schefferville située à près de 200 km à l'est. En effet, les études pollenanalytiques périphériques sont celles de DRUMMOND (1965), de GRAYSON (1957) et de MORRISON (1970) dans la fosse du Labrador, de part et d'autre de Schefferville, celles de RICHARD (1981) à plus de 300 km au nord, sur le plateau du lac Nedlouc au sud de la rivière aux Feuilles, celles de RICHARD (1979) au nord-est de la Jamésie, à 400 km à l'ouest et, enfin, celles d'IGNATIUS (1956) dans la région du lac Mistassini, à plus de 400 km au sud-ouest. À ces résultats publiés

s'ajoutent trois diagrammes polliniques inédits, dressés par Michel Bouchard, à partir de carottes de sédiments lacustres prélevées au nord-est du lac Mistassini et dans les monts Otish, à 250 km au sud-sud-ouest du lac Delorme. Par ailleurs, IVES (1979) et SHORT (1981) font état de l'échantillonnage récent de lacs près de Schefferville, en vue de l'analyse pollinique et de la détermination de l'âge de la déglaciation régionale.

Par ailleurs, la région du lac Delorme est comprise dans le secteur qui constituait la zone centrale du dôme glaciaire du Nouveau-Québec (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1980). Elle a en fait, au moins durant les toutes dernières phases de la glaciation, été traversée par la ligne de partage des glaces telle que reconstituée par HUGHES (1964). Selon HUGHES (1964), PREST (1969, 1970) et LIARD (1977), cette région correspond ainsi au secteur où ont persisté quelques-uns des derniers lambeaux de la calotte glaciaire wisconsinienne au Québec. L'âge des premiers sédiments organiques accumulés dans les petits lacs de la région du lac Delorme devrait donc livrer l'âge minimal de la disparition de ces derniers lambeaux de glace, et les premiers spectres polliniques devraient refléter les modalités de la colonisation végétale dans un contexte de toute fin de la glaciation continentale. Cette région revêt donc un grand intérêt pour l'étude du Quaternaire, tant sous l'angle chronologique que sous les aspects archéologique et paléophytogéographique.

DESCRIPTION DU MILIEU

Selon BOSTOCK (1970), la région couverte par cette étude (fig. 1) chevauche le plateau de Caniapiscou à l'est et le plateau des Lacs à l'ouest (HARE, 1959). Le plateau de Caniapiscou, qui s'étend vers l'est jusqu'aux abords de Schefferville, s'élève à plus de 775 m d'altitude par endroits; le relief y est essentiellement contrôlé par les assises rocheuses et le drainage reflète largement la structure du socle. Le plateau des Lacs, dont la surface s'élève à des altitudes variant de 400 à 700 m, se caractérise par un relief ondulé et une myriade de bassins lacustres qui confèrent au paysage un aspect unique.

Dans la région, la limite entre ces deux entités physiographiques correspond en gros à l'axe des lacs Caniapiscou, Delorme et Lemaître, qui constituent le cours supérieur du Caniapiscou. À l'ouest de cet axe, le terrain s'élève par endroits à plus de 600 m, comme au sud-ouest du lac Brisay, ainsi qu'au nord du lac Marsilly. À l'est, la région est constituée de terres hautes sauf pour une large dépression occupée par les lacs Porée, Vermeulle et D'Esperay. Dans le secteur du lac Daumont, l'altitude peut atteindre 686 m.

Les roches de la région sont dans l'ensemble d'âge archéen et appartiennent à la province du Supérieur

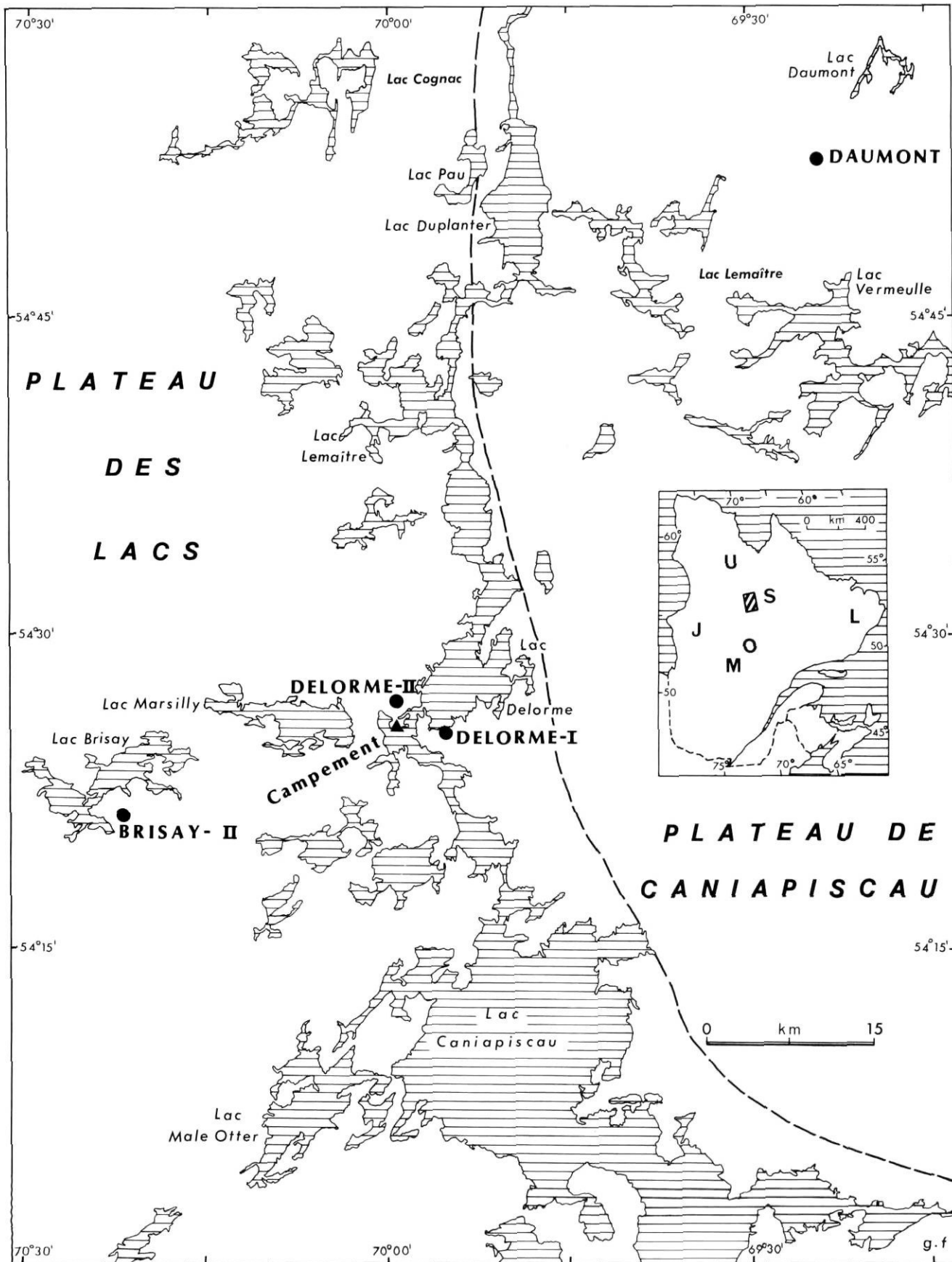


FIGURE 1. Carte de localisation des sites échantillonnés. Les îles et la plupart des lacs ne sont pas représentés. Les entités physiographiques mentionnées sont tirées de BOSTOCK (1970). Dans le carton, les lettres désignent les régions suivantes: S, Schefferville; U, Ungava, plateau du lac Nedlouc; J, Jamésie; M, lac Mistassini; O, monts Otish;

Location map showing the selected cored lake basins. Numerous islands and lakes are omitted. The physiographic units are from BOSTOCK (1970). In the inset; S, Schefferville; U, Nedlouc Plateau, Ungava; J, James Bay Area; M, Lac Mistassini; O, Otish Mountains; L, south-eastern part of Labrador.

du Bouclier canadien. Elles sont composées essentiellement de gneiss granitique et de granite à pyroxène dans le secteur du lac Brisay, de paragneiss, parashiste, et migmatite à l'est du lac Caniapiscau, et de granodiorite, monzonite, granite, gneiss granitique, migmatite et syénite non différenciés dans le reste du secteur (LAURIN, 1969; K. Sharma, Min. Énergie et Ressources du Québec, comm. pers.).

Selon GÉRARDIN (1980), le territoire étudié fait partie de la région écologique du lac Delorme, à l'exception d'une zone incluant le lac Brisay et le lac Male Otter, au sud-ouest, qui appartient à la région écologique du lac Le Grand. Ces deux régions écologiques s'insèrent dans la sous-zone du Haut Subarctique, caractérisée par une taïga très ouverte. C'est le domaine des landes boisées (DUCRUC *et al.*, 1976; GÉRARDIN, 1980), dont le recouvrement des strates arborescentes se situe entre 5 et 25%. Le principal groupement végétal de la région est la pessière à épinette noire et cladonies; il couvre environ 40% des sols minéraux. Le mélèze laricin (*Larix laricina* (Du Roi) K. Koch) s'allie souvent à l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP), mais forme rarement des mélezins. Les sommets des collines sont occupés par des landes dominées par les lichens, avec le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.), les berris (*Vaccinium vitis-idaea* L.) et la camarine (*Empetrum nigrum* L.). Cette formation couvre 38% des sols minéraux, sur des substrats bien drainés constitués de sable, de gravier ou de till. Les stations moins bien drainées mais plus riches portent la pessière à épinette noire et mousses (10%) et divers types de pessières à sphaignes. Sur les meilleures stations, on trouve la pessière à épinette noire et sapin (2%) et même des sapinières (7%). Le sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.) affectionne les îles et la proximité des lacs, dans cette région, en raison du microclimat plus doux engendré par la présence des masses d'eau. Son port se modifie pour imiter, vu de loin, celui de l'épinette noire. Le sapin est proche de la limite septentrionale de son aire géographique, qui correspond à la limite sud de l'hémisphère arctique (ROUSSEAU, 1974). Autour du lac Delorme, nous n'avons rencontré ni pin gris (*Pinus divaricata* (Ait.) Dumont), ni bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marsh.), mais ces espèces sont présentes dans les régions écologiques occidentales voisines. Au total, les divers groupements d'épinette noire couvrent 65% des sols minéraux dans la région écologique du lac Delorme. La végétation de la région écologique du lac Le Grand, à laquelle s'intègrent les environs des lacs Brisay et Male Otter (fig. 1), est très semblable à celle de la région écologique du lac Delorme; dans l'ensemble, les pessières gagnent toutefois du terrain aux dépens des landes, mais les sapinières sont plus rares; par contre, les bétulaies à bouleau blanc sont présentes (5% des sols minéraux), surtout vers l'ouest.

Dans la région écologique du lac Delorme, 4% du territoire est couvert de brûlis et 48% est occupé par des terrains organiques. Les brûlis sont colonisés par des mousses telle *Polytrichum piliferum* ou des lichens tel *Cladina stellaris*, et des groupements dominés par l'aulne crispé (*Alnus crispa* (Ait.) Pursh.) ou le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.). Les feux contribuent fortement au caractère ouvert des forêts, notamment sur les hauts de pentes. Les terrains organiques sont dominés par les fens, bien que les bogs soient présents. Ces terrains sont inégalement répartis dans la région, étant plus vastes et plus abondants dans une bande d'environ 30 km de largeur reliant le secteur du lac Cognac, au nord-ouest, à celui du lac Vermeulle, au sud-est. L'eau recouvre actuellement de 10 à 15% du territoire. Les lacs sont innombrables et de toutes tailles.

En extrapolant les données de la station météorologique de Schefferville, le climat de la région du lac Delorme présente les caractéristiques suivantes: température moyenne annuelle de 4°C, 800 mm de précipitations annuelles moyennes dont 450 mm sous forme de pluie entre mai et septembre, environ 110 jours pour la durée annuelle moyenne de la saison de croissance (GÉRARDIN, 1980); les températures moyennes de juillet et de janvier sont de 13,3°C et -23,3°C respectivement.

SÉDIMENTS GLACIAIRES ET DÉGLACIATION

La reconstitution des événements liés à la déglaciation de la région est à l'origine de la stratégie d'échantillonnage des sédiments lacustres en vue des études paléophytogéographiques et de la chronologie de la déglaciation. Cette reconstitution s'appuie d'abord sur les travaux et la cartographie de HUGHES (1964) puis sur nos observations des sédiments glaciaires sur le terrain, faisant suite à l'examen de quelques photographies aériennes choisies. Les aspects les plus importants de la géologie glaciaire de la région touchent les directions de l'écoulement glaciaire, le mode de retrait de la glace, et les phases glacio-lacustres associées à la déglaciation. Ces aspects sont soulignés et discutés dans les paragraphes suivants, qui présentent une description systématique des sédiments et des principales morphologies glaciaires de la région.

Les dépôts meubles sont en général minces et discontinus, laissant percer de nombreux affleurements sur les terres hautes. Les sédiments glaciaires, constitués essentiellement de till et de sédiments fluvio-glaciaires, ne sont épais et continus que dans les régions basses. Le till n'a pu être observé en coupe que dans la région du lac Duplanter où, sur 2 m verticaux reposant directement sur la roche en place, il se présente comme un diamicton gris, silteux, compact, incluant environ 10 à 15% de clasts (particules de diamètre supérieur à 4mm),

dont quelques-uns sont subarrondis. Des observations en surface, dans le secteur du lac Brisay, laissent croire cependant que vers le sud-ouest de la région le till est moins silteux et davantage sablonneux. Selon Hardy (comm. pers.), la compilation d'une partie des données texturales décrivant le till de la région, données acquises par la SEBJ, montre qu'il contient 0 à 12% de particules de taille inférieure à 2μ et 12 à 40% de particules de la taille des silts; les chiffres les plus élevés pour l'argile et le silt reflètent la texture du till échantillonné dans les formes profilées tournées vers le nord et le nord-est, c'est-à-dire localisées dans la partie nord et est de la région, comme on le verra plus loin. La texture silto-argileuse du till dans la partie nord de la région est inusitée étant donné la nature granitique du socle rocheux de ce secteur et des régions adjacentes (cf. SCOTT, 1976; BOUCHARD, 1980).

De nombreux blocs gisent en surface directement sur le till ou, plus rarement, sur les sédiments fluvioglaciers et ce, presque partout dans la région. La plupart de ces blocs sont sans doute d'origine locale, puisqu'ils sont lithologiquement semblables aux roches du socle de la région. Cependant, sur la rive ouest du lac Tracy (fig. 2), au sud du lac Delorme ($54^{\circ}20'$ Nord, $69^{\circ}59'$ Ouest), un bloc de roche ferrifère, avec une abondance de chert rouge, a été trouvé par C. Dubé (Min. Énergie et Ressources du Québec, comm. pers.). Ce bloc vient probablement de la fosse du Labrador (v.g. Formation de Sokoman; DIMROTH, 1978). Cette observation s'ajoute à celles de HUGHES (1964) qui signale la présence de deux autres blocs provenant de la fosse du Labrador, trouvés à l'est de la région à l'étude. La dispersion de ces blocs indique donc qu'une partie du till de la région provient de la fosse du Labrador, située de 60 à 100 km au nord-est. Il paraît par ailleurs intéressant de poser comme hypothèse que cette provenance puisse expliquer la fine texture du till dans le secteur nord de la région.

Dans la région, le till comprend trois types distincts de terrains morainiques: la moraine de fond à surface fuselée longitudinalement, les moraines de Rogén (LUNDQVIST, 1969; "ribbed moraine" de HUGHES, 1964) et les terrains morainiques à buttes et dépressions. Les allongements en fuseau de la moraine de fond se manifestent en une variété de drumlins et de drumli-noïdes. Les directions glaciaires individuelles montrées par le grand axe de ces fuseaux, de même que celles indiquées par les stries, les roches moutonnées et les *crag-and-tail* développés sur la roche en place forment deux grands ensembles de directions, distincts de part et d'autre d'une ligne de partage glaciaire (fig. 2, et HUGHES, 1964). À l'ouest de cette ligne, les indicateurs de la direction glaciaire témoignent d'un écoulement vers l'ouest et le sud-ouest. Dans le voisinage immédiat du lac Delorme, cet écoulement glaciaire

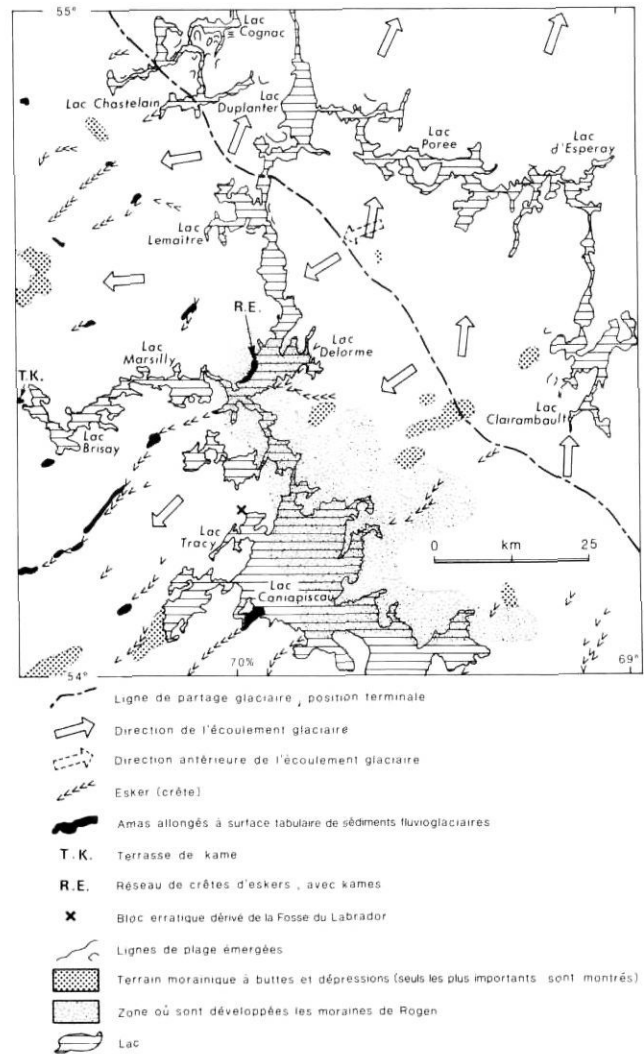


FIGURE 2. Carte simplifiée de la géologie glaciaire de la région étudiée; modifiée à partir de HUGHES (1964).

Simplified glacial geological map of the study area; modified from HUGHES (1964).

varie en azimut de 255° à 260° . À l'est, le dernier mouvement glaciaire, qui se superpose à des directions NE-SO, s'est fait en direction nord et nord-nord-est. Selon HUGHES (1964), la limite entre les deux systèmes de directions glaciaires représente la position terminale de la ligne de partage glaciaire qui, pendant la déglaciation, aurait migré en direction sud-ouest à partir d'une position antérieure située au-delà de la région, vers le nord-est. Bien que le détail de l'évolution de la migration de la ligne de partage des glaces au Nouveau-Québec pendant la déglaciation demeure mal connu, nos observations quant à la provenance des sédiments glaciaires dans la région sont tout au moins compatibles avec cette interprétation. La ligne de partage terminale, reconstituée par Hughes, s'étend vers le nord-ouest et vers le sud-est, au-delà des limites de la région (fig. 2).

C'est en s'appuyant sur cette reconstitution que PREST (1969, 1970) et BRYSON *et al.* (1969) ont esquissé l'allure et la position des derniers lambeaux de glace wisconsinienne dans la partie centrale du Nouveau-Québec; ils en ont fait coïncider l'axe central avec cette position de la ligne de partage des glaces.

Les moraines de Rogen occupent la dépression des lacs Delorme et Caniapiscou (fig. 2). Elles forment un champ dont la limite ouest se trouve à environ 35 km à l'ouest de la ligne de partage des glaces, et qui s'étend vers l'est de façon continue presque jusqu'à la ligne de partage. La surface de ces moraines, dont l'axe des crêtes est orienté à l'aximut de $140^\circ (\pm 5^\circ)$ dans le secteur du lac Delorme, est intensément fuselée, perpendiculairement à l'allongement des crêtes; ces marques fusiformes ont une orientation comparable à celle du grand axe des drumlinoïdes des régions adjacentes. Selon SHAW (1979) et BOUCHARD (1980, 1981), les moraines de Rogen sont formées sous la glace active, possiblement à quelques kilomètres de la marge (BOUCHARD, 1980), par suite du développement de plans de cisaillement et de décollement à la base du glacier. Elles sont mises en place par fusion à la base (*basal melt-out*) sous la glace sus-jacente devenue stagnante. Ces moraines se forment donc, non pas individuellement, une à une, mais en groupes, en champs, dans une zone marginale de quelques kilomètres de long où la glace, d'abord active pendant l'élaboration des moraines, devient stagnante et fond sur place. Dans la région du lac Mistassini, cette zone marginale pouvait atteindre 3 à 5 km de longueur (BOUCHARD, 1980). L'intérêt de ces moraines réside dans le fait que chaque champ indique le passage de la glace active à la glace stagnante à un moment donné et ce, sur une certaine distance à la fois, mesurée dans le sens de l'écoulement glaciaire. La continuité et l'uniformité des fuseaux superposés aux crêtes transversales de la moraine de Rogen permettent de déterminer la longueur minimale de la zone du glacier qui devient stagnante dans un même temps. Dans le cas des moraines de Rogen des lacs Delorme et Caniapiscou, leur proximité de la ligne de partage terminale, la conformité de l'orientation des fuseaux qui leur sont superposés avec la direction du présumé dernier écoulement glaciaire, ainsi que l'uniformité et la continuité de l'orientation de ces marques de part en part, de l'aval vers l'amont glaciaire du champ morainique, indiquent que la stagnation de la glace qui les surmontait correspond vraisemblablement au début de la stagnation du dernier lambeau de glace auquel est associé la ligne de partage glaciaire terminale. Mentionnons que selon HUGHES (1964), l'arrêt de l'écoulement et le début de la stagnation finale seraient survenus assez brusquement et auraient affecté un grand ensemble glaciaire non morcelé. Cet auteur n'a pu toutefois reconstituer la dimension de cet ensemble en terme de distance de

part et d'autre de la ligne de partage des glaces. Son interprétation s'appuyait sur la cohérence des systèmes d'écoulement globaux et sur l'absence de systèmes d'écoulement locaux, manifestant plus de conformités avec la topographie locale, pouvant traduire la fragmentation de la calotte en petites masses autonomes de glace active. Nos données et nos interprétations de la genèse des moraines de Rogen permettent de formuler l'hypothèse voulant qu'au moment de la stagnation finale, le front glaciaire se situait à une distance de 25 à 35 km à l'ouest de la ligne de partage terminale (fig. 2).

Les terrains morainiques à buttes et dépressions sont peu abondants dans la région (fig. 2). Ils sont limités aux parties les plus basses du paysage où ils se superposent localement aux moraines de Rogen. Ces terrains sont interprétés, d'après leur seule morphologie, comme résultant de la concentration, à la surface de la glace, des débris intraglaciers originellement dispersés, durant l'ablation d'une glace stagnante. La relative rareté de ces terrains morainiques dans la région indique vraisemblablement que la charge de débris intraglaciers était faible et très dispersée.

Les sédiments fluvio-glaciaires vont du sable fin à moyen (avec des interlits de sable fin et de silt) à des graviers à blocs. Ils se retrouvent essentiellement dans les eskers et d'autres formes associées, notamment des terrasses et des buttes de kame, et des amas tabulaires qui correspondent à des expansions locales des crêtes d'esker. Les eskers se retrouvent principalement à l'ouest de la ligne de partage glaciaire. Du nord au sud, on observe une douzaine de voies de drainage fluvio-glaciaire marquées par des eskers discontinus. Au nord, près du lac Chastelain, certains segments d'eskers déjà signalés par LIARD (1977) sont rectilignes sur près d'un kilomètre, évoquant un contrôle de la sédimentation fluvio-glaciaire par des crevasses glaciaires. Dans la région du lac Brisay, et à l'ouest de celui-ci, plusieurs crêtes d'eskers, petites et très courtes, paraissent relever d'un réseau assez complexe de drainage fluvio-glaciaire épousant les parties les plus basses de la topographie.

La voie de drainage fluvio-glaciaire la plus apparente est celle qui est maintenant représentée par une série de segments d'eskers qui va du lac Delorme en direction sud-ouest, jusqu'au nord-ouest du lac Male Otter, et au-delà des limites de la région (fig. 2). Au lac Delorme même, sur le côté ouest, la crête se perd en direction nord-est dans un amas tabulaire de 3 à 4 km², composé principalement de sable. Quelques coupes dans le matériel de cet amas, dont la surface plane n'est brisée que localement par des kettles, ont mis à jour principalement du sable moyen à grossier, avec un litage de l'ordre de 2 à 5 cm d'épaisseur, et quelques interlits de sable très fin et de silt. Quelques lits de sable fin

montrent une lamination interne inclinée indiquant une direction de courant vers le sud-ouest. D'autres interlits, plus épais, et en général plus abondants vers le sommet des coupes, sont constitués de gravier fin, bien trié. La surface de cet amas tabulaire est à environ 26 m au-dessus du niveau actuel du lac Delorme, soit à la cote de 536 m. De tels amas tabulaires sont fréquents dans la région (fig. 2); ils s'échelonnent le long de presque toutes les voies de drainage fluvio-glaciaires cartographiées dans la région par HUGHES (1964). Le sommet plat de ces amas et la nature des sédiments qui les composent rappellent des expansions deltaïques subaériennes, ou tout au moins des accumulations fluvio-glaciaires peut-être sous-glaciaires, mais avec une surface libre, et sédimentées en présence d'un gradient hydrostatique très faible.

Au lac Delorme, l'amas tabulaire de sable fait de nouveau place vers le nord-est à un réseau serré de crêtes d'eskers; chacune des crêtes serpente entre des dépressions fermées pour les enserrer. Sur ce réseau complexe de crêtes se superposent quelques monticules coniques de blocs. L'un d'eux constitue un repère topographique remarquable. Il s'agit d'un kame de 17 m de haut, avec des pentes latérales de 38°, constitué exclusivement de blocs qui vont de quelques décimètres à un mètre de diamètre. Ce réseau et ces kames évoquent une sédimentation glaciaire et fluvio-glaciaire dans une zone de glace stagnante, à la marge du glacier. Le complexe réticulé de crêtes, d'eskers et de kames du lac Delorme est comparable à d'autres complexes semblables décrits plus au sud dans la région de Témiscamie (BOUCHARD, 1980) et plus à l'est au Labrador, par HENDERSON (1959).

L'intérêt de cette accumulation marginale est que d'ouest en est le long de l'axe de drainage fluvio-glaciaire, elle constitue la dernière position identifiable d'une bordure glaciaire relativement cohérente à l'ouest de la ligne de partage des glaces dont elle est distante de 23 km. On peut donc supposer que cette accumulation marginale du lac Delorme soit associée à la position de la marge glaciaire au moment de l'amorce de la stagnation finale, cette position en termes de distance de la ligne de partage des glaces étant tout à fait compatible avec celle déduite à partir des moraines de Rogen du lac Delorme et du lac Caniapiscou.

HUGHES (1964) et LIARD (1977) ont signalé des lignes de rivage glacio-lacustres et nous en avons observées dans le cadre de notre reconnaissance (fig. 2). Hughes fait mention de lignes de rivage faiblement développées autour des lacs Vermeulle, D'Esperay, et Clairambault, au nord-est et à l'est de la région, ainsi qu'autour des lacs Cognac et Pau, au nord-ouest. Dans ce dernier secteur, Liard a aussi signalé les lignes de plages. Selon Hughes, ces lacs doivent leur existence au barrage du drainage par des lambeaux de glace situés au nord; ces

lambeaux auraient persisté plus tardivement, au nord de la ligne de partage terminale; cette persistance de masses de glace au nord de la ligne de partage se traduit également par la présence de chenaux de fonte s'écoulant en direction sud, sans doute depuis la marge sud de la dernière masse de glace, à quelque 30 km au nord de la ligne de partage terminale (cf., lac Malapart; HUGHES, 1964, p. 16). Selon LIARD (1977), les témoins glacio-lacustres du secteur des lacs Cognac et Chastelain sont également attribuables au barrage temporaire du drainage vers le nord par la glace, qui aurait ainsi duré plus longtemps au nord de la ligne de partage terminale. L'altitude des lignes de rivages émergées dans ce secteur est de 520 (± 8) m (Liard, comm. pers.). À partir de cette constatation, LIARD (1977) proposait que les derniers lambeaux de glace wisconsinienne dans la région se soient trouvés dans la partie nord de la région que nous avons étudiée.

Les indicateurs glacio-lacustres que nous avons observés s'ajoutent à ceux de HUGHES (1964) et de LIARD (1977), mais touchent un troisième secteur, soit celui des lacs Delorme et Lemaître. Au lac Delorme, les lignes de plage se présentent sur le terrain comme des replats, ou des encoches linéaires à plancher plat, au flanc des amas tabulaires fluvio-glaciaires ou directement à flanc d'esker. Dans la partie nord du lac Delorme, l'altitude d'un de ces replats est de 528 m mesurée à l'aide du niveau d'une boussole Brunton, celle du lac Delorme étant fixée arbitrairement à 510 m.

À l'est du lac Lemaître (54°44' Nord), à environ 250 mètres de la rive actuelle et à une altitude estimée de 10 m au-dessus du niveau actuel du lac (soit à la cote de 520-522 m), on trouve une encoche bien développée dans le till. Le plancher de cette encoche, large d'environ 34 m, est souligné en aval par un amas de blocs identiques à ceux trouvés sur la rive actuelle du lac Lemaître. Il s'agit d'une ligne de plage, indiquant un niveau d'eau d'environ 10 m plus haut que le niveau actuel. Comme cette ligne de plage se trouve presque exactement sur la ligne de partage glaciaire terminale, elle revêt un intérêt particulier. Si les interprétations de HUGHES (1964) et de LIARD (1977) sont justes, et que les niveaux d'eau plus élevés sont attribués au barrage, par la glace, du drainage des eaux vers le nord, cette ligne de plage émergée du lac Lemaître indique que la glace se trouvait, à la toute fin, au nord de la ligne de partage.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons relier entre eux les différents niveaux d'eau pour reconstituer l'évolution des phases glacio-lacustres et l'extension des différents lacs proglaciaires. Le faible développement des marques de rivage ainsi que l'absence de sédiments glacio-lacustres indiquent toutefois que les lacs ont dû être éphémères et que les plans d'eau ont dû se succéder assez rapidement. Par ailleurs,

puisque notre échantillonnage des sédiments lacustres devait s'étendre à la partie ouest de la région où les indicateurs glacio-lacustres sont absents, nous avons voulu tout de même nous assurer que les bassins échantillonnés n'avaient pas été submergés sous le niveau de lacs proglaciaires après la déglaciation. En effet, d'une façon générale, à l'ouest de la ligne de partage, la glace se retirait de l'amont vers l'aval d'un bassin de drainage. Nous pouvons donc présumer qu'une série de lacs proglaciaires, d'extension croissante et à des niveaux descendants se soient formés entre le front glaciaire en recul vers le nord-est et la ligne de partage des eaux entre la baie de James et l'Ungava. Nous n'avons pas noté de lignes de rivage émergées associées à de tels lacs, soit que ces lacs ne se soient pas formés, ou que leur extension ait été trop restreinte, ou encore que les niveaux d'eau ne se soient jamais stabilisés pour de longues périodes de temps, la déglaciation permettant que soient dégagés rapidement et successivement des déversoirs ou des trajets d'évacuation des eaux vers le nord-ouest, situés progressivement de plus en plus bas. Quoiqu'il en soit nous avons présumé que l'altitude maximale de tels plans d'eau, s'ils ont existé, peut être déduite de l'altitude des niveaux glacio-hydrostatiques. Ces niveaux sont indiqués par l'altitude du sommet des masses fluvioglaciales, telles que les amas tabulaires mentionnés précédemment, ou par endroits, des terrasses de kame. Ainsi, à l'ouest du lac Brisay (54°24' Nord, 70°32' Ouest), la surface d'une terrasse de kame accrochée à flanc de colline (cf. photographies aériennes à 1/40 000, nos 976-126 et 976-127, du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec) se trouve à environ 550 m d'altitude, déterminée à l'altimètre d'un hélicoptère, calibré au niveau du lac Delorme (510 m). D'autres mesures semblables ont livré des altitudes variant de 555 à 525 m pour le secteur du lac Marsilly et l'ouest du lac Male Otter.

En résumé, la déglaciation de la région comprend les événements suivants: 1) la ligne de partage des glaces aurait apparemment migré depuis le nord-est en direction sud-ouest jusqu'en position terminale, cette position étant située dans la région de notre étude; 2) à l'ouest de la ligne de partage, la glace se retirait vers le nord-est; des lacs proglaciaires ont pu se former entre la marge de la glace en recul et la ligne de partage des eaux entre la baie de James et l'Ungava; l'altitude maximale de ces hypothétiques plans d'eau est à environ 550 m, à l'ouest du lac Brisay; 3) fondée sur la présence des moraines de Rogen, la stagnation d'un grand ensemble glaciaire aurait eu lieu lorsque la marge glaciaire était à une distance de l'ordre de 25 à 35 km à l'ouest de la ligne de partage terminale; 4) la glace aurait persisté plus tardivement au nord de la ligne de partage terminale, permettant que soient retenus des niveaux d'eau plus élevés, tant dans la région des

lacs Cognac et Chastelain, que dans le secteur des lacs Porée, Vermeulle, et D'esperay et dans le cours supérieur du Caniapiscou (Delorme, Lemaître) où l'altitude des plans d'eau a varié de 528 à 520 m. Si les lacs étaient retenus par des barrages de glace stagnante, il paraît peu probable qu'ils aient existé pour une longue période de temps.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les lacs ont été préférés aux tourbières pour l'échantillonnage des sédiments, car ils permettent souvent d'obtenir des séquences plus complètes depuis la déglaciation (JACOBSON et BRADSHAW, 1981). Pour la même raison, les lacs situés à haute altitude ont été préférés aux lacs des vallées, à l'exception du site Delorme-I dont l'altitude excède d'à peine 5 m celle du lac Delorme même. La localisation et les caractères des lacs choisis sont résumés au tableau I. Leur surface voisine 0,5 à 2 ha et ils sont tous encaissés dans la roche en place (fig. 3).

Le site BRISAY-II a été retenu parce qu'il se situe au-dessus de l'altitude maximale d'hypothétiques niveaux glacio-lacustres (environ 550 m) dans cette région, et à quelque 55 km à l'ouest de la ligne de partage glaciaire terminale. Les stations Delorme ont été choisies en raison de leur proximité des sites archéologiques qui firent l'objet de fouilles intensives. Le site Delorme-II se trouve à 538 m d'altitude, au-dessus du niveau de la surface de l'amas fluvioglaciale deltaïque du lac Delorme et au-delà de la marge glaciaire associée à cet amas. Le site Delorme-I, à 513 m d'altitude, devrait permettre, en principe, de dater l'époque où le Caniapiscou a atteint son niveau actuel et de comparer l'évolution de la végétation de la vallée à celle de la végétation des collines, cette dernière étant livrée par le diagramme pollinique Delorme-II et les autres. Le site Daumont, enfin, a été choisi parce qu'il se trouve à haute altitude et à environ 40 km au nord-est de la ligne de partage glaciaire, à peu près à l'endroit où, dans la région, nous croyons que s'est effectuée la fusion finale des derniers lambeaux de glace.

Le carottage des sédiments fut réalisé entre le 12 et le 19 juillet 1979, à partir d'un canot pneumatique de type "dinghy". Une sonde à piston de type Livingstone fut utilisée, permettant de recueillir des carottes de 1 m de longueur et de 5 cm de diamètre. Les carottes furent extraites des tubes au camp du lac Delorme, identifiées, enveloppées d'une feuille de plastique puis d'une feuille d'aluminium et conservées au frais dans des caissons de bois individuels. Au laboratoire, elles furent entreposées dans un réfrigérateur à 5°C.

La préparation des échantillons pour l'analyse pollinique, selon la méthode de FAEGRI et IVERSEN (1975), a porté sur un centimètre cube de sédiment frais pré-

TABLEAU I

Localisation et caractères des lacs étudiés

nom et coordonnées (MUT : système Mercator)	altitude (m)	forme et dimensions (m)	profondeur (m)	épaisseur des sédiments (m)
Site Daumont 54°52' N., 69°24' O. MUT : 19UDL740800	600	elliptique 100 sur 200 m	3,00	2,15
Site Delorme-I 54°25'10" N., 69°55'10" O. MUT : 19UDL399309	513	elliptique 50 sur 125 m	1,10	1,90
Site Delorme-II 54°25'25" N., 69°55'47" O. MUT : 19UDL360335	538	elliptique 75 sur 200 m	4,50	2,60
Site Brisay-II 54°21'20" N., 70°21'30" O. MUT : 19UDL114243	595	triangulaire 100 sur 200 m	4,65	1,43



FIGURE 3a. Vue aérienne du site Daumont montrant les affleurements couverts de lichens et l'entourbement des extrémités du lac.

Air photo of Daumont site showing the lichen cover on the outcrops and the boggy edges of the lake.

FIGURE 3b. Vue aérienne du site Delorme-I, parmi les moraines de Rogen.

Air photo of Delorme-I site, within an area covered by the Rogen moraines.

FIGURE 3c. Environs du site Delorme-II; saules au premier plan; pessière à *Cladina* à l'arrière-plan.

Surroundings of Delorme-II site; willows in the foreground; Cladina spruce woodland in the background.

FIGURE 3d. Environs du site Brisay-II montrant les séquelles d'un incendie récent.

Surroundings of Brisay-II site showing the effect of fire.

levé à l'emporte-pièce, à chaque niveau étudié. L'intervalle des prélèvements a été de 5 ou 10 cm (voir sur les diagrammes polliniques). Tous les échantillons ont subi le même traitement : tamisage humide, défloculation et digestion des acides humiques par la potasse à chaud, élimination des éventuels carbonates par l'acide chlorhydrique à chaud, élimination des silicates par l'acide fluorhydrique concentré à froid, puis par attaque des fluorosilicates par l'acide chlorhydrique à chaud et, enfin, acétolyse. Les résidus, riches en pollen, spores et autres microfossiles furent enrobés dans la glycérine pure et une goutte fut montée entre lame et lamelle, en trois exemplaires. La concentration pollinique fut déterminée par la méthode de JØRGENSEN (1967). L'identification et le comptage des grains de pollen et des spores furent effectués à l'aide du microscope Dialux (Leitz) équipé d'objectifs planapochromatiques à ouverture maximale, à des grossissements de 400 ou 1 000 fois. La somme pollinique, voisinant 500 grains par niveau, comprend le pollen de toutes les plantes vasculaires à l'exclusion des plantes aquatiques. Pour *Abies balsamea* et *Larix laricina*, la somme pollinique fut triplée afin de préciser les fines variations de leur courbe pollinique. Les charbons microscopiques furent dénombrés par classe de surface et exprimé en mm^2 par cm^3 de sédiment frais pour les sites Delorme-II et Daumont. Le pH des sédiments fut mesuré au colorimètre Hellige-Truog (n° 693) et la perte au feu à 550°C , exprimée en pourcentage du poids sec de sédiment. Le poids des sables récupérés au tamisage humide (maille de 0,3 mm) a aussi été mesuré. Ces données sont ajoutées aux diagrammes polliniques.

Les macrofossiles contenus dans les carottes ont été identifiés, afin d'étayer l'interprétation des diagrammes polliniques. L'accent fut mis sur la recherche des graines et des feuilles des arbres et des arbustes. La pauvreté relative des échantillons, dont le volume voisinait 100 cm^3 (sections de 5 cm de longueur), s'explique par la position centrale des carottes au sein des lacs. Néanmoins, des graines ou feuilles furent trouvées à tous les niveaux, sauf dans les sédiments inorganiques. Les principales données de cette analyse macrofossile sommaire ont été reportées sur les diagrammes polliniques.

Enfin, aux diagrammes polliniques de pourcentages, nous avons superposé les influx polliniques (nombre de grains/ cm^2/an) des taxons suivants : *Picea cf. mariana*, *Larix laricina*, *Betula*, *Alnus cf. crispa*, *Cyperaceae* et *Sphagnum*. La courbe des influx polliniques totaux des taxons compris dans la somme pollinique fut aussi superposée à celle des concentrations polliniques (nombre de grains/ cm^3 de sédiment frais), et paraît en outre à la figure 7.

RÉSULTATS

Nos résultats consistent essentiellement en données chronologiques, sédimentologiques et palynostratigraphiques. Les données chronologiques et sédimentologiques sont offertes au tableau II et sur les figures 4 et 5. En raison de la grande similitude des diagrammes polliniques des quatre sites, seuls ceux des stations Daumont et Delorme-II sont présentés (fig. 8 et 9).

Les données chronologiques jouent un rôle particulièrement important dans cette étude, car les diagrammes polliniques de pourcentages n'offrent pas de courbes dont l'allure permette d'effectuer des corrélations palynostratigraphiques précises. Les différents taxons représentés ne montrent pas de minima ou de maxima polliniques marqués, brusques ; les changements sont graduels ; il n'y a pas de remplacement d'espèces arborescentes, à représentation pollinique régionale. Dans ces conditions, les comparaisons entre les diagrammes ne peuvent être faites qu'en se référant à des niveaux synchrones révélés par les courbes de l'âge selon la profondeur (fig. 4). La précision de ces courbes est fonction de la qualité et du nombre des datations réalisées. Chaque date détermine des segments de courbe linéaires, et constitue un point d'inflexion potentiel d'une courbe âge/profondeur dont le détail de l'allure réelle demeure inconnu. Tracer une droite de régression linéaire ou curviligne parmi les dates ne nous apparaît pas plus sain. Ce serait présumer de la constance du taux net d'accumulation des sédiments (droite) ou de celle de la variation de ce

TABLEAU II

Données chronologiques

	Intervalle daté en cm	Âge* avant 1950	$\delta\text{C}^{13\text{‰}}$	N° du laboratoire
Site Daumont	015-020	720 \pm 150	-28,5	GSC-3203
	060-065	2460 \pm 150	-29,8	GSC-3187
	115-120	4480 \pm 100	-29,5	GSC-3177
	155-160	5490 \pm 80	-28,1	GSC-3052
Site Delorme-I	015-020	560 \pm 180	-27,6	GSC-3309
	075-080	2740 \pm 130	-28,0	GSC-3303
	125-130	3870 \pm 170	-30,2	GSC-3301
	175-180	5330 \pm 120	-29,2	GSC-3139
Site Delorme-II	015-020	1570 \pm 100	-28,3	GSC-3280
	075-080	3080 \pm 150	-28,1	GSC-3245
	135-140	4760 \pm 120	-28,3	GSC-3240
	195-200	5170 \pm 130	-29,2	GSC-3237
	252-257	6320 \pm 180	-23,8	GSC-3094
Site Brisay-II	035-040	2100 \pm 90	-29,7	GSC-3338
	095-100	4350 \pm 100	-30,4	GSC-3324
	138-143	5980 \pm 240	-29,0	GSC-3154

* Âge corrigé pour le fractionnement isotopique du ^{13}C .

taux (courbe). Toute étude des changements du taux d'accumulation des sédiments dans le temps serait impossible. Ce qu'il faudrait, c'est multiplier les dates. Quoiqu'il en soit, il faut bien comprendre que l'allure des courbes de l'âge en fonction de la profondeur détermine en partie l'allure des courbes du taux net d'accumulation des sédiments (fig. 5) et celle des courbes d'influx pollinique (fig. 7 et diagrammes). Le temps écoulé entre deux niveaux datés est sans doute juste, mais la vitesse nette de l'accumulation des sédiments a pu varier. L'âge des changements reflétés par ces courbes demeure donc imprécis, et leur position dans la séquence sédimentaire reste approximative. Néanmoins, les données chronologiques disponibles (tabl. II) sont suffisamment cohérentes pour qu'on puisse se fier aux importants éléments d'interprétation que sont les courbes âge/profondeur (fig. 4), les courbes du taux net d'accumulation de la gyttja (fig. 5) et les courbes d'influx (fig. 7, 8 et 9). Ces éléments permettront de préciser la nature, l'âge et la durée des divers stades de l'histoire postglaciaire de la végétation.

Les données sédimentologiques des quatre carottes paraissent à la gauche de chaque courbe de l'âge en

fonction de la profondeur, sur la figure 4. Celles des sites Daumont et Delorme-II figurent aussi en détail sur les diagrammes polliniques. Toutes les carottes recouvertes présentent, à la base, des sédiments inorganiques d'épaisseur variable qui sont recouverts de gyttja. Ce sont des sables fins et des silts argileux, comprenant parfois de rares gravillons. À l'exception du site Daumont, ces matériaux n'ont pu être pénétrés de plus de 10 cm. Au site Daumont, 55 cm de matériel inorganique ont pu être récupérés avant que ne se fasse sentir un refus à la pénétration des sédiments par le carottier. De bas en haut, on y rencontre des sables grossiers (à 215 cm), des sables fins silteux (de 215 à 185 cm) et des rythmites silto-argileuses (185 à 160 cm). Le passage aux sédiments organiques s'effectue assez rapidement, sur moins de 10 cm, comme d'ailleurs dans les carottes des sites Delorme-I et Brisay-II. Au site Delorme-II, ce passage entre les sédiments inorganiques initiaux et la boue organique s'étire toutefois sur plus d'un mètre. Dans cette zone de transition sédimentologique, la perte au feu varie de 3 à 12%, tandis que dans la gyttja, elle voisine 25 à 35%. Les mêmes valeurs de perte au feu se retrouvent dans les couches analogues des

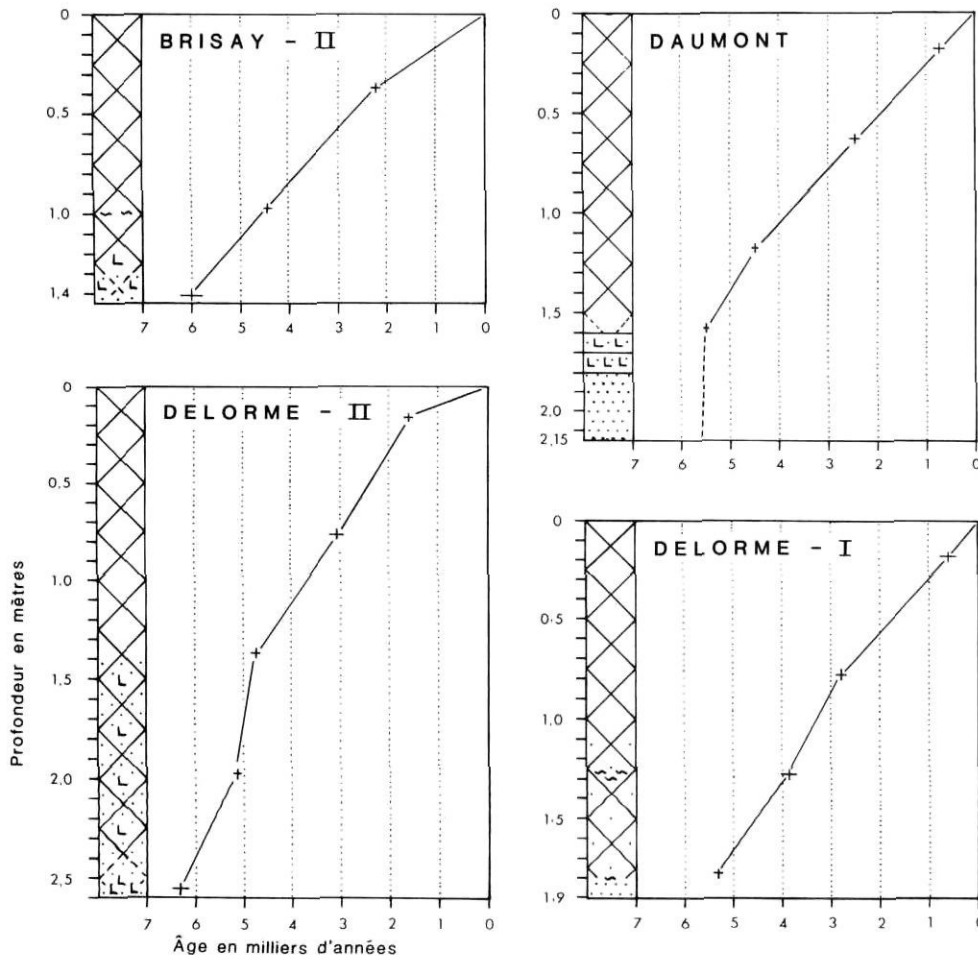


FIGURE 4. Courbes âges/profondeur des sédiments. Les symboles des sédiments figurent sur les diagrammes polliniques.

Age/depth curves of the lake sediments. The symbols for sediments appear on the pollen diagrams.

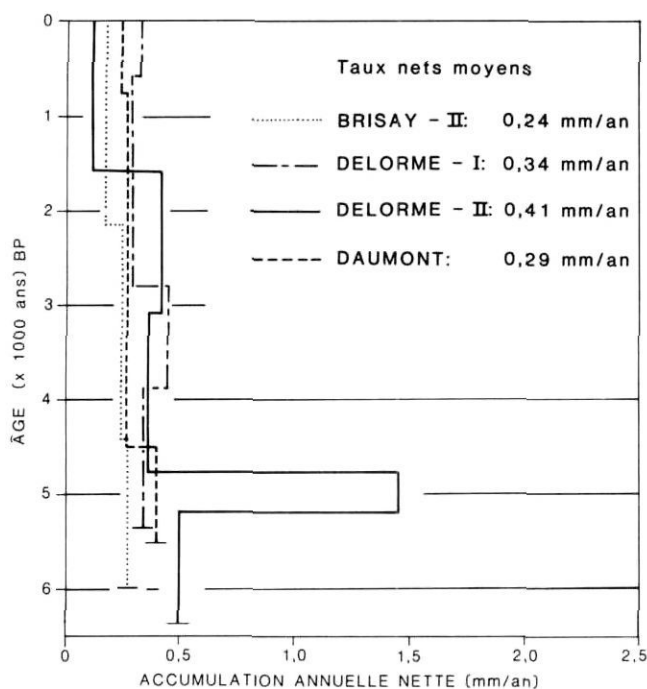


FIGURE 5. Variations dans le temps du taux net d'accumulation de la gyttja dans les divers lacs.

Temporal changes in the net increment of gyttja within the various lakes.

autres profils. La gyttja, de couleur brune, contient des brindilles éparses de mousses et d'autres débris végétaux. Au site Delorme-II, la gyttja silteuse de la transition est gris verdâtre et bourrée de paillettes de micas de moins d'un millimètre. Le pH des sédiments varie de 4,5 à 7,0, ces valeurs pouvant être atteintes indifféremment dans la gyttja ou dans les dépôts inorganiques. L'allure des courbes du pH le long des profils varie d'un site à l'autre (voir les diagrammes), mais se prête mal à l'interprétation. Elle semble indépendante de la teneur en particules inorganiques des sédiments.

Aux sites Delorme-I et Delorme-II, les sédiments inorganiques résultent d'apports par ruissellement à partir des pentes autour des lacs, puisque les affluents sont inexistantes. Au site Delorme-II, des affleurements rocheux perçant la surface du lac, dans la partie nord, ont pu fournir les particules retrouvées dans la gyttja limoneuse (entre 240 et 140 cm), mais les apports par ruissellement des pentes sont sans doute également présents. Au site Brisay-II, un affluent mineur a pu jouer un rôle dans l'apport des sédiments inorganiques initiaux. Au site Daumont, la présence de rythmites inorganiques où les couplets varient en épaisseur de 8 à 20 mm évoque un apport sédimentaire avec une fluctuation régulière. Il est à noter que sur plus de 50 lacs échantillonnés au Nouveau-Québec, la présence de telles rythmites à la base des sédiments de fond de lac est unique au site Daumont. Ce lac est situé presque au

sommet d'une colline dominant les vallées voisines de près de 120 m. Le bassin lui-même est encaissé dans la roche de fond. Par ailleurs, ce site est localisé à quelque 40 km au nord-est de la ligne de partage glaciaire terminale. Bien que l'origine de ces rythmites ne puisse être définitivement établie maintenant, il nous apparaît raisonnable, compte tenu qu'elles indiquent une fluctuation régulière des apports sédimentaires, de poser comme hypothèse qu'elles soient associées à la fusion de glace stagnante aux abords immédiats du bassin actuel. Pendant la fusion de la glace, le débris intraglacière dispersé devient concentré à la surface où il est transporté, sédimenté, et resédimenté par l'important réseau de ruissellement de surface alimenté par la fonte de la glace sous-jacente. Nous pensons que la sédimentation observée signifie que le bassin actuel du site Daumont était dégagé, mais que ses abords, sur la colline, devaient héberger des plaques et des lambeaux minces de glace stagnante, couverte en grande partie par une mince couche de débris. La faible épaisseur de la séquence observée (55 cm) suggère d'une part un intervalle de temps assez court et, d'autre part, un faible volume de débris dans (et sur) la glace. Au moment où le bassin était dégagé et que les plaques de glace achevaient de fondre sur le sommet de la colline, il est possible que de la glace persistait encore dans les vallées environnantes.

Parmi les données sédimentologiques, les variations dans le temps du taux net d'accumulation de la gyttja (fig. 5) revêtent un intérêt particulier. En effet, ce taux peut être mis en relation avec la productivité biologique des lacs et le bilan accumulation-décomposition de la matière organique. Bien que cette relation ne soit en aucune manière simple et directe, il est probable qu'elle soit liée au climat. Précisons d'abord que le taux de sédimentation de la matière organique est impossible à mesurer. Ce qui peut être estimé, à partir des dates disponibles, c'est le taux net d'accumulation de la boue organique, après une certaine compaction et une certaine transformation (décompositions, synthèses) de la matière. C'est donc une résultante. De plus, en raison de la focalisation des sédiments au centre des lacs (LEHMAN, 1975), le taux net d'accumulation livré par une carotte prélevée à cet endroit présente des valeurs maximales. Ces valeurs peuvent en outre changer à mesure que les sédiments s'accumulent, même pour un apport de sédiment constant, selon la forme du profil du lac. LEHMAN (1975) a montré que le taux net d'accumulation des sédiments variait avec le rapport de la profondeur d'un échantillon donné sous la surface de l'eau et la profondeur maximale d'un bassin, surtout dans le cas des lacs au profil conique ou hyperbolique. Par contre, ce rapport a peu d'effet dans les lacs de profil sinusoïde ou ellipsoïde. Cet effet de concentration des sédiments, lorsqu'il se produit, est plus grand à la

base des carottes ; il peut donc donner l'illusion d'un taux d'accumulation des sédiments initialement élevé, et s'abaissant graduellement avec le temps. Nous examinerons tout d'abord nos données sans tenir compte de cet effet de focalisation variable dans le temps, sur lequel nous reviendrons par la suite. Les sédiments organiques des quatre lacs étudiés se sont accumulés à des taux nets moyens variant de 0,24 à 0,41 mm par an (fig. 5). Ces taux n'ont toutefois pas été uniformes dans le temps. S'ils semblent assez bien se situer autour de 0,25 mm par an pour tous les lacs étudiés depuis au moins 3000 ans, ils présentaient des valeurs beaucoup plus élevées immédiatement après la déglaciation, et spécialement autour de 5000 BP (fig. 5). Le maximum de 1,44 mm par an rencontré au site Delorme-II, entre 4760 et 5170 BP, ne paraît pas dû aux apports inorganiques qui se seraient ajoutés à la gyttja, puisque le même type de mélange existe au-dessous, avec un taux net d'accumulation de 0,5 mm par an entre 6320 et 5170 BP. Si on tient compte de l'effet de focalisation des sédiments en prenant comme hypothèse que nos lacs sont du type hyperboloïde, le plus répandu (Junge, 1966 in LEHMAN, 1975), la forme du lac pourrait seule être responsable d'un taux d'accumulation double de l'actuel, au centre d'un lac, vers 5000 BP. Ainsi, au moins dans le cas du site Delorme-II, le taux maximum paraît bien réel, indépendant de la morphométrie du lac, de même que l'augmentation du taux de 6300 ans à 5000 ans avant l'actuel. Le facteur de 2 pour l'effet de focalisation dans les lacs échantillonnés est certainement maximal, car leur profil n'est en aucun cas conique. Au contraire, il pourrait tendre vers un profil sinusoïde, ce qui amènerait un taux constant d'accumulation des sédiments, pour un apport constant. Le régime trophique propre à chaque lac est sans doute responsable des différences entre les lacs, mais il semble bien que la production de matière ait été plus forte au début de l'évolution des lacs et se soit abaissée de façon continue jusqu'à nos jours, reflétant une tendance générale de détérioration du climat à partir de conditions initiales plus chaudes qu'actuellement. Il s'agit bien d'une baisse de la production biologique et non d'un bilan croissant de la décomposition par rapport à la production de la matière, cette éventualité allant à l'encontre des résultats obtenus pour la végétation terrestre et la végétation aquatique tirés des courbes polliniques d'influx. D'ailleurs, en général, production et décomposition sont favorisées par les températures élevées.

Les données palynostratigraphiques sont résumées sur la figure 6. Elles sont très simples ; trois taxons seulement, *Picea* (essentiellement *Picea mariana*), *Alnus* (surtout *Alnus crispa*) et *Betula* (autant *Betula papyrifera* que *Betula glandulosa*) se partagent 75 à 90% des spectres polliniques. Les assemblages polliniques sont déterminés par l'ordre des pourcentages polliniques atteints par ces taxons (RICHARD, 1977). La prise en

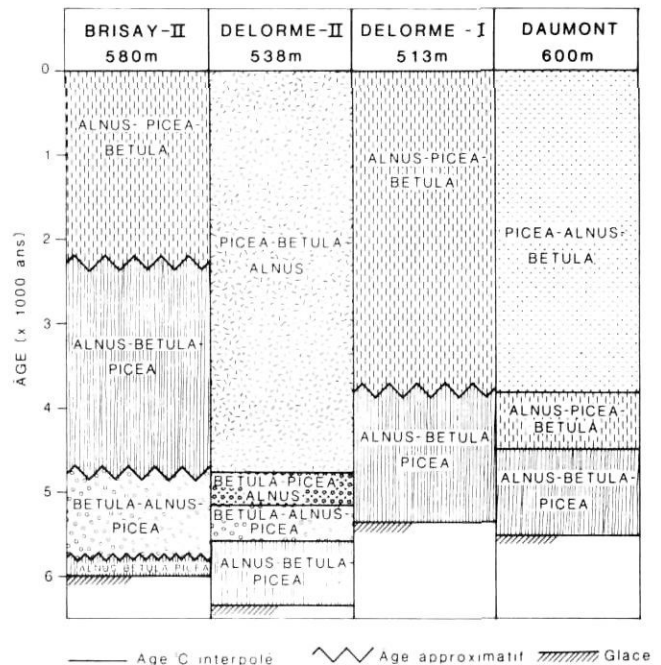


FIGURE 6. Assemblages polliniques rencontrés dans les quatre stations.

Pollen assemblages of the four sites.

considération des autres entités représentées dans les diagrammes ne permet pas, dans le cas qui nous occupe, de raffiner le cadre palynostratigraphique. L'assemblage à *Alnus-Betula-Picea* est le premier rencontré à la base de toutes les carottes, bien que sa durée varie de 200 à 1600 ans environ selon les endroits. Au site Brisay-II, cet assemblage revient en outre entre 4750 et 2250 BP environ, un assemblage à *Betula-Alnus-Picea* s'intercalant entre 5750 et 4750 BP environ. Les assemblages dominés par *Betula* ne se retrouvent qu'aux sites Brisay-II et Delorme-II, et succèdent à l'assemblage initial. Par la suite, trois assemblages polliniques sont réalisés : *Alnus-Picea-Betula*, *Picea-Alnus-Betula* et *Picea-Betula-Alnus*. Plus récents, ils dénotent l'expansion de l'épinette aux dépens des arbustes. La différence entre les assemblages récents des sites Brisay-II et Delorme-I, d'une part, et des sites Delorme-II et Daumont, d'autre part, paraît liée à la physiographie. Les deux premiers sites sont plus abrités que les deux autres, occupant une concavité à flanc de colline (Brisay-II) ou une large dépression structurale (Delorme-I). Cela pourrait favoriser l'enregistrement du pollen d'*Alnus crispa*, cet aulne affectionnant les endroits humides protégés, dans cette région (GÉRARDIN, 1980). On aura remarqué qu'il n'y a aucun synchronisme entre les divers assemblages polliniques des quatre sites. Cette situation est normale à la base des séquences polliniques, l'âge des sites étant différent. Plus haut dans les profils, le caractère étalé des maxima ou des minima et l'allure graduelle des augmentations ou des diminu-

tions des pourcentages polliniques compliquent la délimitation des zones au sein des diagrammes et induisent des variations dans l'âge des assemblages. La grande amplitude écologique des taxons retenus pour caractériser les assemblages rend difficile l'interprétation des remplacements notés dans leur abondance relative. Le site Delorme-I est présentement entouré d'une pessière beaucoup plus continue que la station Delorme-II située dans la colline, et pourtant ce caractère ne se traduit nullement dans les assemblages polliniques les plus récents. Daumont, le site le plus nordique, occupant un domaine de landes boisées nettement plus ouvert que celui des autres stations, présente pourtant des assemblages récents dominés par *Picea*. On aurait pu s'attendre à la prédominance de *Betula* ou d'*Alnus*. Dans les conditions phytogéographiques de la taïga, il est clair que les assemblages polliniques sont impuissants à traduire les différences régionales existant dans les paysages végétaux. Les diagrammes polliniques traditionnels, exprimés en pourcentages, doivent être éclairés des données d'influx pollinique afin de permettre une reconstitution convenable de l'histoire de la végétation.

La figure 7 illustre les courbes de l'influx pollinique total des plantes vasculaires terrestres dans les quatre gisements. Ces courbes sont calculées à partir des données chronologiques et des courbes de concentration pollinique (voir les diagrammes). Elles montrent que vers 5000 BP, surtout entre 5700 et 4400 BP, l'influx pollinique était maximal, reflétant une végétation plus dense, produisant plus de pollen qu'actuellement. Le milieu de dépôt étant resté le même durant toute la période d'accumulation des sédiments organiques, les variations d'influx ne peuvent simplement résulter de changements dans les processus de résédimentation du pollen et de son incorporation aux sédiments des lacs. Quant à l'effet, variable dans le temps, de la focalisation des sédiments et de leur contenu pollinique au centre des lacs (LEHMAN, 1975), on a vu qu'il ne pouvait, tout au plus, que faire doubler le taux le plus ancien par rapport au taux moderne (sub-actuel). Les maxima d'influx illustrés à la figure 7 sont donc réels, même s'ils peuvent être exagérés quelque peu. Au site Daumont, l'allure de la courbe d'influx est semblable à celle de la courbe des concentrations polliniques (voir le diagramme), puisque le taux net d'accumulation des sédiments est resté assez constant. La courbe âge/profondeur est quasi rectiligne (fig. 4). Il n'en va pas de même au site Delorme-II (fig. 4) où le taux net d'accumulation des sédiments a fluctué. Entre 5170 et 4760 BP environ, période à taux élevé, la concentration pollinique est restée presque aussi importante que durant la période précédente. Seuls des influx polliniques supérieurs, durant cette période, ont pu compenser la dilution du pollen dans une plus grande quantité de matière. On peut contester cette interprétation, car elle dépend

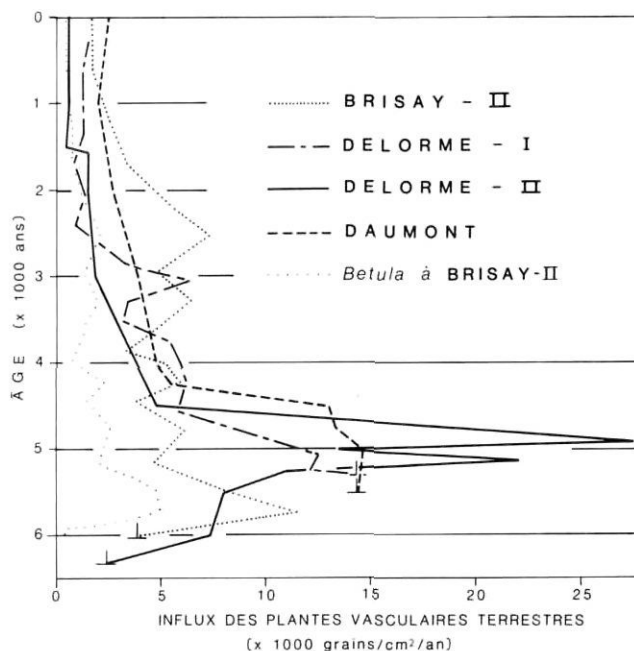


FIGURE 7. Variation temporelle de l'influx pollinique dans les quatre gisements (influx total de la flore vasculaire terrestre).

Pollen influx changes through time in each of the four sites (total influx of the terrestrial vascular flora).

entièrement de la validité des dates au radiocarbone et tient pour acquis que les apports par ruissellement sur les pentes autour du lac sont restés à peu près constants. Il n'y a toutefois pas lieu de douter des dates ni de croire que le ruissellement ait été plus actif ou plus efficace durant cette période (voir la courbe des sables au site Delorme-II). Par ailleurs, l'hypothèse d'un maximum de l'influx pollinique vers 5000 BP au site Delorme-II est renforcée par l'existence de maxima semblables dans les autres sites. C'est un phénomène global, à caractère régional, contrôlé par le climat général. La prise en considération des courbes d'influx pollinique des diverses espèces, examinées individuellement, change radicalement l'interprétation des diagrammes polliniques de pourcentages. C'est ce que nous allons montrer dans la rubrique suivante. Notons toutefois dès maintenant que les valeurs absolues d'influx peuvent difficilement être comparées d'un lac à l'autre. Les influx dépendent bien sûr de la composition floristique et de la densité de la végétation, mais sont fortement influencés par la taille et la morphométrie des lacs (profil du fond), comme l'ont d'ailleurs démontré DAVIS (1968, 1973) et DAVIS *et al.* (1973). La proportion des apports polliniques éoliens, fluviaux et de ruissellement n'étant en outre pas exactement la même dans chaque cas, la quantité de pollen apporté aux lacs peut varier sans que cette variation ne reflète une différence dans la densité de la végétation. C'est sans doute le cas entre les sites Daumont et Delorme-II (fig. 7); le premier présente des influx récents doubles

de ceux du second, bien qu'il soit situé plus au nord et à plus grande altitude, dans une région où la taïga est nettement plus ouverte et la végétation arborescente et arbustive, plus rare. Ces influx plus élevés sont sans doute dus au ruissellement, la station Daumont présentant un fen riverain parcouru par une foule de ruisselets à une de ses extrémités (voir photo sur la fig. 3a).

INTERPRÉTATION DES DIAGRAMMES POLLINIQUES

L'objectif visé par l'interprétation des résultats de l'analyse pollinique est la reconstitution de l'histoire de la végétation. Les diagrammes de pourcentages présentant d'importantes lacunes, nous nous fonderons surtout sur les courbes d'influx des principales entités. Ces courbes pouvant varier d'allure selon la précision du contrôle chronologique, nous avons toutefois choisi de présenter des diagrammes de pourcentages, stables sous ce dernier angle, et d'y superposer les courbes d'influx des principaux taxons (fig. 8 et 9). Pour les autres, l'allure de leur courbe d'influx peut être déduite aisément par l'examen des diagrammes. L'interprétation détaillée du diagramme Daumont (fig. 8) permettra d'illustrer nos procédures.

HISTOIRE DE LA VÉGÉTATION LOCALE AU SITE DAUMONT

Les plantes lacustres et les plantes riveraines composent la végétation locale. Sur les diagrammes, celles qui sont représentées par leur pollen se retrouvent surtout parmi les taxons hors-total et les herbes.

Durant la période représentée par les niveaux 215 à 160 cm (avant 5500 ans BP), les assemblages polliniques et les données sédimentologiques traduisent surtout des sources lointaines, les microfossiles étant apportés par le vent ou les oiseaux aquatiques. Les concentrations polliniques sont très faibles. Les plantes qui ont pu croître sur les berges du lac (*Lycopodium annotinum*, fougères (spores monolètes), *Salix*, *Myrica gale*, Ericaceae, Cyperaceae, Gramineae, *Artemisia*, *Callitriche*) devaient être très éparées. Bien que les spores de sphaignes soient bien représentées (*Sphagnum*: 0,5 à 8%), ces mousses devaient être également rares car aucun macroreste n'en a été retrouvé. L'aulne (*Alnus cf. crispa*) pouvait occuper quelques stations aux abords du lac, mais sans former une aulnaie riveraine continue. Quant à l'aulne rugueux (*Alnus cf. rugosa*), il n'est pas certain qu'il ait été présent localement, ses pourcentages étant trop peu élevés. Ainsi, les données palynologiques corroborent l'interprétation sédimentologique voulant que les berges du lac aient constitué un milieu changeant marqué par la fonte de minces lambeaux de glace, parcimonieusement occupé par la flore. L'augmentation marquée des concentrations polliniques

au niveau 160 cm témoigne d'un envahissement massif et subit de la végétation par suite de la disparition des lambeaux de glace locale. Ces concentrations atteignent déjà leur maximum, bien que la gyttja présente encore une fraction inorganique importante.

Durant la période représentée par les niveaux 160 à 000 cm (depuis 5500 BP), la végétation riveraine s'est progressivement développée. Sur les berges abritées, les fougères et les lycopodes étaient particulièrement abondants entre 5500 et 4500 BP. Les plantes lacustres telles *Isoetes*, *Nuphar* et *Potamogeton* se sont multipliées surtout à partir de 4500 BP. Les sphaignes, vers 5000 ans BP, ont commencé à former les tourbières riveraines qui occupent les deux extrémités du lac, le reste des berges étant rocheux. Les Éricacées se sont développées parallèlement depuis 4500 ans. Vers 2500 BP, l'aulne rugueux (*Alnus cf. rugosa*) semble avoir été plus abondant, sans doute près du lac, mais c'est l'aulne crispé (*Alnus cf. crispa*) qui domine encore, comme depuis toujours. De nos jours, l'aulne crispé n'est pas très abondant, autour du lac. Il ne forme en tout cas pas d'aulnaies.

L'histoire de la végétation locale au site Daumont est somme toute assez banale. Les données d'influx interviennent peu dans l'interprétation, si ce n'est pour atténuer l'allure croissante de la courbe des spores de *Sphagnum*. Il faut toutefois souligner la rareté des *Pediastrum* (algues planctoniques vertes).

L'histoire postglaciaire de la végétation locale des autres stations est virtuellement la même qu'au site Daumont. Les courbes sporopolliniques ont la même allure, bien que certains taxons soient mieux représentés (*Myrica gale*, Ericaceae, *Isoetes*, fougères (spores monolètes), *Sphagnum*), notamment aux sites Delorme-I et II. Ces deux stations montrent aussi d'importantes quantités de plancton (espèces diverses de *Pediastrum*) par rapport aux deux autres.

HISTOIRE DE LA VÉGÉTATION RÉGIONALE AU SITE DAUMONT

Durant la période représentée par les niveaux 215 à 160 cm (voir le diagramme), c'est-à-dire avant 5500 BP, la glace devait être omniprésente. Seuls quelques sommets devaient percer ici et là. La végétation des alentours, abritée dans des endroits protégés, comprenait l'aulne crispé (*Alnus cf. crispa*), les bouleaux (*Betula*), le mélèze (*Larix laricina*), le tremble (*Populus cf. tremuloïdes*), le peuplier baumier (*Populus balsamifera*) et l'épinette noire (*Picea cf. mariana*). En fait, elle devait comprendre toutes les espèces qui allaient envahir les abords de la colline après la disparition de la glace mais, autour du bassin même, la couverture végétale était encore éparse. À preuve, aucun macroreste ne se trouve dans les sédiments inorganiques correspondants. En outre, les apports polliniques de très

DAUMONT 54° 52' 00" x 69° 24' 00". 600 mètres

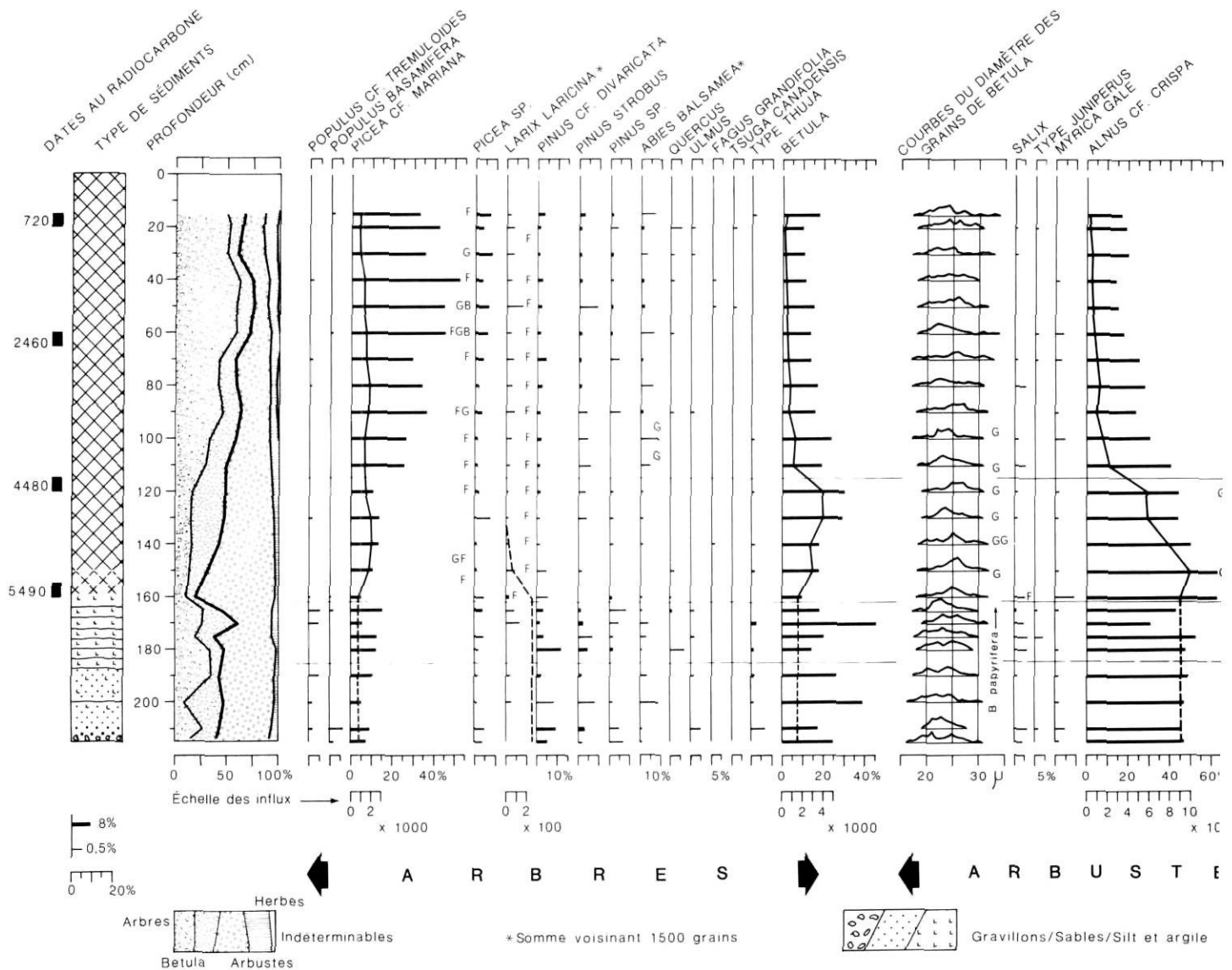


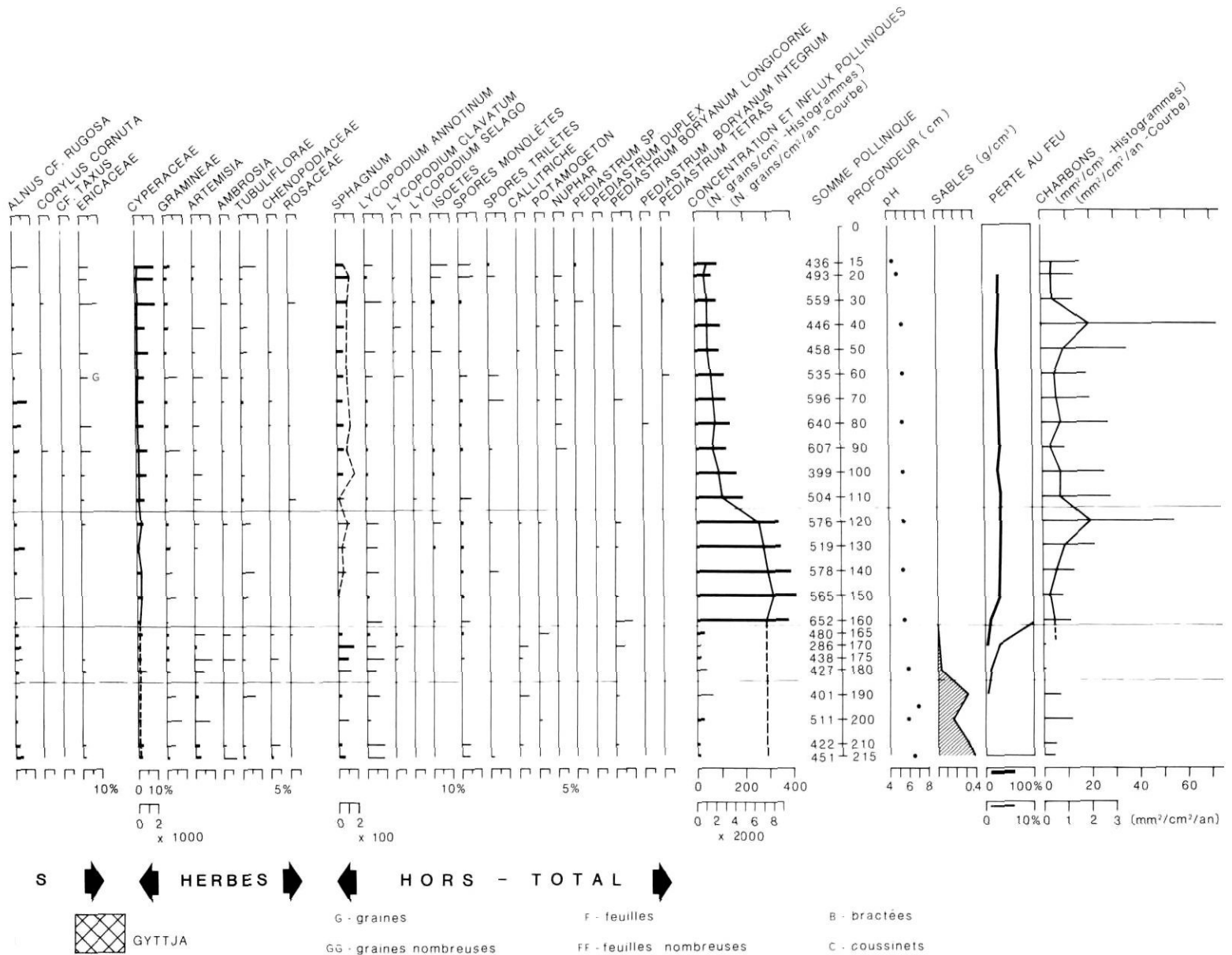
FIGURE 8. Diagramme pollinique du site Daumont.

Pollen diagram of Daumont site.

longues distances (*Pinus cf. divaricata*, *Pinus strobus*, *Abies balsamea*) sont proportionnellement élevés parce que les apports polliniques de la végétation régionale sont encore trop faibles. D'après le diamètre des grains de pollen de *Betula*, les bouleaux arbustifs semblent abonder, au loin, à cette époque. Par ailleurs, du pollen du type *Thuja*, représentant certainement une *Cupressaceae*, montre un maximum des pourcentages durant cette période. Il se peut donc que le cèdre (ou le genévrier) ait été présent dans une végétation lointaine. Les concentrations polliniques sont basses en raison de la nature inorganique des sédiments; elles ne peuvent

toutefois corroborer le caractère ouvert du paysage végétal de l'époque, puisque les influx ne peuvent être calculés directement pour cette période, en l'absence de contrôle chronologique.

Durant la période représentée par les niveaux 160 à 115 cm (de 5500 à 4400 BP), dès la disparition de la glace sur la colline, le paysage est envahi par la végétation la plus dense de son histoire postglaciaire. Les influx polliniques totaux sont au plus haut et le nombre de feuilles et de graines retrouvées dans les sédiments l'est aussi. Les deux premiers taxons qui s'instal-



lent sont l'aune crispé et le mélèze laricin; leur influx est maximal dès le début de l'accumulation de la gyttja; les feuilles du mélèze, dont une ou deux seront retrouvées ultérieurement partout dans la carotte, sont dix fois plus abondantes aux niveaux 150 et 160 cm. On note aussi la présence d'un fragment de feuille de *Salix herbacea*, mais aucun autre macroreste d'arbre ou d'arbuste n'est présent au niveau 160 cm. Pour l'ensemble de la période, les courbes de pourcentages et d'influx d'*Alnus crispa* et de *Betula* témoignent de l'abondance de ces taxons. Le diamètre des grains de *Betula*

augmente, indiquant la présence du bouleau blanc (*Betula papyrifera*). Cette déduction est corroborée par l'analyse macrofossile qui a livré des graines et une bractée femelle de bouleau à papier à presque tous les niveaux entre 155 et 095 cm, le maximum d'abondance se situant entre 155 et 120 cm. L'épinette noire (*Picea mariana*), dont on retrouve également des graines dans les sédiments, a rapidement remplacé le mélèze en tant qu'arbre dominant, formant une couverture végétale au moins aussi dense qu'actuellement. Quant aux pins (*Pinus divaricata*, *Pinus strobus*) la présence de leur

DELORME - II 54° 25' 25" x 69° 55' 47" . 538 mètres

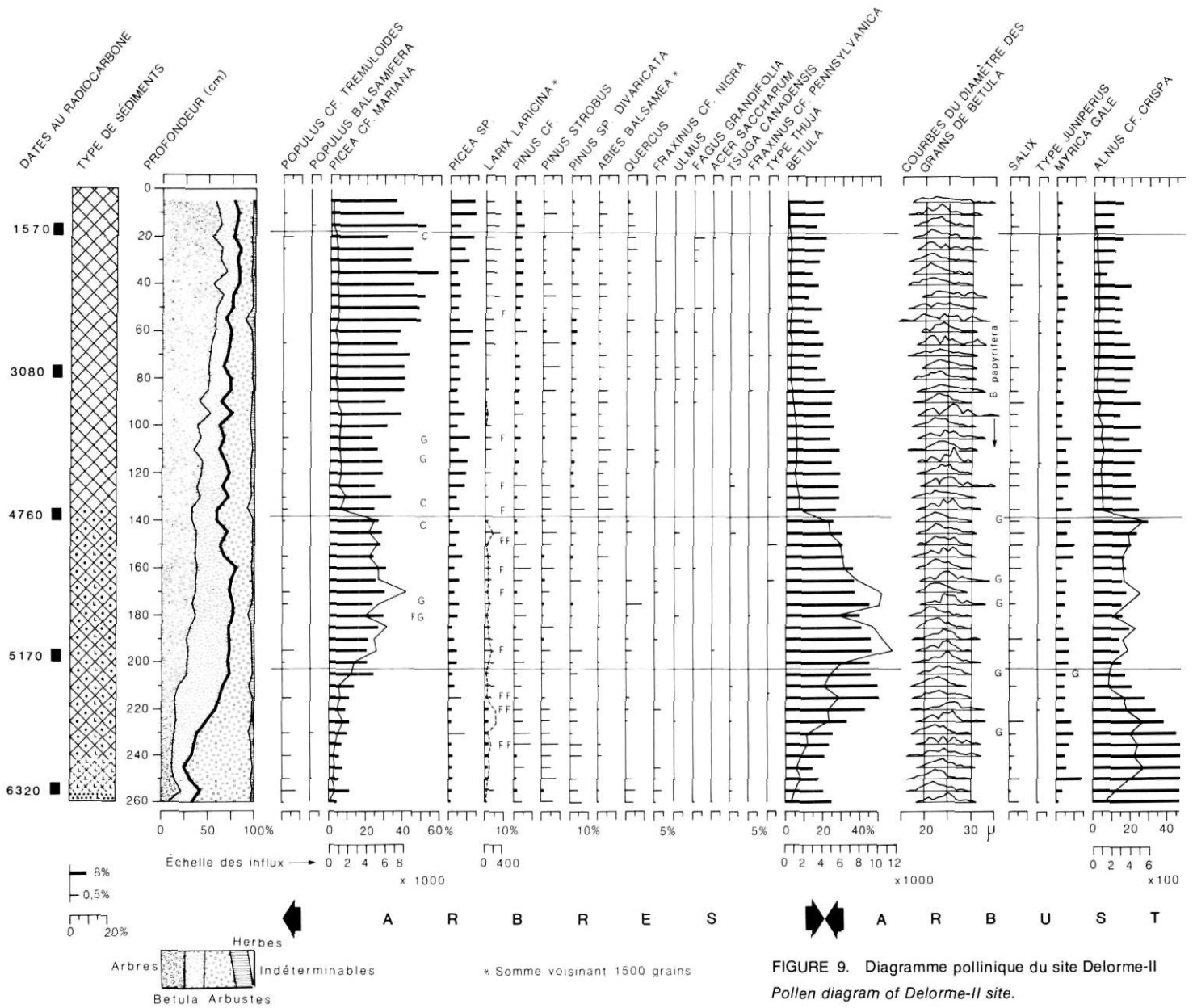
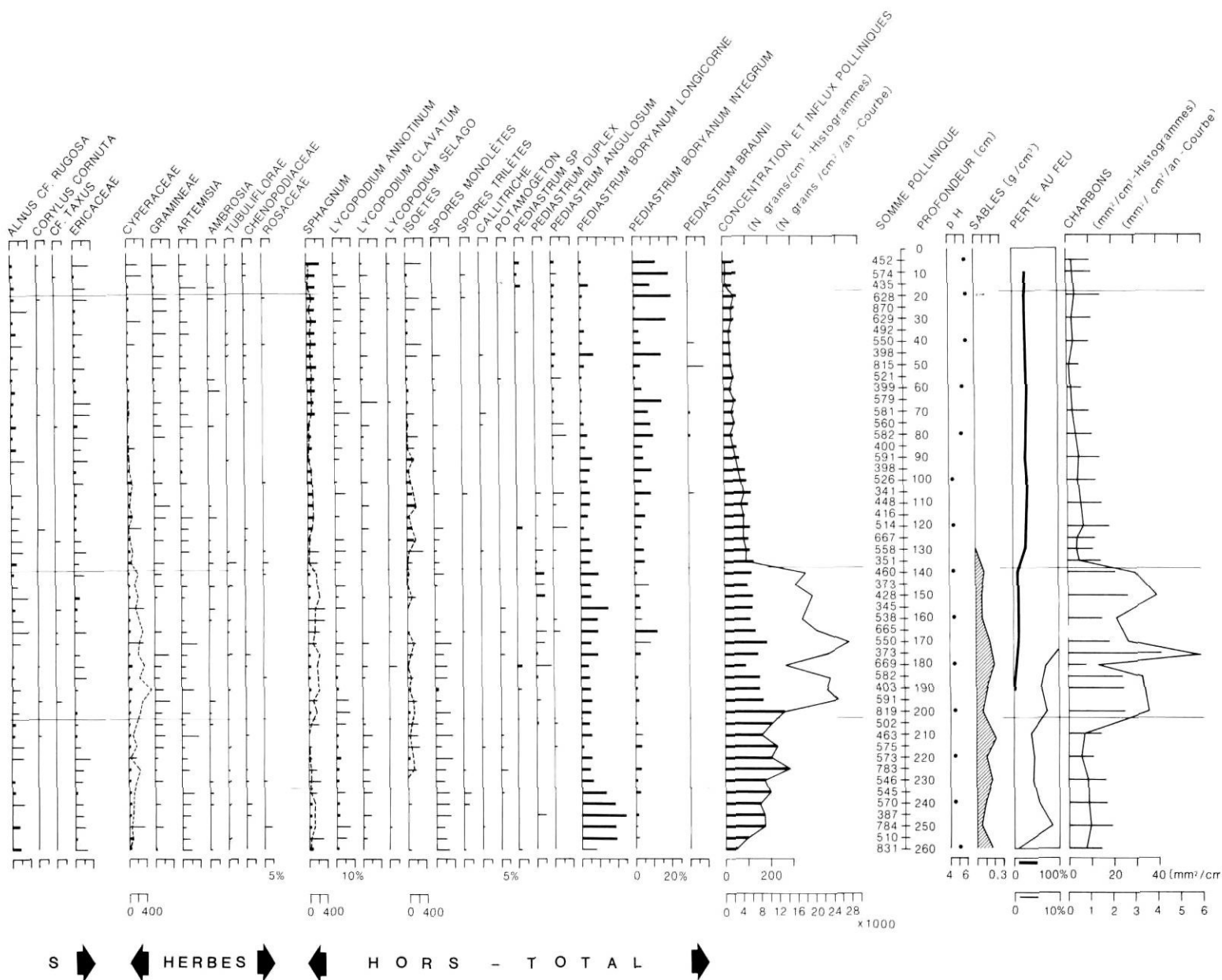


FIGURE 9. Diagramme pollinique du site Delorme-II
Pollen diagram of Delorme-II site.

pollen au site Daumont résulte sans doute d'apports lointains, extra-régionaux. S'ils ont été présents, c'est à titre d'individus éminemment épars, ce qui semble peu probable, du moins pour le pin gris. Quand ces espèces sont présentes dans un rayon de 10 km, leur pourcentage pollinique est beaucoup plus grand (MOTT, 1974; RICHARD, 1976). Le sapin baumier (*Abies balsamea*) étant un taxon sous-représenté par son pollen, il peut avoir été présent à une certaine distance du lac. C'est toutefois dans la prochaine période qu'il sera le plus abondant.

Le paysage végétal de la période comprise entre 5500 et 4400 ans avant l'actuel appartenait donc déjà à la taïga. La pessière ouverte à épinette noire, un peu plus dense qu'actuellement, devait toutefois comprendre beaucoup plus d'aulnes crispés que de nos jours. Le bouleau glanduleux, actuellement abondant, devait être présent, mais des populations de bouleau blanc existaient sur les stations bien drainées et abritées. Le mélèze, très abondant au tout début, s'est rapidement fait évincer par l'épinette noire comme arbre dominant, occupant surtout les abords du lac et la mar-



ge des peuplements d'épinette, notamment au haut des pentes.

La période allant de 4400 ans BP à nos jours (115 à 000 cm sur le diagramme) est marquée par l'appauvrissement du paysage végétal. Si l'épinette noire semble se maintenir assez bien d'après la courbe des influx de *Picea cf. mariana*, les bouleaux, l'aulne et le mélèze deviennent beaucoup plus rares. On ne retrouve plus de graines ou de bractées de *Betula papyrifera* dès 4000 BP, et les grains de pollen à petit diamètre, produits sans doute par le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), deviennent beaucoup plus fréquents (voir fig. 8). Toute-

fois, c'est durant cette période que le sapin baumier (*Abies balsamea*) entre en scène. Ses pourcentages et ses influx polliniques augmentent et on retrouve deux grains dans les sédiments entre les niveaux 090 et 115 cm. Sans jamais avoir été abondant dans la région du site Daumont, le sapin s'est vraisemblablement toujours maintenu sur les stations mésiques avec seepage depuis 4400 ans BP.

HISTOIRE DE LA VÉGÉTATION DES AUTRES STATIONS

Les grandes lignes de l'histoire postglaciaire de la végétation terricole des autres sites sont les mêmes

TABLEAU III

Pourcentages polliniques des taxons
non représentés sur les diagrammes

Diagramme Daumont

Acer rubrum : 0,2% à 120 cm
Acer spicatum : 0,2% à 090 cm
 Type *Carpinus-Ostrya* : 0,2% à 090 cm
 Caryophyllaceae : 0,2% à 150 et 165 cm
Equisetum : 0,3% à 080 cm
Juglans cinerea : 0,2% à 140 cm ; 0,1% à 160 cm
 Leguminosae : 0,2% à 015 cm
Myriophyllum type *alterniflorum* : 0,1% à 080 cm ; 0,2% à 110 cm
 Onagraceae : 0,4% à 165 cm ; 0,2% à 175 cm
 cf. *Oxyria digyna* : 0,5% à 170 cm
 Ranunculaceae : 0,2% à 165 cm
Saxifraga type *cernua* : 0,2% à 050 cm
Viburnum edule : 0,2% à 120 cm
Viburnum lentago : 0,2% à 190 cm

Diagramme Delorme-II

Acer rubrum : 0,1% à 250 cm
Acer spicatum : 0,2% à 005, 160 et 210 cm
Carya ovata : 0,2% à 120 cm
 Type *Carpinus-Ostrya* : 0,7% à 005 cm ; 0,2% à 030 cm
 Cruciferae : 0,1% à 225 cm
Diapensia lapponica : 0,2% à 080 et 090 cm
Equisetum : 0,3% à 080 cm ; 0,2% à 090 et 195 cm ; 0,1% à 125 cm
Juglans cinerea : 0,2% à 090 cm
 Type *Morus* : 0,2% à 150 cm
 Type *Nepopanthus* : 0,2% à 040 cm
 Onagraceae : 0,2% à 080 cm ; 0,1% à 180 cm
Osmunda regalis : 0,1% à 200 cm
 cf. *Oxyria digyna* : 0,1% à 125 cm
 Ranunculaceae : 0,2% à 020 et 030 cm
 Type *Ribes* : 0,2% à 235 cm
Thalictrum : 0,2% à 040 et 100 cm ; 0,3% à 145 cm
Typha latifolia : 0,2% à 035 et 110 cm ; 0,1% à 165 cm
Viburnum edule : 0,2% à 090 cm

que celles de la station Daumont. L'âge et le contexte paléogéographique variant, certaines différences mineures sont toutefois enregistrées.

Station Delorme-II

Le diagramme (fig. 9) livre une histoire plus vieille de 800 ans par rapport à celle du site Daumont. La période allant de 6300 à 5200 ans BP illustre une colonisation progressive du paysage par les plantes : les influx augmentent doucement. Le mélèze (*Larix laricina*) est à son maximum durant cette période ; ses influx sont élevés et ses macrorestes, abondants au moins jusqu'au niveau 215 cm. Des graines de *Betula papyrifera* sont retrouvées dès 240 cm, trahissant la présence du bouleau blanc aux abords du lac. L'épinette noire devait être présente puisque ses influx sont aussi élevés que de nos jours, mais on n'en retrouvera des graines ou

des feuilles qu'à partir du niveau 180 cm. La courbe du diamètre des grains de *Betula* indique la présence du bouleau glanduleux, et peut-être même sa dominance entre les niveaux 215 et 200 cm où les graines de *Betula papyrifera* sont absentes. Le peuplier faux-tremble (*Populus* cf. *tremuloïdes*) était sans doute présent à cette époque, et s'est maintenu jusqu'à nos jours tout en devenant beaucoup plus rare (correction des pourcentages par les influx).

Entre 5200 et 4700 BP, c'est l'acmé de la végétation au site Delorme-II, comme ça l'était à la station Daumont vers la même époque. Contrairement au site Daumont, l'épinette noire semble avoir été de six à dix fois plus abondante qu'actuellement, durant cette période. Le bouleau blanc est abondant ; on en retrouve des graines. Le bouleau glanduleux est sans doute aussi présent. L'aulne crispé maintient des influx élevés, bien que sa représentation en pourcentages diminue au profit de *Betula* et de *Picea*. Le mélèze conserve encore son abondance à cette époque. Les influx polliniques d'*Abies balsamea* sont suffisamment élevés pour traduire sa présence aux environs, mais nous n'en avons toutefois pas trouvé de macrorestes. Autour de 5000 BP, les données indiquent qu'une végétation relativement dense et riche occupait la région du lac Delorme. La végétation s'est ultérieurement appauvrie en deux phases.

Vers 4700 ans BP, les influx tombent brusquement. Cette chute correspond à l'arrêt des apports inorganiques dans le lac. On ne retrouve plus de graines ou de bractées de bouleau blanc. Il semble bien que la couverture végétale se soit ouverte assez rapidement et que le bouleau blanc soit virtuellement disparu dans les environs.

Ce processus s'est encore aggravé vers 1600 ans avant l'actuel et, dès lors, le paysage végétal était déjà très semblable au paysage actuel. Depuis 4700 ans, les courbes polliniques, tant en pourcentages qu'en influx, restent assez constantes. Seules les valeurs de *Pinus* augmentent (*Pinus* cf. *divaricata*, *Pinus strobus* et *Pinus* sp.) représentant des apports polliniques extra-régionaux qui corroborent l'ouverture progressive du couvert végétal régional.

Station Delorme-I

Le diagramme pollinique de la station Delorme-I, située à basse altitude tout près du lac Delorme, montre que l'histoire de la végétation de la vallée a été essentiellement la même que sur les collines avoisinantes. La gyttja a commencé à s'accumuler vers 5300 ans BP, vraisemblablement dès que le niveau de l'eau dans le Caniapiscou eut baissé sous la cote actuelle de 513 m et que ce petit bassin eut échappé à l'influence des variations saisonnières du niveau de l'eau dans la rivière. *Alnus crispa* étant polliniquement mieux représenté que *Betula* dans l'ensemble du diagramme, con-

trairement au diagramme Delorme-II, il est probable qu'il ait toujours été plus abondant en vallée, comme c'est le cas actuellement dans cette région. Pour le reste, l'analyse pollinique paraît impuissante à déceler une évolution de la végétation éventuellement différente entre les sites Delorme-I et II. Les résultats de l'analyse macrofossile montrent que le bouleau à papier et le mélèze étaient au maximum de leur abondance dès l'émergence des terres et que l'épinette noire s'est installée rapidement dans la région. Le sapin baumier, rare actuellement, n'est pas représenté par ses macrorestes dans l'ensemble de la carotte. Les influx, pour leur part, corroborent l'âge de 5300 BP car ils sont maximaux à la base (fig. 7).

Station Brisay-II

Cette station est sise à 95 km au sud-ouest du site Daumont et à 25 km à l'ouest de la partie la plus méridionale du lac Delorme, à la limite de la région écologique du lac Le Grand (GÉRARDIN, 1980). Malgré cette différence de localisation par rapport aux unités de la végétation actuelle, c'est en vain que l'on cherche des différences marquées entre le diagramme Brisay-II et les autres. La structure du diagramme est identique à celle des autres, reflétant une histoire semblable remontant, dans ce cas, à 6000 ans avant l'actuel (fig. 4). Pour cette raison, l'évolution de la végétation se calque sur celle du site Delorme-II, présentant notamment une phase initiale de densification progressive de la couverture végétale entre 6000 et 7500 BP. Durant cette phase, la courbe pollinique d'*Alnus* cf. *crispa* atteint des valeurs de 85%. Par la suite, l'aulne garde des pourcentages élevés oscillant entre 30 et 40. Le lac possédant un petit affluent, cette représentation pollinique relativement élevée de l'aulne se conçoit aisément.

La courbe des influx polliniques du site Brisay-II est celle qui s'incline la première, après le maximum vers 5700 BP (fig. 7). On peut invoquer ici l'altitude plus élevée du site pour expliquer qu'il ait été le premier à se dégarnir à la suite du mégathermique (HAFSTEN, 1969). Les influx y demeurent toutefois assez forts, entre 5000 et 1500 BP, ce qui traduit sans doute le caractère relativement thermophile de la région autour de ce site, par rapport aux autres. En outre, on note un accroissement des influx débutant vers 3500 BP et culminant vers 2500 BP, ce qui pourrait traduire une densification de la couverture végétale sous l'effet d'un changement climatique. Une tendance semblable des influx est d'ailleurs détectable au site Delorme-I vers 3100 BP.

Betula est mieux représenté dans ce diagramme que dans les autres. Dans l'ensemble, les pourcentages polliniques de ce genre sont supérieurs de 5% environ à ceux des diagrammes Delorme, et presque le double de ceux du diagramme Daumont, du moins durant les 5500 dernières années. Par ailleurs, quelle que soit la

valeur que l'on attribue aux données morphométriques pour résoudre le problème de la distinction entre les bouleaux arbustifs et les bouleaux arborescents (COMTOIS, en préparation; USINGER 1975), c'est dans le diagramme Brisay-II que la courbe du diamètre équatorial des grains de *Betula* offre les fluctuations les plus amples (5 microns) et les plus cohérentes d'un niveau à l'autre. Les bouleaux arbustifs semblent prédominer entre 6000 et 5700 BP, entre 4750 et 3600 BP et depuis 2500 ans, et les bouleaux arborescents, vraisemblablement *Betula papyrifera*, paraissent avoir été nettement plus abondants entre 5750 et 4750 BP et entre 3600 et 2500 BP. Ces périodes de plus grande abondance du bouleau blanc correspondent assez bien aux influx polliniques de *Betula* (fig. 7). Elles ne sont toutefois pas corroborées par l'analyse macrofossile; les graines et les bractées de *Betula papyrifera* abondent à la base du diagramme, entre 6000 et 5500 BP, lorsque les diamètres des grains de *Betula* sont relativement faibles, et restent fréquentes jusque vers 3250 BP, quelle que soit l'allure de la courbe de distribution du diamètre du pollen. Une seule graine et une seule bractée, attribuables à *Betula glandulosa*, ont été retrouvées dans les sédiments des quatre stations étudiées, entre 55 et 65 cm de profondeur au site Brisay-II. Le bouleau glanduleux étant abondant, partout dans la région, il est remarquable que ses macrorestes soient si rares dans les sédiments lacustres. Même si la position centrale des carottes, au sein des lacs, ne favorise pas une grande richesse en macrofossiles par rapport à des carottes en position latérale, il semble bien que le bouleau glanduleux soit fortement sous-représenté par ses macrorestes en milieu lacustre. Lorsque les influx tombent, vers 4500 BP, on ne retrouve même plus de graines ou de bractées de bouleau blanc, ce qui tend à montrer que cette espèce est également mal représentée par ses macrorestes dès qu'elle est peu abondante autour d'un lac.

DISCUSSION

Les données obtenues dans la région du lac Delorme, comparées avec celles provenant d'autres régions plus ou moins éloignées, permettent de préciser certains phénomènes mal connus ou d'éclairer certaines questions laissées en suspens. C'est le cas de l'âge de la déglaciation finale et de la colonisation végétale au cœur du Nouveau-Québec. Cette comparaison conduit aussi à des considérations d'ordre méthodologique touchant la possibilité de mettre en lumière, à l'aide de l'analyse sporopollinique, d'éventuelles fluctuations postglaciaires dans la végétation pouvant ou non correspondre à des fluctuations climatiques.

L'ÂGE DE LA DÉGLACIATION FINALE

L'âge admis pour la disparition de la calotte wisconsinienne au Nouveau-Québec, de l'ordre de 6500 ans

BP (BRYSON *et al.*, 1969; IVES, 1960; PREST, 1969, 1970), constitue une estimation s'appuyant sur des projections de taux de retraits glaciaires déterminés dans des régions périphériques. L'âge de 5300 ± 800 ans BP (SM-355; GRAYSON, 1957) obtenu à la base des sédiments organiques du lac Greenbush, près de Schefferville ($54^{\circ}59'$ Nord, $67^{\circ}14'$ Ouest; altitude: 534 m), fut pendant longtemps la seule donnée chronologique disponible provenant de cette région de fonte finale du glacier.

Les résultats des datations effectuées dans le cadre de notre étude apparaissent au tableau II, mais seules les dates correspondant aux premiers sédiments organiques accumulés nous intéressent ici. Les âges portent sur des tranches de 5 cm d'épaisseur prélevées sur deux carottes distantes de 2 m. Le site Delorme-II (altitude de 538 m) a livré un âge plus grand (6320 ± 180 BP, GSC-3094) que celui de la station Brisay-II (5980 ± 240 BP, GSC-3154), localisée à 25 km au sud-ouest. Daumont, le site le plus septentrional et le plus élevé (600 m d'altitude) date de 5490 ± 80 BP (GSC-3052). Enfin, le site Delorme-I (altitude: 513 m) est le plus jeune: 5330 ± 120 BP (GSC-3139). Ces dates représentent l'âge radiocarbone des premières accumulations organiques datables; il s'agit d'âges-gyttja. Ces dates permettent seulement de fixer un âge minimal pour la déglaciation des sites correspondants. Deux sortes de délais peuvent en effet intervenir pour décaler les dates par rapport à l'âge radiocarbone de la déglaciation. Le premier est dû à l'émersion locale des sites; dans ce cas, le délai vient de ce qu'un bassin se trouvant sous une limite glacio-lacustre ne pourra accumuler des matières organiques en abondance que lorsqu'il émergera au-delà du niveau de la masse d'eau plus grande. Pour ce qui est de notre échantillonnage, seul le site Delorme-I, le plus jeune, enregistre un tel délai par rapport à la déglaciation. Le second type de délai est causé par la colonisation végétale proprement dite et représente le temps qui doit s'écouler entre la disparition de la glace et l'établissement de phytocénoses lacustres et terrestres suffisamment productives pour que s'accumule de la matière organique en concentration datable dans un bassin. Les sites Brisay-II, Delorme-II et Daumont enregistrent un tel délai.

Dans le cas des sites Brisay-II et Delorme-II, les diagrammes polliniques montrent que l'accumulation de la gyttja s'est effectuée dès l'apparition des lacs: la végétation n'attendait plus que place soit faite pour s'installer. Au site Daumont, les dépôts inorganiques initiaux couvrent toutefois une certaine période de temps que nous présumons courte. On peut tenter d'estimer cette durée à l'aide des influx polliniques. En effet, si on admet que l'influx pollinique global d'environ 15 000 grains/cm²/an, mesuré vers 5500 ans BP dans la gyttja, s'applique aux dépôts inorganiques sous-jacents, alors

de simples règles de trois permettent de calculer la durée représentée par les concentrations polliniques mesurées dans l'argile et le sable. Cette durée est de 62 ans pour les dépôts inorganiques du site Daumont, qui totalisent 55 cm et reposent sur des gravillons. Puisque la végétation était plus lointaine à l'époque de la sédimentation essentiellement inorganique, les influx ont pu être plus faibles, ce qui tendrait à nous faire sous-estimer la durée. Toutefois, les apports par ruissellement ont dû largement compenser toute faiblesse des apports polliniques éoliens (RICHARD, 1981b, p. 104). Ainsi, on pourrait ajouter une durée de l'ordre de 50 à 100 ans à l'âge radiocarbone des premiers sédiments organiques accumulés au site Daumont, ce qui en reporterait l'âge à 5600 ans au maximum. Un tel exercice devrait être effectué chaque fois que les données le permettent, afin d'en déterminer les limites d'application. À notre connaissance, seuls DABROWSKI (1971) et MEHRINGER *et al.* (1977) ont utilisé cet artifice de calcul, le premier sur des rythmites eemiennes et le second, sur des cendres volcaniques. Dans les deux cas, des durées plausibles ont été obtenues.

Selon le modèle de déglaciation établi sur la base des données géologiques et exposé plus tôt, nous nous attendions à ce que le site Brisay-II livre l'âge le plus grand, représentant l'âge de la déglaciation à 55 km à l'ouest de la ligne de partage terminale. Le site Delorme-II devait livrer un âge plus jeune que Brisay-II, représentant à peu près le moment où s'est amorcée la stagnation finale de la glace et survenant quelque temps après la déglaciation de Brisay-II. Enfin, le site Daumont devait livrer l'âge le plus jeune des trois sites, représentant à peu près le moment de la fusion finale de la glace, à cette altitude, au centre du Nouveau-Québec.

Nos données s'inscrivent bien dans ce modèle, si ce n'est que Delorme-II a livré un âge légèrement plus grand que le site Brisay-II. Compte tenu de l'imprécision de chacune de ces datations, et que leurs écarts types se chevauchent vers 6200 BP, nous tirons les deux conclusions suivantes: d'une part, la précision des dates radiocarbone de la base de la gyttja est insuffisante pour déceler un gradient chronologique significatif représentant le retrait de la glace sur une distance de 25 km; d'autre part, cette période autour de 6200 ans BP représente l'âge estimé de l'amorce de la stagnation finale de la glace wisconsinienne dans cette partie du Nouveau-Québec. Enfin, la date de 5490 ± 80 ans BP (GSC-3052), livrée par le site Daumont, vieillie de 50 à 100 ans pour les raisons expliquées plus tôt, représente à notre avis l'âge de la disparition finale de la glace au cœur du Nouveau-Québec. L'ensemble de ces dates indique donc qu'un délai de 500 à 600 ans a dû s'écouler pour que s'accomplisse la fusion complète de la glace devenue stagnante. Nous ne connaissons pas avec précision la dimension de la masse de glace,

ni son épaisseur au moment de la stagnation, mais nos interprétations montrent que l'appareil glaciaire, à ce moment, pouvait s'étendre sur près de 65 à 75 km, transversalement à la ligne de partage terminale.

Quant à la date livrée par le site Delorme-I, qui représente un délai minimum de 700 ans par rapport à Delorme-II, il nous apparaît improbable que ce délai soit entièrement imputable à la persistance de phases glacio-lacustres dans le Caniapiscou supérieur, compte tenu du fait que d'autres données de nature géologique indiquent que ces phases furent de courte durée. Néanmoins, ces dates s'alignent chronologiquement d'une façon cohérente et attendue. Un autre facteur dont il faudrait sans doute tenir compte avant de discuter davantage cet écart des âges est le relèvement isostatique différentiel postglaciaire en regard d'un ou de plusieurs seuils résistants dans le Caniapiscou; cependant, les lignes de rivage émergées à différents endroits et différents niveaux n'étant pas reliées entre elles, nous ne possédons malheureusement aucune donnée sur ce sujet.

Récemment, IVES (1979) et SHORT (1981) ont fait état de la datation des sédiments de deux carottes jumelles prélevées dans le lac Boundary (55°05' Nord, 67°24' Ouest; altitude: 525 m environ) situé à 50 km au nord-ouest de Schefferville. Ce lac de près de 150 ha est localisé le long d'un thalweg de plusieurs dizaines de kilomètres, à 10 km au nord-ouest du lac Greenbush. Des âges de $16\,330 \pm 330$ BP (QL-1214) et de $10\,700 \pm 540$ BP (GX-5520) ont été obtenus pour les 10 premiers centimètres de matière organique accumulés à la base de l'une et de l'autre carotte. Une section de 20 cm de gyttja située immédiatement au-dessus de la section basale de la plus vieille carotte a livré pour sa part un âge de 9980 ± 40 BP (QL-1214B). Ces données ne sont pas commentées par IVES (1979), l'auteur se bornant à souhaiter que des études plus poussées soient entreprises prochainement. Les informations livrées par SHORT (1981) sont tout aussi factuelles, pour cette station. L'auteur présente toutefois deux autres sites; le lac Tunturi (55°01' Nord, 67°30' Ouest; altitude: 610 m), dont les sédiments ont été datés à $14\,040 \pm 780$ BP (GX-6366) et le lac Hamard (54°48' Nord, 67°30' Ouest; altitude: 564 m), dont les sédiments ont livré un âge de $16\,975 \pm 1040$ BP (GX-6354).

Dans cette région, toutes les conditions requises pour l'obtention de sédiments contaminés par du carbone ancien sont réunies: les lacs sont situés au cœur de la fosse du Labrador où neuf formations dolomitiques ou graphitiques affleurent (DIMROTH, 1978). On y trouve même des argilites ferrifères fortement fossilifères d'âge crétacé (formation de Redmond; BLAIS, 1959; DORF, 1959). Dans notre région, par contre, le problème ne se posait pas, car la nature des assises ro-

cheuses et les éléments lithologiques provenant de la fosse du Labrador, probablement très dilués dans les sédiments glaciaires, ne sauraient contribuer au vieillissement des dates. Les commentaires de L.K. Stravers (*in* SHORT, 1981) sur l'âge des sédiments organiques au lac Tunturi mettent l'accent sur l'existence de l'une ou l'autre des formes de contamination par du carbone ancien (graphite), auxquelles elle ajoute la possibilité de contamination par du carbone interglaciaire ou interstadaire allochtone, ou des couches interglaciaires ou interstadaires *in situ* laissées par le dernier inlandsis. Les autres commentaires laissent toutefois entrevoir la possibilité d'une déglaciation hâtive dans cette région. Nous croyons pour notre part que les dates citées par IVES (1979) et SHORT (1981) ne peuvent présentement être utilisées pour préciser l'âge de la déglaciation dans la région de Schefferville, voisine de celle du lac Delorme.

En résumé, la disparition de la glace s'est échelonnée entre environ 6200 et 5600 ans BP dans la partie centrale du Nouveau-Québec, la première de ces dates représentant l'amorce de la stagnation finale, et la seconde représentant à peu près la fusion finale, en terre haute, de la glace. Il est possible que de la glace ait persisté encore quelques années, peut-être quelques siècles, après 5600 ans, dans des vallées au nord de la ligne de partage glaciaire terminale. Pour fins de comparaison, il est intéressant de noter que la date qui cerne le mieux le moment de la disparition finale de la glace à l'ouest de la mer d'Hudson, du côté du district du Keewatin, est 6600 ± 230 ans BP (GSC-1434, RIDLER et SHILTS, 1974). Il s'agit d'un âge-coquille qui marque la base de la transgression marine, à peu près à la limite marine, près du lac Kaminak, à quelque 50 km à l'est de la ligne de partage glaciaire du Keewatin.

LES MODALITÉS DE LA COLONISATION VÉGÉTALE TARDIGLACIAIRE

Le tardiglaciaire de la région du lac Delorme et des environs (correspondant à la surface couverte par la figure 1) est compris entre l'âge de la déglaciation (vers 6300 BP) et l'âge de la disparition de la calotte dans les environs (vers 5600 BP). C'est un tardiglaciaire de situation, sans lien avec le Tardiglaciaire chronostratigraphique. Toutes les données indiquent l'existence d'une colonisation végétale immédiate, relativement massive, autant par les arbres (*Larix laricina*, *Betula papyrifera*, *Picea mariana*, *Populus tremuloïdes*, *Populus balsamifera* et peut-être même *Thuja occidentalis*) que par les arbustes (*Alnus crispa* et peut-être *Alnus rugosa*, *Salix* spp. dont *S. herbacea*, *Ericaceae*, etc.), les plantes herbacées et les mousses. Contrairement à la plupart des régions sises en bordure de la péninsule du Québec-Labrador ou au sud du Saint-Laurent (RICHARD, 1980b), aucune phase initiale de végétation

ouverte de type quasi désert froid, tundra herbacée ou tundra arbustive ne peut être déduite des diagrammes pour la période faisant immédiatement suite à la déglaciation. Au contraire, tous les éléments de la végétation actuelle sont déjà en place dès les premiers instants de l'histoire postglaciaire. Davantage même, si on admet pour cette époque l'existence du thuya de l'est dans la région, lui qui ne dépasse pas la forêt boréale fermée, de nos jours (ROUSSEAU, 1974). Dans la région du lac Delorme, nul délai dans l'immigration des plantes, si ce n'est pour le sapin baumier (*Abies balsamea*), cas sur lequel nous reviendrons. De telles modalités dans la colonisation végétale postglaciaire ne s'expliquent que par une déglaciation tardive durant une période climatique favorable, en l'absence de barrières quelconques à la migration des plantes.

Que l'aulne crispé (*Alnus crispa*) ait été la première espèce importante à coloniser la région n'a rien d'étonnant, si on considère qu'il est fixateur d'azote atmosphérique grâce à une symbiose avec *Frankia*, Actinomycète qu'il héberge dans des nodules racinaires. Ainsi pourvu dans un de ses besoins essentiels, l'aulne a pu s'établir rapidement sous le climat chaud de l'époque. Il n'a pas préparé le terrain pour d'autres espèces, comme on aurait pu s'y attendre d'après un modèle de succession: quand les autres espèces se multiplient, l'aulne reste abondant; c'est du moins le cas au site Delorme-II. Les taxons paraissent s'installer chacun dans la niche qui lui convient, sans grande compétition. Cette modalité, propre aux zones arctiques et hémiarctiques de nos jours comme dans le passé, ne semble pas avoir joué aux latitudes plus basses à l'époque tardiglaciaire. En tout cas, pas avec la même intensité.

L'abondance du mélèze (*Larix laricina*), maximale dès le début, correspond bien avec l'écologie de l'espèce dans les hautes latitudes (PAYETTE, 1976; PAYETTE et GAGNON, 1979; GAGNON et PAYETTE, 1981). Il forme la limite physiologique des arbres à l'ouest de la baie d'Ungava. Comme c'est une essence très fortement sous-représentée polliniquement, il est probable que de véritables forêts-parcs dominées par le mélèze aient caractérisé les paysages végétaux tardiglaciaires de la région du lac Delorme, sauf dans les endroits exposés. À la lumière de ces considérations, il faut sans doute réviser nos reconstitutions des phases d'afforestation postglaciaires dans les régions méridionales: le mélèze a pu être beaucoup plus abondant que ne le laissent croire les travaux de RICHARD (1981a) et de la plupart des chercheurs nord-américains. Au Minnesota, un assemblage pollinique initial à *Picea* et *Larix* (où le mélèze dépasse 1%) pourrait fort bien traduire la dominance du mélèze dans la couverture végétale régionale (CUSHING, 1967).

La colonisation végétale tardiglaciaire de la région du lac Delorme se différencie nettement de celle des régions situées en périphérie. En Jamésie, à l'ouest, la

première formation végétale ayant fait suite à la déglaciation ou à l'émersion des terres, vers 7000-6500 BP, est un genre de désert rapidement colonisé par une forêt-parc à peuplier faux-tremble (*Populus tremuloïdes*) (RICHARD, 1979). Au sud-est, à l'est et au nord-est, les travaux de MORRISON (1970), de GRAYSON (1957) et de DRUMMOND (1965) montrent l'existence d'une phase initiale de type tundra vers 5800 BP, dans la région de la rivière Churchill et dans la région de Schefferville, suivie d'une phase à aulnes (*Alnus*). D'après MORRISON (1970), les arbres ne seraient pas arrivés avant 5350 BP, du moins pour *Picea*. Plus loin, au sud-est du Labrador, LAMB (1980) a mis en évidence l'existence d'un paysage toundrique entre 10 500 et 6000 ans BP, avant l'invasion par les arbres. Les courbes des pourcentages et d'influx de *Picea*, *Abies*, *Alnus* et *Betula* montrent des pics successifs traduisant des remplacements nets dans l'abondance des taxons. Au sud-ouest, toutefois, dans la région du lac Bethoulat près du lac Mistassini (IGNATIUS, 1956), les diagrammes polliniques enregistrent une phase initiale à aulne semblable à celle de la région du lac Delorme, mais il n'est pas certain qu'ils ne soient pas tronqués à la base, car ils reposent sur des sédiments glacio-lacustres. Dans la région des monts Otish, en raison de l'altitude, une phase initiale de tundra, vers 6300 BP, est nettement marquée dans le diagramme pollinique (M. Bouchard).

LES FLUCTUATIONS POSTGLACIAIRES DE LA VÉGÉTATION

Dans la région du lac Delorme, le postglaciaire couvre les 5600 dernières années. Au début de cette période jusque vers 4700-4400 BP, la végétation arborescente et arbustive est beaucoup plus dense que de nos jours, surtout au sud et au centre de la région. Le bouleau blanc, absent ou presque de la région écologique du lac Delorme et qui constitue des bétulaies couvrant seulement 5% des sols minéraux dans la région écologique voisine du lac Le Grand (GÉRARDIN, 1980), a certainement été plus répandu à cette époque, occupant sans doute les stations les plus riches et protégées. Les influx polliniques totaux et les influx polliniques des principaux taxons (*Picea*, *Betula*, *Alnus*) témoignent de cette plus grande densité de la couverture végétale, leurs valeurs vers 5000 BP étant généralement de quinze à quarante fois plus élevées que leurs valeurs actuelles ou subactuelles. La seule exception notable est *Picea mariana* qui, au site Daumont seulement, présente pour cette époque des influx à peine triples des influx subactuels. Quoi qu'il en soit, la question se pose de savoir s'il existe une relation proportionnelle entre la densité d'une espèce et ses influx. Vers 5000 ans BP, les plantes étaient-elles de dix à quarante fois plus abondantes? Quelle était, en particulier, l'abondance réelle de *Picea*, *Betula* et *Alnus* à cette époque?

Le problème est de taille. On ne peut en effet invoquer des processus conduisant à concentrer le pollen au centre du lac, puisque ces processus ont agi presque uniformément durant toute la période d'accumulation de la gyttja dans un même lac. L'effet de focalisation des sédiments fut, d'après nous, relativement faible et ne peut rendre compte de la totalité des différences observées. Par ailleurs, le contrôle chronologique est suffisamment précis pour que les différences enregistrées soient réelles. Alors qu'est-ce à dire? Malgré les dangers que représentent les comparaisons d'influx entre des lacs différents, même s'ils sont semblables, on ne peut s'empêcher de noter, par exemple, que les influx polliniques de *Picea* vers 5000 BP, dans les sédiments des sites Brisay-II et Delorme, sont neuf fois supérieurs à la moyenne des influx subactuels de cinq lacs de la Jamésie (RICHARD, 1979) et plus de cinq fois supérieurs à ceux de deux lacs en Abitibi, dans le domaine de la pessière fermée à épinette noire (RICHARD, 1980a). Se peut-il que dans la région du lac Delorme *Picea* ait été alors plus abondant qu'en Jamésie ou en Abitibi de nos jours? Et comment expliquer la forte représentation pollinique des arbustes qui, comme l'aulne, totalisent de nos jours à peine 5% des spectres même quand une aulnaie continue borde les lacs? Enfin, l'influx total présentant les mêmes caractères, se peut-il que la couverture végétale entière ait été de quinze à trente fois plus dense? Et comment expliquer qu'elle ait produit des influx supérieurs à ceux de la forêt boréale actuelle (RITCHIE et LICHTI-FEDEROVICH, 1967)? Que la végétation ait été plus abondante, cela ne fait pas de doute. Toutes les données concordent, notamment les macrofossiles. Pour ce qui est des influx, il est clair qu'ils augmentent dans une proportion plus grande que celle des individus eux-mêmes car, autrement, les reconstitutions n'auraient aucun sens. Il faut donc admettre que vers 5000 BP, *Picea*, *Alnus* et sans doute *Betula* produisaient, en moyenne et par individu, plus de pollen qu'actuellement. Cela signifie que le calibrage pollen-végétation par les mesures d'influx polliniques actuels captés dans des trappes de type Tauber (TAUBER, 1965) ou autrement (DAVIS *et al.*, 1973), tout en étant nécessaire, ne pourra résoudre les problèmes de reconstitution quantitative de la végétation. Bien sûr, le climat plus favorable qui régnait à l'époque se pose comme le facteur qui expliquerait tout naturellement une production pollinique plus élevée. Pour s'en assurer, il faudra mesurer la production pollinique moyenne annuelle sur plusieurs individus d'une même espèce largement répartie en latitude, ou disposer d'influx polliniques subactuels d'une telle espèce dans un nombre considérable de lacs comparables, distribués selon un transect latitudinal au sein de l'aire de l'espèce. De toute façon le problème mérite l'attention des palynologues.

Le principal trait de l'histoire postglaciaire de la végétation dans la région du lac Delorme est l'ouverture généralisée de la couverture arboréenne et arbustive vers 4700 à 4300 BP, selon les sites. Le phénomène a dû être synchrone dans l'ensemble de la région, les différences d'âge pouvant être attribuées à l'insuffisance relative du contrôle chronologique et aux imprécisions inhérentes à la méthode de datation. Cette ouverture du paysage végétal reflète sans doute l'avènement d'un climat plus froid, d'un catathermique faisant suite au mégathermique (HAFSTEN, 1969) ayant caractérisé la période tardiglaciaire régionale. Vers 4800-4600 ans avant l'actuel, NICHOLS (1975) propose un mouvement vers le sud de la limite des arbres, au Keewatin, sous l'effet d'un refroidissement de plus de 3°C dans la température moyenne de juillet. La correspondance s'arrête là, toutefois, car contrairement aux données de Nichols, nous n'avons trouvé aucun indice de réchauffement ultérieur dans la région du lac Delorme, culminant vers 3750 et vers 1000 ans BP (NICHOLS, 1975), du moins aux sites Daumont, Delorme-I et Delorme-II. À cette dernière station, le ralentissement du taux net d'accumulation des sédiments et la chute des influx depuis environ 1600 ans BP reflèteraient une ouverture accrue de la couverture arborée périphérique, et une baisse dans la productivité de ce lac des collines. Ce phénomène, propre aux sites Delorme-II et Brisay-II dans la région, est fréquent en Ungava (RICHARD, 1981b) et au Labrador (SHORT, 1978).

Si on se fonde sur le diamètre équatorial des grains de *Betula* et sur les fluctuations des influx polliniques (fig. 7), la région du lac Brisay aurait connu deux périodes de plus grande abondance du bouleau blanc, entre 5750 et 4750 BP, et entre 3600 et 2500 BP. Ce serait là le seul élément distinctif de l'histoire de la végétation de toute la région et la seule indication d'une éventuelle fluctuation climatique. Elle n'aurait été enregistrée qu'au site Brisay-II parce qu'il est situé à la charnière entre deux régions écologiques dont la plus septentrionale est à toutes fins pratiques dépourvue de bétulaies (voir la description du milieu).

Dans la région de la rivière Churchill, au sud-est de Schefferville, MORRISON (1970) conclut qu'il n'y a pas eu de grands changements dans la végétation depuis 5200 BP. Seul le sapin baumier (*Abies balsamea*), qui présente des pourcentages polliniques atteignant 10 vers 5200 BP, serait devenu plus rare vers 3500 à 4000 ans avant l'actuel. L'auteur n'a toutefois pas mesuré la concentration pollinique ni calculé d'influx. En Ungava, les influx arboréens déclinent entre 3650 et 2500 ans BP et les influx totaux diminuent fortement et de façon synchrone vers 2000 BP (RICHARD, 1981b). LAMB (1980) a enregistré aussi une baisse notable des influx à partir de 2500 à 2000 ans BP, au sud-est du Labrador.

Il l'attribue à une ouverture du couvert forestier, plus dense entre 5000 et 2000 BP. Ainsi la région du lac Delorme s'individualise-t-elle aussi par la brièveté de sa phase de forêt plus dense, qui n'a couvert que la période entre 5500 ans et 4400 ans environ avant nos jours. La position relativement septentrionale de la région du lac Delorme pourrait expliquer que la poussée des forêts vers le nord, à l'optimum climatique, ait été de plus courte durée.

Le postglaciaire régional semble avoir été témoin de l'épanouissement du sapin baumier (*Abies balsamea*). En effet, à tous les sites, les pourcentages et les influx polliniques du sapin antérieurs à 4500 BP environ paraissent trop faibles pour refléter sa présence dans le paysage régional, bien que cette éventualité ne puisse être exclue. Au site Daumont, entre les niveaux 90 et 110 cm, deux graines de sapin ont été retrouvées lorsque les influx atteignent 25 à 40 grains/cm²/an. Au site Delorme-II, où les influx sont en général moindres, ceux du sapin montrent des valeurs maximales entre 4900 et 3500 ans BP environ ; mais *Abies balsamea* étant actuellement présent dans la région, notamment sur des îles du lac Delorme, des influx aussi bas que 5 grains/cm²/an traduisent quand même sa présence. Quoi qu'il en soit, l'espèce ne semble avoir jamais été abondante sur le territoire étudié. Dans la région de la rivière Churchill (MORRISON, 1970) et au sud-ouest du Labrador (LAMB, 1980), toutefois, le sapin abondait vers 5200 BP et entre 6000 et 5000 BP, respectivement. Il atteint des pourcentages polliniques aussi élevés que dans le domaine de la sapinière à bouleau blanc de nos jours (RICHARD, 1968), où *Abies balsamea* représente de 75 à 80% du volume de bois. Le même maximum pollinique du sapin se retrouve en Témiscamie, au nord du lac Mistassini, et dans les monts Otish (M. Bouchard). Le sapin a dû profiter de l'optimum climatique pour envahir ces régions et, au sud-ouest du Labrador du moins, déplacer *Picea glauca* (LAMB, 1980). Par la suite, l'appauvrissement des sols semble avoir favorisé l'expansion de *Picea mariana*. Les feux de forêts ont également pu contribuer à favoriser l'épinette noire aux dépens du sapin, bien qu'ils ne semblent pas avoir été plus intenses ou plus fréquents après 5000 BP, du moins dans notre région, d'après nos comptages de charbons microscopiques.

Nous avons mesuré la surface des charbons microscopiques retrouvés avec le pollen, dans les sédiments des sites Daumont et Delorme-II, et l'avons exprimée en concentrations et en influx (voir les diagrammes, à droite). En l'absence de sédiments présentant des laminations annuelles (SWAIN, 1973), nos résultats ne montrent que des tendances, les charbons déposés annuellement étant repris en charge et redéposés successivement pendant quelques années avec les sédiments, avant d'être mis en place définitivement (DAVIS,

1968). Les différences dans les courbes de concentration ou d'influx des charbons entre les sites Daumont et Delorme-II montrent que les sources sont différentes, reflétant une histoire des feux différente. Au site Daumont, deux maxima de charbons sont décelables : l'un vers 4600, l'autre, vers 1500 BP. Au site Delorme-II, un seul grand maximum existe, correspondant à la période où la végétation était la plus dense, entre 2500 et 4700 BP. Au site Daumont, le maximum vers 4600 ans BP correspond aussi au maximum de la couverture arboréenne (*Picea mariana* et *Betula papyrifera*), mais la durée de ce paysage fut plus courte qu'au site Delorme-II. En outre, les valeurs plus faibles des influx maxima reflètent sans doute le caractère plus ouvert des forêts, au nord. Enfin, au site Delorme-II, les valeurs d'influx des charbons, étant le double des valeurs subactuelles entre 6300 et 5200 BP, traduisent sans doute une plus grande abondance de combustible, à l'époque.

En définitive, les variations postglaciaires des paysages végétaux dans la région du lac Delorme sont marquées par un appauvrissement de la couverture forestière, la composition taxonomique restant virtuellement inchangée.

CONCLUSION

Nos résultats offrent pour la première fois une reconstitution chronologique à grande échelle des événements liés à la déglaciation d'un secteur de la partie centrale du Nouveau-Québec où ont persisté quelques-uns des derniers lambeaux de glace wisconsinienne au Québec. La datation des premiers sédiments organiques accumulés dans quatre lacs, choisis à la lumière du modèle de déglaciation déduit à partir des données géologiques, permet de conférer aux événements de la déglaciation un âge radiocarbone remarquablement précis, car les délais entre le dégagement des bassins lacustres et l'accumulation de la matière organique ont été très courts. La déglaciation de la région s'échelonne de 6200 à 5600 ans BP. La première de ces dates représente l'amorce de la stagnation finale au sud-ouest de la ligne de partage glaciaire terminale. La glace a persisté plus longtemps au nord de cette ligne de partage, où sur les hautes terres, elle achevait de fondre vers 5600 ans BP. La colonisation végétale fut rapide et massive, en raison d'une paléogéographie marquée par des conditions climatiques et édaphiques optimales et par la proximité des plantes envahissantes. Entre 6300 et 5600 ans BP, les lambeaux de glace stagnante, dans cette région, n'engendraient aucunement des conditions climatiques de type périglaciaire, pouvant ralentir la migration des arbres et entretenir une végétation de type toundra. Nos travaux démontrent par ailleurs que l'usage de l'analyse macrofossile et des influx polliniques s'impose absolument dans le cadre des recherches paléophytogéographiques portant sur les régions hémiarctiques et

subarctiques, en raison de la faible diversité floristique qui y règne. L'obtention d'un contrôle chronologique satisfaisant du taux net d'accumulation des sédiments organiques est également déterminante.

REMERCIEMENTS

Notre gratitude s'adresse d'abord à monsieur David Denton qui a suscité ces recherches et défrayé une partie des analyses adressées au Service à la recherche en analyse pollinique (SRAP) de l'université de Montréal. M. Denton et les membres de son équipe ont par ailleurs contribué aux travaux de terrain dans les environs du lac Delorme. La Société d'énergie de la Baie-James, par le truchement de monsieur Louis Archambault de la Direction de l'environnement, a assuré l'organisation matérielle de nos recherches.

Mesdames Hélène Jetté et Nicole Morasse, techniciennes, et monsieur Guy Frumignac, dessinateur, ont droit à toute notre reconnaissance, de même que madame Dominique Richard qui s'est chargée de la dactylographie du manuscrit. Nous sommes grandement redevables à monsieur Weston Blake Jr., chercheur à la Commission géologique du Canada, qui a aimablement accepté de dater les nombreux échantillons sans l'âge desquels il aurait été impossible d'effectuer les corrélations entre les divers diagrammes polliniques.

Enfin, nous remercions les membres du comité de lecture de la revue pour leurs critiques et leurs suggestions. Outre la source déjà mentionnée, ces recherches ont bénéficié de l'appui financier du ministère de l'Éducation du Québec, par le truchement du Fonds FCAC (subventions MEQ-FCAC-OSR n° OS-01) et du Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG-dépenses courantes n° A0442).

RÉFÉRENCES

- BLAIS, R.A. (1959): L'origine des minerais Crétacés du gisement de fer de Redmond, Labrador, *Naturaliste can.*, 86: 265-299.
- BOSTOCK, N.S. (1970): Physiographic subdivisions of Canada, in *Geology and Economic Minerals of Canada*, Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Rept. 1: 9-30.
- BOUCHARD, M.A. (1980): *Late Quaternary geology of the Témiscamie area, central Québec*, thèse Ph.D. non publiée, Univ. McGill, 288 p.
- (1981): The formation of Ribbed Moraines, *Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg.*, Calgary, Abstr., p. A-5.
- BRYSON, R.A., WENDLAND, W.M., IVES, J.D. et ANDREWS, J.T. (1969): Radiocarbon isochrones on the disintegration of the Laurentide ice sheet, *Arct. Alp. Res.*, 1(1): 1-14.
- COMTOIS, P. (en préparation): Diamètre pollinique de quelques espèces tourbicoles de *Betula*, *Naturaliste can.*
- CUSHING, E.J. (1967): Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota, p. 59-88, in E.D. Cushing and H.E. Wright Jr., édit., *Quaternary Paleogeology*, Yale Univ. Press, 433 p.
- DABROWSKI, M.J. (1971): Palynochronological materials — Eemian interglacial, *Bull. Acad. Sci. Polon.*, 19: 29-36.
- DAVIS, M.B. (1968): Pollen grains in lake sediments: redeposition caused by seasonal water circulation, *Science*, 162: 796-799.
- (1973): Redeposition of pollen grains in lake sediment, *Limnol. Oceanogr.*, 18(1): 44-52.
- DAVIS, M.B., BRUBAKER, L.B. et WEBB III, T. (1973): Calibration of absolute pollen influx, p. 9-25, in H.J.B. Birks and R.G. West, édit., *Quaternary Plant Ecology*, Blackwell, 326 p.
- DIMROTH, E.H. (1978): *Région de la Fosse du Labrador*, Min. Rich. nat. Québec, Rapp. géol. 193, 396 p.
- DORF, E. (1959): Cretaceous flora from beds associated with rubble iron-ore deposits in the Labrador trough, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, p. 1591.
- DRUMMOND, R.N. (1965): *The glacial geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava*, thèse Ph.D., McGill Univ., Montréal.
- DUCRUC, J.-P., ZARNOVICAN, R., GÉRARDIN, V. et JURDANT, M. (1976): Les régions écologiques du territoire de la baie de James: caractéristiques dominantes de leur couvert végétal, *Cah. Géogr. Qué.*, 20 (50): 365-391.
- FAEGRI, K. et IVERSEN, J. (1975): *Textbook of pollen analysis*, 3^e éd. Blackwell, Oxford, 295 p.
- GAGNON, R. et PAYETTE, S. (1981): Fluctuations holocènes de la limite des forêts de mélèzes, rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macrofossile en milieu tourbeux, *Géogr. phys. Quat.*, 35(1): 57-72.
- GÉRARDIN, V. (1980): *L'inventaire du capital-nature du Territoire de la Baie-James. Les régions écologiques et la végétation des sols minéraux*, t. 1, 398 p., t. 2, annexes. Serv. Étud. écol. rég., min. Env., Québec.
- GRAYSON, J.F. (1957): *The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador-Québec region as determined by palynology*, thèse Ph.D., Univ. Michigan, Ann Arbor, 252 p.
- HAFSTEN, U. (1969): A proposal for a synchronous subdivision of the late Pleistocene period having global and universal applicability, *Nytt. Mag. Bot.*, 16(1): 1-13.
- HARE, F.K. (1959): *A photo-reconnaissance survey of Labrador-Ungava*, Canada, Dept. Mines Tech. Surv., Geogr. Branch, Memoir 6.
- HENDERSON, E.P. (1959): *A glacial study of Central Québec-Labrador*, Geol. Surv. Can. Bull., 50, 65 p.
- HILLAIRE-MARCEL, C., GRANT, D.R. et VINCENT, J.-S. (1980): Comments on «Glacial erosion and ice-sheet divides» by Andrews and Miller, *Geology*, 8(10): 466-468.
- HUGHES, O.L. (1964): *Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Québec*, Geol. Surv. Can. Bull., 106.

- IGNATIUS, H. (1956): *Late-Wisconsin stratigraphy in north-central Québec-Ontario, Canada*, thèse Ph.D., Yale Univ., 84 p.
- IVES, J.D. (1960): The deglaciation of Labrador-Ungava: an outline. *Cah. géogr. Qué.*, 4: 323-343.
- (1979): A proposed history of permafrost development in Labrador-Ungava, *Géogr. phys. Quat.*, 33(3-4): 233-244.
- JACOBSON Jr., G. L. et BRADSHAW, R. H. W. (1981): The selection of sites for paleovegetational studies, *Quat. Res.*, 16: 80-96.
- JØRGENSEN, S. (1967): A method of absolute pollen counting, *New Phytol.*, 66: 489-493.
- LAMB, H. F. (1980): Late Quaternary vegetational history of southeastern Labrador, *Arct. Alp. Res.*, 12(2): 117-135.
- LAURIN, A. F., comp. (1969): *Carte géologique du Québec*, Min. Rich. Nat., Québec, carte à 1/1 013 760.
- LEHMAN, J. T. (1975): Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing, *Quat. Res.*, 5: 541-550.
- LIARD, A. C. (1977): History of the waning ice-sheet in central Québec, *Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg.*, Vancouver, Abstr., 2, p. 33.
- LUNDQVIST, J. (1969): Problems of the so-called Rogen moraines, *Sver. Geol. Unders.*, C-648, 32 p.
- MEHRINGER, P. J., BLIMAN, E. et PETERSEN, K. L. (1977): Pollen influx and volcanic ash, *Science*, 198: 257-261.
- MORRISON, A. (1970): Pollen diagrams from interior Labrador, *Can. J. Bot.*, 48: 1957-1975.
- MOTT, R. J. (1974): Modern pollen spectra from Labrador, *Geol. Surv. Can., Pap.* 74-1, Part B: 232-234.
- NICHOLS, H. (1975): *Palynological and paleoclimatic study of the late Quaternary displacement of the boreal forest — tundra ecotone in Keewatin and Mackenzie, N.W.T., Canada*, Inst. Arct. Alp. Res., Occ. Pap. n° 15, Boulder, 87 p.
- PAYETTE, S. (1976): Les limites écologiques de la zone héli-arctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec, *Cah. Géogr. Qué.*, 20(50): 346-364.
- PAYETTE, S. et GAGNON, R. (1979): Tree-line dynamics in Ungava peninsula, Northern Québec, *Holarctic Ecology*, 2: 239-248.
- PREST, V. K. (1969): *Retreat of Wisconsin and recent ice in North America*, Geol. Surv. Can., Map 1257 A.
- (1970): Quaternary Geology, p. 675-764, in *Geology and Economic minerals of Canada*, Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. n° 1.
- RICHARD, P. (1968): Un spectre pollinique type de la sapinière à bouleau blanc pour la forêt Montmorency, *Naturaliste can.*, 95: 565-576.
- (1976): Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec, *Naturaliste can.*, 103: 53-66.
- (1977): *Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique*, Serv. Rech., Dir. gén. forêts, min. Terres et Forêts du Québec (Publications et rapports divers), t. 1, xxiv + 312 p., t. 2, 142 p.
- (1979): Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, 33(1): 93-112.
- (1980a): Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec, *Géogr. phys. Quat.*, 34(1): 77-94.
- (1980b): *Paléophytogéographie post-wisconsinienne du Québec-Labrador: bilan et perspectives*, Notes et documents n° 80-01, Dép. géographie, Univ. de Montréal, 30 p.
- (1981a): Palaeoclimatic significance of the late-Pleistocene and Holocene pollen record in south-central Québec, p. 335-360, in W. C. Mahaney, éd., *Quaternary paleoclimate*, Geo Books, Norwich, 464 p.
- (1981b): *Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava, par l'analyse pollinique*, Coll. Paléo-Québec n° 13, 153 p.
- RIDLER, R. H. et SHILTS, W. W. (1974): *Exploration for Archean polymetallic sulphide deposits in permafrost terrains: an integrated geological geochemical technique; Kaminak lake area, district of Keewatin*, Geol. Surv. Can., Pap. 73-34, 33 p.
- RITCHIE, J. C. et LICHTI-FEDEROVICH, S. (1967): Pollen dispersal phenomena in arctic-subarctic Canada, *Rev. Paleobot. Palynol.*, 3(1-4): 255-266.
- ROUSSEAU, C. (1974): *Géographie floristique du Québec-Labrador*, Trav. et Doc., C.E.N., n° 7, Presses Univ. Laval, Québec, 799 p., cartes.
- SCOTT, J. S. (1976): Geology of Canadian tills, in Leggett, R. F., éd., *Glacial till*, Roy. Soc. Canada, Spec. Publ. n° 12, p. 50-67.
- SHAW, J. (1979): Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt-out, *Boreas*, 8: 409-426.
- SHORT, S. K. (1978): *Holocene palynology in Labrador-Ungava: climatic history and culture change on the central coast*, thèse Ph.D., Univ. Colorado, 231 p.
- SHORT, S. K., éd. (1981): Radiocarbon date list I. *Labrador and northern Québec, Canada*, Inst. Arct. Alp. Res., Occ. Pap. n° 36, Boulder, 33 p.
- SWAIN, A. M. (1973): A history of fire and vegetation in north-eastern Minnesota as recorded in lake sediments, *Quat. Res.*, 3: 383-396.
- TAUBER, H. (1965): Differential pollen dispersion and the interpretation of the pollen diagrams, *Danm. Geol. Unders.*, Ser. II, 89: 69 p.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein, *Mitt. Arb. Geobot. in Schles-Holst. u. Hamb.*, 25: 183 s.