

Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario

Glacial Retreat and Evolution of Pro-Glacial Lakes Post-Algonquin and Barlow, Témiscamingue, Québec and Ontario

Enteisung und Entwicklung der proglazialen Seen Post-Algonquin und Barlow in Témiscamingue, Québec und Ontario

Jean Veillette

Volume 42, numéro 1, 1988

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032706ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032706ar>

[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

Veillette, J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), 7–31. <https://doi.org/10.7202/032706ar>

Résumé de l'article

L'inventaire des stries et des dépôts de contact glaciaire dans la région située entre North Bay, Ontario et le 48°N a permis une reconstitution détaillée de la configuration de la marge glaciaire à son retrait. De même il a été établi que le complexe fluvioglaciaire formé par les moraines d'Harricana et du lac McConnell se prolonge jusqu'au lac Nipissing; de là il se joint probablement au système de déversoirs et de plaines d'épandage qui se termine au lac Simcoe, en Ontario. La répartition de 43 datations au radiocarbone à l'ensemble du territoire appuie ce modèle de déglaciation. L'évolution des lacs post-Algonquin et Barlow, qui a suivi cette déglaciation, a été reconstituée à partir de la position géographique et de l'altitude de 52 limites maximales d'inondation et de la répartition de 69 lacs porteurs et de 39 lacs non porteurs d'organismes biologiques indicateurs de submersion glaciolacustre. Les phases lacustres reliées aux exutoires de South River, Fossmill, Sobie-Guillemette, lac Mink et la « Early Mattawa-outlet phase », d'auteurs précédents, ont été modifiées et adaptées aux nouvelles données. Une nouvelle interprétation, basée sur la présence d'un barrage morainique qui aurait retenu les eaux du lac Barlow dans la région d'Opemika Narrows et de Témiscaming, au Québec, a conduit à proposer les phases lacustres associées aux exutoires de Deux-Rivières-Bissett Creek (haut niveau), Deux-Rivières-Bissett Creek (Kipawa), Kipawa-Moraine du lac McConnell phase I1 et de Kipawa-Moraine du lac McConnell, phase II. La présence d'indicateurs biologiques dans les lacs Waterloo et Windigo, en Ontario, indique qu'un plan d'eau d'une altitude d'au moins 300 m a envahi la vallée de la rivière des Outaouais, à l'est de Mattawa, de façon progressive de l'ouest vers l'est.

DÉGLACIATION ET ÉVOLUTION DES LACS PROGLACIAIRES POST-ALGONQUIN ET BARLOW AU TÉMISCAMINGUE, QUÉBEC ET ONTARIO*

Jean VEILLETTE, Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8.

RÉSUMÉ L'inventaire des stries et des dépôts de contact glaciaire dans la région située entre North Bay, Ontario et le 48°N a permis une reconstitution détaillée de la configuration de la marge glaciaire à son retrait. De même il a été établi que le complexe fluvioglaciaire formé par les moraines d'Harricana et du lac McConnell se prolonge jusqu'au lac Nipissing; de là il se joint probablement au système de déversoirs et de plaines d'épandage qui se termine au lac Simcoe, en Ontario. La répartition de 43 datations au radiocarbone à l'ensemble du territoire appuie ce modèle de déglaciation. L'évolution des lacs post-Algonquin et Barlow, qui a suivi cette déglaciation, a été reconstituée à partir de la position géographique et de l'altitude de 52 limites maximales d'inondation et de la répartition de 69 lacs porteurs et de 39 lacs non porteurs d'organismes biologiques indicateurs de submersion glaciolacustre. Les phases lacustres reliées aux exutoires de South River, Fossmill, Sobie-Guillemette, lac Mink et la «*Early Mattawa-outlet phase*», d'auteurs précédents, ont été modifiées et adaptées aux nouvelles données. Une nouvelle interprétation, basée sur la présence d'un barrage morainique qui aurait retenu les eaux du lac Barlow dans la région d'Opemika Narrows et de Témiscaming, au Québec, a conduit à proposer les phases lacustres associées aux exutoires de Deux-Rivières-Bissett Creek (haut niveau), Deux-Rivières-Bissett Creek (Kipawa), Kipawa-Moraine du lac McConnell phase I, et de Kipawa-Moraine du lac McConnell, phase II. La présence d'indicateurs biologiques dans les lacs Waterloo et Windigo, en Ontario, indique qu'un plan d'eau d'une altitude d'au moins 300 m a envahi la vallée de la rivière des Outaouais, à l'est de Mattawa, de façon progressive de l'ouest vers l'est.

ABSTRACT *Glacial retreat and evolution of pro-glacial lakes Post-Algonquin and Barlow, Témiscamingue, Québec and Ontario.* Mapping of striae and ice-contact deposits in the area between North Bay, Ontario and 48°N allowed a detailed reconstruction of the ice margin during retreat, and the identification of the Harricana and Lake McConnell moraines as part of a single glaciofluvial complex. This complex probably extends to Lake Simcoe from Lake Nipissing, through a chain of outwash and spillways deposits. The distribution of 43 radiocarbon ages in the region supports the proposed deglaciation model. The evolution of proglacial lakes Post-Algonquin and Barlow, that followed deglaciation, was reconstructed from the geographic locations and elevations of 52 maximum lacustrine limits and from the distribution of 69 lakes containing biological indicators of lacustrine submersion and 39 lakes that do not contain any. Lacustrine phases associated with outlets at South River, Fossmill, Sobie-Guillemette, Lake Mink and «The Early Mattawa-outlet phase» of previous authors were modified and adapted to the new data presented. A revised interpretation, based on the role of a morainic dam in retaining Lake Barlow, in the Opemika Narrows-Témiscaming area, led to the construction of lacustrine phases associated with outlets at Deux-Rivières-Bissett Creek (high level), Deux-Rivières-Bissett Creek (Kipawa), Kipawa-Lake McConnell moraine Phase I and Kipawa-Lake McConnell moraine Phase II. The presence of biological indicators of lacustrine submersion in lakes Waterloo and Windigo, Ontario indicate that proglacial water penetrating from west to east, occupied the Ottawa Valley east of Mattawa to an elevation of at least 300 m.

ZUSAMMENFASSUNG *Enteisung und Entwicklung der proglazialen Seen Post-Algonquin und Barlow in Témiscamingue, Québec und Ontario.* Das Inventar der Schrammen und der Eis-Kontakt-Ablagerungen in dem Gebiet, das zwischen North Bay, Ontario, und dem 48°N liegt, führte zu einer detaillierten Rekonstruktion der Form der Eislinie bei ihrem Rückzug. Gleichzeitig konnte festgestellt werden, daß der durch die Moränen von Harricana und dem McConnell-See gebildete fluvioglaziale Komplex sich bis zum Nipissing-See verlängert, von dort aus verbindet er sich wahrscheinlich mit der Formation von Ablässen und Aufschwemmungsebenen, die am Simcoe-See in Ontario endet. Die Verteilung von 43 Radiokarbondatierungen über das gesamte Gebiet stützt dieses Enteisungs-Modell. Die Entwicklung des Post-Algonquin-Sees und des Barlow-Sees, die auf diese Enteisung folgte, wurde rekonstruiert mittels der geographischen Lage, der Höhe der 52 maximalen Überschwemmungsgrenzen und der Verteilung der 69 Seen, die biologische Organismen enthalten, welche auf Glaziosees-Überflutung hinweisen, und 39 Seen, die keine solchen Organismen enthalten. Die Seen-Phasen, die mit den Mündungen von South River, Fossmill, Sobie-Guillemette, Mink-See und der «Early Mattawa-outlet phase» früherer Autoren in Verbindung gebracht werden, wurden verändert und mit den neuen Daten in Übereinstimmung gebracht. Eine neue Interpretation, derzufolge ein Moränen-Staudamm das Wasser des Barlow-Sees im Gebiet von Opemika Narrows und Témiscamingue, in Québec, zurückgehalten habe, führt zu der Annahme von Seen-Phasen in Verbindung mit den Mündungen von Deux-Rivières-Bissett Creek (hohes Niveau), Deux-Rivières-Bissett Creek (Kipawa), Kipawa-Moräne des McConnell-Sees, Phase I und Kipawa-Moräne des McConnell-Sees, Phase II. Das Vorkommen biologischer Indikatoren im Waterloo-See und Windigo-See in Ontario weist darauf hin, daß Wasser das Tal des Outaouais-Flusses im Osten von Mattawa mindestens in einer Höhe von 300 m von Westen nach Osten allmählich überflutet hat.

* Contribution n° 14587 de la Commission géologique du Canada
Manuscrit reçu le 5 novembre 1985; manuscrit révisé accepté le 28 avril 1987

INTRODUCTION

La reconstitution des modalités de déglaciation et de l'évolution de la submersion glaciolacustre des lacs post-Algonquin et Barlow depuis la région de North Bay, en Ontario, jusqu'au 48°N (fig. 1) constituent les principaux objectifs de ce travail. L'étude s'appuie sur des données récentes obtenues lors d'une campagne de cartographie des formations superficielles couvrant la majeure partie de l'aire de submersion du lac Barlow (Veillette 1983a,b; 1987). De plus, des modifications sont apportées aux phases lacustres proposées par Harrison (1972) pour la région de Mattawa, en Ontario, et par Vincent et Hardy (1977, 1979) pour la région du Témiscamingue.

L'évolution d'un lac proglaciaire est intimement liée aux variations de la configuration de la marge glaciaire lors de son retrait. C'est pourquoi il a d'abord été nécessaire de reconstituer les positions successives de la marge glaciaire à partir de la disposition des formes de terrain de contact glaciaire et des marques d'écoulement glaciaire. Le niveau maximal de submersion lacustre a ensuite été déterminé à partir de l'altitude des lignes de rivage mesurées par altimétrie ou par photogrammétrie. L'aire d'extension lacustre a aussi été circonscrite en se fondant sur la répartition verticale et horizontale d'organismes biologiques indicateurs de submersion lacustre (Martin et Chapman, 1965; Dadswell, 1974). Enfin, la répartition de 43 datations au radiocarbone a permis de confirmer le modèle de déglaciation proposé.

La mise en place de l'énorme complexe fluvioglaciaire formé par la moraine du lac McConnell et par la moraine d'Harricana (Veillette, 1982, 1986), au Témiscamingue, marque le lieu de déglaciation initiale de la région et la démarcation entre les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec. Des observations récentes faites aux environs de North Bay et celles de Harrison (1972), dans la même région, indiquent que la moraine du lac McConnell est reliée à la moraine d'Harricana et qu'elle se poursuit au sud de North Bay (Veillette, 1986). Il est probable que le corridor de dépôts de contact glaciaire, de déversoirs et de plaines d'épandage, s'étendant depuis l'est du lac Nipissing jusqu'au lac Simcoe (Chapman et Putnam, 1984) et correspondant à peu près à la limite est du lac Algonquin, constitue le prolongement sud de la moraine du lac McConnell. L'ensemble de ces deux grandes moraines constitue le système fluvioglaciaire le plus étendu de l'est du Canada.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Spencer (1888), à qui l'on doit le nom du lac Algonquin, a reconnu une succession de lacs proglaciaires qui ont occupé la partie supérieure des bassins des Grands Lacs à la suite du retrait du glacier wisconsinien. L'évolution de ces phases lacustres, plus particulièrement celles qui sont reliées au lac Algonquin, a fait l'objet de nombreuses études (Spencer, 1888, 1891; Goldthwait, 1910; Taylor, 1894, 1896, 1897a, 1897b; Leverett et Taylor, 1915; Stanley, 1936, 1937, 1938; Deane, 1950; Lewis, 1969; et Karrow, Anderson, Clarke, Delorme et Sreenivasa, 1975). Ces travaux, encore aujourd'hui, constituent l'essentiel de nos connaissances sur le lac Algonquin.

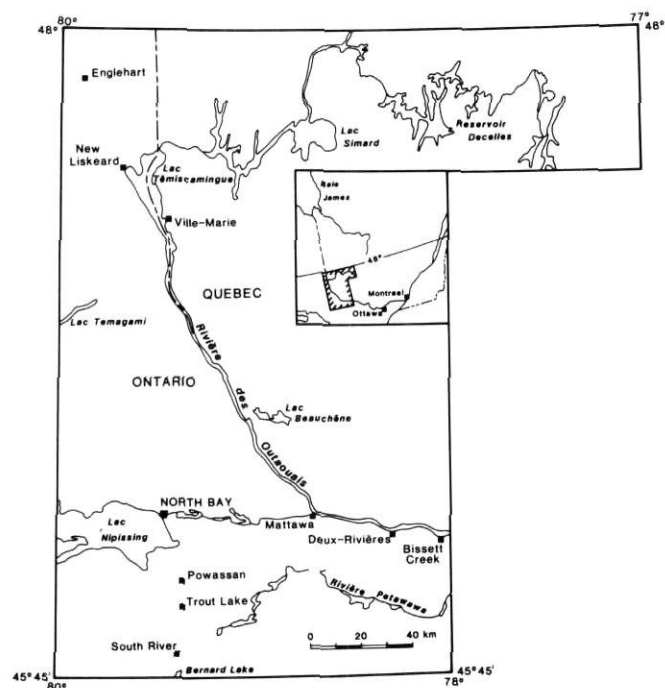


FIGURE 1. Carte de localisation de la région à l'étude.
Location map of the study area.

L'existence d'une phase lacustre post-algonquienne dans la région de North Bay a été établie par Chapman (1954), qui a démontré la présence d'un exutoire à Fossmill, au sud de Mattawa. Il a aussi localisé la plus haute ligne de rivage algonquienne près de Bernard Lake, à 380 m (fig. 1). Au nord, à South River, à Trout Creek et aux environs de North Bay (fig. 2) les plus hauts niveaux lacustres sont inférieurs à 380 m. Ne pouvant trouver d'exutoire plus élevé que celui de Fossmill, Chapman (1954) a attribué les baisses apparentes du plan d'eau au relèvement isostatique, qui se serait produit pendant que la glace recouvrait encore ces endroits. Auparavant, Taylor (1896) avait proposé d'expliquer ces variations de niveau par des déformations postglaciaires de l'écorce terrestre. Enfin Harrison (1972) a présumé qu'il existait un exutoire à South River, de 36 m plus élevé que celui de Fossmill. Cet exutoire aurait acheminé les eaux de la fin de la phase algonquienne principale d'abord à l'intérieur des hautes terres algonquines, puis dans la mer de Champlain, à l'est.

La présence de deux terrasses lacustres dans la région de North Bay à des altitudes qu'il jugeait correspondre à celle de l'exutoire de Fossmill au SE a convaincu Chapman (1954) de la présence d'un barrage de glace dans la région de Mattawa. Il fallait donc, comme l'avait proposé Taylor (1896), que le front glaciaire fut en contact avec les hautes terres algonquines quelque part au sud de Mattawa, bloquant ainsi la vallée des Outaouais et retenant les eaux post-algonquines à l'ouest. Boissonneau (1968) a aussi préconisé l'existence d'une phase lacustre post-algonquienne dans la région de North Bay, qui se serait manifestée loin au nord et au NE jusque dans la vallée de la rivière des Outaouais. À la suite de Prest (1970), Harrison (1972), a démontré qu'une succession de lacs avait occupé la région de North Bay, avant la vidange

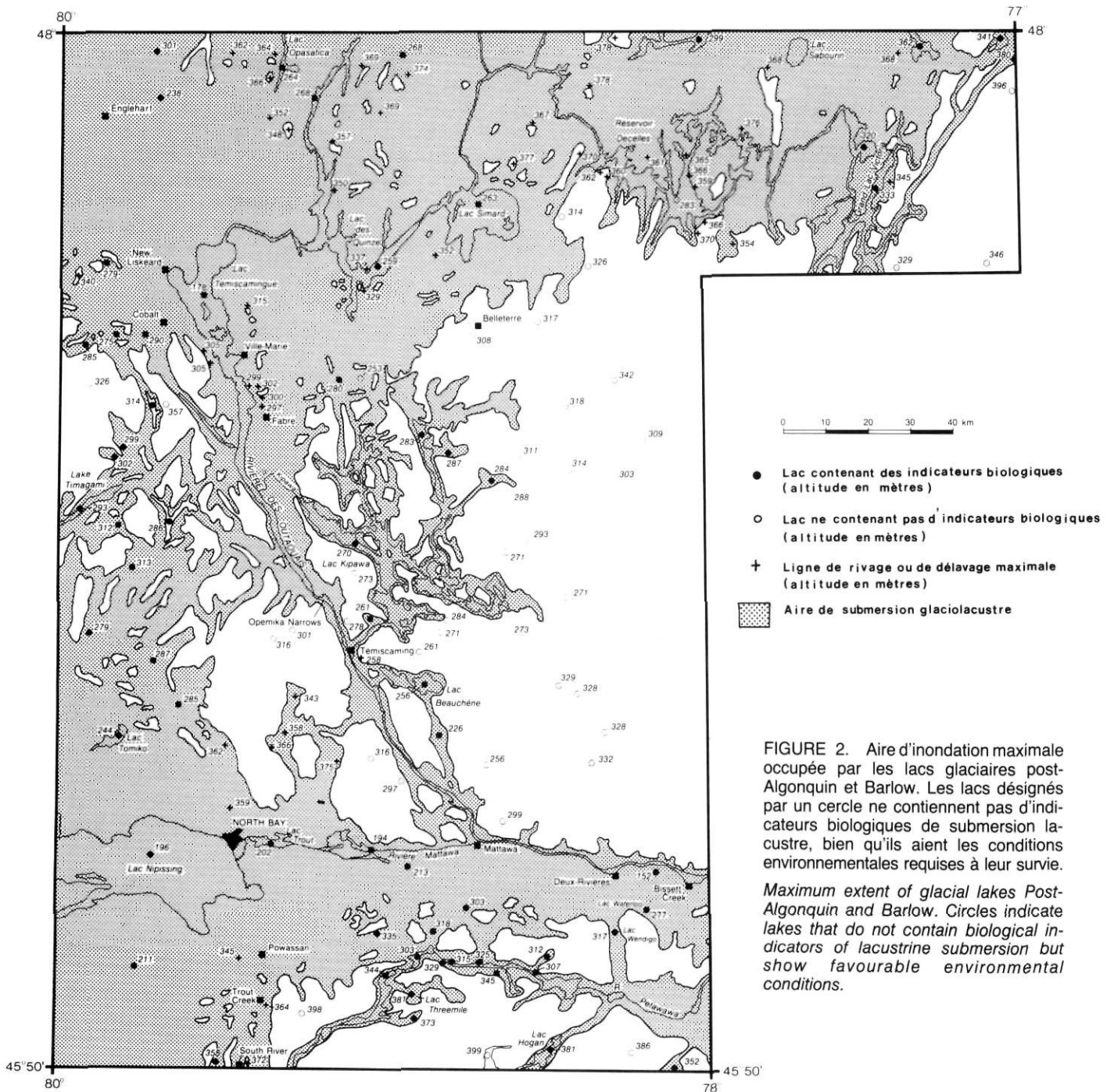


FIGURE 2. Aire d'inondation maximale occupée par les lacs glaciaires post-Algonquin et Barlow. Les lacs désignés par un cercle ne contiennent pas d'indicateurs biologiques de submersion lacustre, bien qu'ils aient les conditions environnementales requises à leur survie.

Maximum extent of glacial lakes Post-Algonquin and Barlow. Circles indicate lakes that do not contain biological indicators of lacustrine submergence but show favourable environmental conditions.

finale vers l'est. C'est finalement avec les travaux de Dadswell (1974) et de Vincent et Hardy (1977, 1979) que l'hypothèse de Boissonneau a été définitivement démontrée.

C'est avec Coleman (1909) qu'a débuté l'étude régionale des phases lacustres au nord de l'axe Mattawa-North Bay. Il a reconnu que le lac Algonquin s'était prolongé au NE de son bassin principal et que sa vidange finale s'était effectuée par les vallées de la Mattawa et des Outaouais, à l'est. Il a désigné du nom «Ojibway» le lac au nord de la ligne de partage des eaux. Par la suite, Wilson (1919) a établi la présence d'un plan d'eau commun entre le lac Ojibway, au

nord de la ligne de partage des eaux, et d'un autre lac, auquel il a donné le nom de «Barlow», au sud de cette ligne jusqu'au lac Témiscamingue. Il a choisi d'expliquer la retenue des eaux de fonte du lac Barlow par un barrage constitué par le glacier lui-même et situé au travers de la vallée des Outaouais. De son côté, Antevs (1925) a attribué la rétention des eaux à un barrage morainique qu'il localisa au niveau du village de Témiscaming. Il a aussi émis l'hypothèse que le relèvement isostatique différentiel pouvait expliquer l'évolution du lac Barlow jusqu'à la ligne de partage des eaux. Blanchard (1949) a écarté l'hypothèse du bouchon morainique comme mécanisme de retenue et lui a préféré celle d'un culot de glace

situé dans l'auge même du lac Témiscamingue et correspondant à une langue de l'inlandsis qui se serait par la suite séparé du glacier principal au niveau de New Liskeard. À partir d'un seuil situé à un niveau arbitraire de 190 m à Témiscaming, Hughes (1955) a projeté des droites vers différentes lignes de rivage dont les altitudes étaient connues. Il en a conclu que le relèvement isostatique pourrait, à la rigueur, expliquer à lui seul l'altitude de certaines lignes de rivage du lac Barlow-Ojibway. Plus tard, Boissonneau (1968) a repris le concept d'un barrage morainique, mais il l'a situé à 28 km au nord de Témiscaming, à Opemika Narrows, là où la moraine du lac McConnell obture en partie le lac Témiscamingue. Enfin, dans un premier travail de synthèse Vincent et Hardy (1977, 1979) ont retracé l'évolution lacustre de la totalité du territoire inondé par les lacs post-Algonquin, Barlow et Ojibway. Ils ont rejeté l'hypothèse de barrages morainiques situés au nord de Mattawa et ont supposé que le relèvement isostatique différentiel suffisait à lui seul à expliquer la rétention des différents plans d'eau jusqu'à la vidange finale dans la mer d'Hudson, vers 8000 ans BP. Ils ont aussi utilisé à profit la répartition d'indicateurs biologiques (Dadswell, 1974) pour établir les limites de submersion lacustre. Par la suite, en se fondant sur de nombreuses mesures de lignes de rivage dans la région à l'est et au nord du lac Témiscamingue, Veillette (1983a,b) a déterminé un taux de relèvement de l'ordre de 1 m/km, comparable à celui obtenu par Vincent et Hardy (1977, 1979) pour l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway. Il a démontré qu'une langue du glacier principal occupa le bassin supérieur du lac Témiscamingue à la fin de la déglaciation, ce qui a été confirmé par Daigneault (1986) au moyen de l'analyse de séquences varvaires. Veillette (1986) a aussi démontré que la moraine d'Harricana (Hardy, 1976) cartographiée par Wilson (1938) jusqu'à quelques kilomètres au sud de Val-d'Or, forme un tout avec la moraine du lac McConnell (Boissonneau, 1968). Jusqu'à récemment la limite sud de la moraine d'Harricana, (Prest *et al.* 1968) correspondait à celle proposée par Wilson (1938). Ce dernier, de même que Vincent et Hardy (1977, 1979) considéraient comme probable le prolongement vers le SO de la moraine d'Harricana à partir de Val-d'Or.

MÉTHODES DE RECONSTITUTION DES PHASES LACUSTRES

LES LIGNES DE RIVAGE

La meilleure méthode pour déterminer l'altitude maximale d'un plan d'eau consiste à mesurer l'altitude de la plus haute ligne de rivage observée sur une pente légèrement inclinée, constituée de dépôts meubles, et dont le sommet supérieur se situe bien au-dessus du plus haut niveau lacustre atteint à cet endroit. Malheureusement toutes ces conditions sont rarement réunies à l'intérieur des bassins des lacs post-Algonquin et Barlow, ce qui rend impossible les corrélations d'un point à un autre. Les mesures de submersion maximale les plus précises ont été enregistrées dans les régions au nord et au NE du lac Témiscamingue et au nord du lac Simard sur des collines rocheuses recouvertes d'une mince couche de till (Veillette, 1983b). Le lac Barlow y a atteint une grande

profondeur et une grande étendue, exposant ainsi les pourtours de nombreuses îles et îlots aux fortes vagues de tempête (fig. 2). Sur photographies aériennes, plusieurs de ces anciennes îles montrent une couronne de teinte claire résultant de la mise à nu par les vagues du substrat rocheux. Cette zone dénudée a été considérée comme ayant été le niveau maximal de submersion lacustre. Afin de minimiser la surestimation du niveau lacustre maximal produit par les fortes vagues de tempête, plusieurs mesures d'altitude ont été déterminées sur le pourtour d'une même couronne et la valeur médiane retenue (Veillette, 1983b).

LES INDICATEURS BIOLOGIQUES

L'importance des petits organismes biologiques indicateurs de submersion glaciolacustre dans la reconstitution de l'aire d'extension des grands lacs proglaciaires a été clairement démontrée par Martin et Chapman (1965) dans les hautes terres algonquines au sud de Mattawa et dans la vallée des Outaouais, à l'est de Mattawa, et par Dadswell (1974) dans les bassins Barlow et Ojibway.

On sait que la dispersion de ces organismes indicateurs, principalement l'ensemble de cinq organismes d'eau profonde, dans les lacs et cours d'eau actuels, s'est effectuée par migration dans les grandes étendues d'eau qui ont suivi le glacier en retrait (Dadswell, 1974). Ces organismes, y compris l'indicateur le plus répandu, le crustacé *Mysis relicta*, seraient apparemment incapables de remonter même de très faibles courants (Dormaar, 1970). Leurs migrations reflèteraient donc fidèlement l'évolution lacustre proglaciaire. Les lacs actuels situés sous la limite lacustre maximale et qui présentent des conditions environnementales favorables à leur survie seraient devenus, en raison de la baisse postglaciaire du niveau des eaux, des pièges témoignant de l'incursion glaciolacustre. Il faut cependant se rappeler que leur présence ne fournit quand même qu'une altitude minimale de la submersion lacustre (Veillette, 1983c; Yeomans, 1983).

LES SÉDIMENTS ET AUTRES INDICES DE SUBMERSION LACUSTRE

Sous la limite lacustre maximale, on trouve partout des sédiments d'origine lacustre ou d'autres indices témoignant de l'action des eaux. Toutefois seul le faciès d'eau profonde (varves) demeure un indice sûr de submersion lacustre. Les varves sont, par contre, d'une utilité réduite pour déterminer le niveau lacustre maximal. De fait, dans la région du lac Témiscamingue, il semble qu'une profondeur d'eau de l'ordre de 50 m ait été requise pour qu'il y ait eu sédimentation de varves (Veillette 1983b). Hughes (1955) avait estimé une profondeur comparable dans une région voisine du nord ontarien. Morton *et al.*, (1979) ont estimé qu'une profondeur d'eau de 30 à 40 m a été requise pour la formation de varves dans la région de New Liskeard, en Ontario. Dans la moitié nord de la région à l'étude, on a démontré que les varves occupent moins de 50 % du territoire situé sous la limite lacustre maximale et qu'elles sont limitées aux zones les plus profondes du bassin du lac Barlow (Veillette 1983b). Ces faits expliquent la quasi absence de varves dans toute la région centrale du territoire à l'étude, soit la région entre le

lac Témagami et le lac Kipawa, dont une partie fut submergée. L'altitude moyenne du terrain est supérieure à celles des régions au nord et au sud (fig. 2), mais trop faible pour avoir permis une incursion lacustre importante. En fait, si on exclut les abords immédiats de la fosse du lac Témiscamingue, des varves ont été observées à deux endroits seulement: à l'extrémité est du lac Témagami, en Ontario, et à environ 10 km au sud de Fabre, au Québec. De plus ces varves ont une faible teneur en argile (25 % à Témagami) comparée à celles provenant des parties plus profondes du bassin (plus de 50 %). En l'absence de meilleurs critères, la présence de varves peut, en utilisant la relation altitude des varves plus profondeur d'eau de 30 à 50 m, permettre une approximation du niveau maximal de submersion lacustre.

Une foule d'autres indices reliés à l'action des vagues (crêtes d'eskers aplanies, présence de dépôts sablonneux à des altitudes concordantes sur une grande superficie) constituent aussi des témoins indirects de submersion. Elson (1967) a fait l'inventaire de ces nombreux types de témoins indirects pour la partie est du lac Agassiz, en territoire ontarien. Ces indices d'un environnement lacustre s'appliquent dans les régions des lacs Témagami et Kipawa, du réservoir Decelles et du lac Sabourin. Ces régions, bien qu'ennoyées, n'ont pas été recouvertes par une tranche d'eau suffisante pour assurer une sédimentation efficace de varves.

La cartographie systématique de la majeure partie du territoire (Veillette, 1987) montre qu'une relation étroite existe entre les zones, où le substrat rocheux a été débarrassé de sa couche de till, et l'aire d'extension glaciolacustre. Cet effet est plus prononcé dans les parties les plus profondes du bassin. Là où la topographie et l'altitude du terrain ne permettraient pas le développement de grands plans d'eau, l'intensité du remaniement de la couche de till par les eaux lacustres est généralement moindre.

L'EXTENSION GLACIOLACUSTRE MAXIMALE

La figure 2 montre le territoire ennoyé par les lacs glaciaires post-Algonquin et Barlow. La carte résulte: (1) de plus de 400 mesures d'altitude obtenues dans 52 sites sur les lignes de rivage et les deltas marquant le niveau maximal de submersion lacustre; (2) de la position géographique et de l'altitude de 62 lacs avec et de 39 lacs sans indicateurs biologiques de submersion; (3) de la position géographique et de l'altitude de centaines de témoins de submersion comme les cordons de plage et les sables littoraux. La carte représente l'ensemble de la zone ennoyée à la fin des cycles de submersion post-Algonquin et Barlow. On ne doit pas l'interpréter comme résultant d'un seul plan d'eau ayant couvert tout le territoire. Les phases lacustres reliées à cette inondation progressive sont décrites plus loin.

L'APPORT GÉOCHRONOLOGIQUE

Un projet conjoint de la Commission géologique du Canada, (J. J. Veillette), et du Laboratoire de palynologie de l'Université de Montréal (P. J. H. Richard et A. Larouche) visant à établir le cadre palynologique et paléogéographique de la région a été mis sur pied en 1981. De 1981 à 1983, on a échantillonné

la matière organique basale de 32 petits lacs et étangs. Plusieurs dizaines de mètres de carottes, principalement de la gyttja, ont été récoltés pour l'étude palynologique et pour celle des macrorestes. De plus, 33 datations au radiocarbone ont été obtenues de la base des colonnes organiques. L'analyse paléocéologique (Richard *et al.*, en préparation) a permis de retracer l'évolution de la végétation postglaciaire et de l'évaluer selon la séquence de déglaciation proposée dans le présent travail. Seuls les éléments géochronologiques jugés essentiels à une meilleure compréhension de la déglaciation du territoire et de la submersion lacustre subséquente ont été retenus.

Il est évident qu'une chronologie de déglaciation reposant uniquement sur des datations au radiocarbone de la matière organique basale (âges minimaux) est limitée compte tenu des nombreuses contraintes attachées à cette méthode (Lowe et Walker, 1980; Sutherland, 1980; et Bjorck et Hakansson, 1982). Cependant, on a accordé une attention particulière à l'échantillonnage afin de dater les sédiments occupant les plus bas niveaux d'accumulation de la matière organique. Ainsi, des déterminations de la teneur en carbone organique (et inorganique) ont été faites sur de faibles quantités de matière organique intégrée au substrat minéralogique à la base des carottes à plusieurs sites, afin de s'assurer d'une teneur en carbone organique suffisante (1 g et plus) pour une datation. Ces tests ont permis la présélection du volume optimal du mélange de matière organique et de substrat minéralogique. La méthode Leco (Foscolos et Barefoot, 1970) a été utilisée pour les déterminations des teneurs en carbone.

La figure 3 montre la distribution des 32 datations au radiocarbone obtenues auxquelles 11 datations provenant d'études précédentes ont été ajoutées. Plusieurs de ces datations proviennent d'étangs situés au-dessus du niveau maximal atteint par la submersion glaciolacustre. Le tableau I donne les principales caractéristiques des sites d'échantillonnage et des échantillons de même que la liste des datations.

La répartition des datations au radiocarbone à l'ensemble de la région fournit plusieurs indices de la séquence de la déglaciation. Il faut, par contre, faire exception de certaines datations anormales. Ainsi, les datations GSC-1363, GSC-1429, GSC-1587 et GSC-1587-2, probablement à cause de l'action d'agents contaminants, indiquent un âge de déglaciation trop ancien (fig. 3 et tabl. I). D'autres datations indiquent un âge trop récent. C'est le cas de GSC-3334, GSC-3339 et GSC-3684 qui proviennent de kettles et représentent des exemples de fusion tardive (Porter et Carson, 1971). De même, les datations GSC-3294, GSC-3457 et GSC-3683, portent à sous-estimer l'âge de la déglaciation; elles proviennent de sites à faible taux d'accumulation organique.

Ces âges anormaux ne peuvent être évalués justement qu'à la lumière des données palynologiques et de celles des macrorestes (Richard *et al.*, en préparation). Il suffit pour l'instant de ne retenir que les âges les plus anciens pour la reconstitution de la marge glaciaire.

La répartition géographique des dates (fig. 3) confirme la séquence de la déglaciation obtenue par d'autres méthodes, à savoir: (1) une première ouverture au NNE du lac Nipissing jusqu'aux environs du lac Témagami qui se serait prolongée

TABLEAU I

*Datations au radiocarbone et principales caractéristiques
physiques des sites échantillonnés.*

N° échant.	N° datation labor.	Age non corrigé (années BP)	$\delta^{13}C$ ‰	Age corrigé (années BP)	Matériau daté	Localisation	Altitude (m)	Altitude maximale de la submersion lacustre (m)	Environnement géologique	Description du site	Prise des échantillons, année	Commentaires	Références
-	GSC-638	-	-	9820 ± 200	gyttja basale	Étang 3,2 km au nord de North Bay, Ont. 46°21'N 79°28'W	313 plan d'eau	360	-	Petit étang	J. Terasmae 1965	Age minimal pour l'ouverture de l'exutoire de North Bay	Terasmae et Hughes (1960) Lowdon et Blake (1968)
-	GSC-815	8200 ± 160	-	-	gyttja basale	Lac Dreany, 4,5 km à l'est de l'intersection des routes 11 et 17 46°17'26"N 79°21'45"W	214 plan d'eau	350	-	3,3 m d'eau, 6 cm de carotte à la base d'une colonne organique de 6,8 m, sur 4 cm d'argile silteuse et de sable moyen	C.F.M. Lewis J. Terasmae 1966	A plusieurs mètres sous le niveau glaciolacustre maximal	Lewis (1969) Lowdon, Robertson et Blake (1971, p. 274)
-	GSC-821	8320 ± 170	-	-	gyttja basale	Lac "N" 2,4 km à l'est de l'intersection des routes 11 et 17 46°17'23"N 79°20'06"W	212 plan d'eau	350	-	0,6 m d'eau, 5 cm de carotte à la base d'une colonne organique de 4,0 m, sur 20 cm de sable organique et des varves à la base	C.F.M. Lewis J. Terasmae 1966	A plusieurs mètres sous le niveau glaciolacustre maximal	Lewis (1969) Lowdon, Robertson and Blake (1971, p. 274)
MS-69-17	GSC-1246	9820 ± 270	-22,0	9860 ± 270	gyttja basale	Lac Kilrush, Ont. 6,4 km à l'est de Fossmill. 46°05'40"N 79°03'W	347 plan d'eau	340	Dans le cours de l'exutoire de Fossmill	Milieu du lac, 8 m d'eau, à la base d'une colonne organique de 8,30 m échant. 8,25-8,30 m	R.J. Mott J.E. Harrison 1969	Age le plus ancien obtenu dans des dépôts organiques pour l'exutoire de Fossmill	Harrison (1972) Lowdon et Blake (1975, p. 14)
HEA-69-8	GSC-1263	8070 ± 190	-25,6	8060 ± 190	bois, charbon de bois	Près de North Bay, Ont. 0,6 km à l'est de de Trout Mills 46°19'50"N 79°24'10"W	212	360	Terrasse deltaïque, zone sub-littorale	Coupe, bois mélangé à un gravier fin sous quelques centimètres d'argile (varves) recouvertes de 0,90 m de sable lacustre	J.E. Harrison 1969	A plusieurs mètres sous le niveau glaciolacustre maximal	Harrison (1972) Lowdon et Blake (1975, p. 14)
MS-69-18	GSC-1275	-	-28,1	10 100 ± 240	gyttja basale	Lac Morel, Ont. ca. 8,9 km au sud-ouest de Mattawa 46°16'20"N 78°48'W	194 plan d'eau	275	Le lac Morel est situé dans le chenal Morel (l'exutoire de North Bay)	Milieu du lac, 6,4 m d'eau, à la base d'une colonne organique de 7,40 m échant. 7,30-7,40 m	R.J. Mott J.E. Harrison 1969	Date minimale pour l'ouverture de l'exutoire de North Bay	Harrison (1972) Lowdon et Blake (1975, p. 13)
MS-69-19	GSC-1363	11 800 ± 400	-	-	gyttja basale	Lac Boulter, Ont. 27 km à l'est de Powassan 46°19'15"N 79°02'W	ca. 340 à 345 m plan d'eau	340	Lac de kettle dans complexe d'esker	8,2 m d'eau. Une colonne organique de 7,60 m couvre 4 cm de sable qui repose sur 5 cm de gyttja avec du sable à la base échant. 7,62-7,69 m	R.J. Mott J.E. Harrison 1969	Echantillon contaminé par des carbonates anciens (R.J. Mott in Lowdon et Blake 1979)	Harrison (1972) Karrow et al. (1975) Lowdon et Blake (1979, p. 13)
MS-69-19	GSC-1429	11 500 ± 180	-	-	gyttja basale	Lac Boulter, Ont. 27 km à l'est de Powassan 46°19'15"N 79°02'W	ca. 340 à 345 m plan d'eau	340	Lac de kettle dans complexe d'esker	8,2 m d'eau. Une colonne organique de 7,60 m couvre 4 cm de sable qui repose sur 5 cm de gyttja avec du sable à la base échant. 7,55-7,60 m	R.J. Mott J.E. Harrison 1969	Echant. daté pour vérifier l'âge de GSC-1363	Harrison (1972) Karrow et al. (1975) Lowdon et Blake (1979, p. 13)
-	GSC-1432	9090 ± 240	-	-	gyttja basale silteuse	Lac Louis, Qué. 29 km à l'est de Ville-Marie 47°17'15"N 79°07'00"W	ca. 300 plan d'eau	310	-	7,6 m d'eau, à la base d'une colonne organique de 5,38 m Echant. 5,31-5,38 m	R.J. Mott J.S. Vincent 1970	A quelques mètres sous le niveau glaciolacustre maximal	Vincent (1973) Lowdon et Blake (1973, p. 18) Veillette (1983b)
-	GSC-1585	9630 ± 300	-	-	gyttja basale argileuse	Petit lac environ 10 km à l'est de Belleterre, Qué. 47°25'N 78°35'10"W	305 à 320 plan d'eau	S/O	Lac dans le système fluvioglaciaire de la Moraine d'Harricana	9 m d'eau, colonne organique de 7,55 m. Echant. 7,48-7,55 m lits d'argile et de sable sous 7,55 m	R.J. Mott J.S. Vincent 1971	Situé à l'extérieur de l'aire de submersion glaciolacustre. Inversion d'âge à la base, voir Lowdon et Blake (1973, p. 18)	Vincent (1973) Lowdon et Blake (1973, p. 18) Veillette (1983,b)
-	GSC-1587	13 200 ± 160	-	-	-	Lac environ 18 km NW de Témiscaming, Qué. et à 5 km NE du lac McConnell, Ont. 46°46'0,5"N 79°19'W	312 plan d'eau	S/O	Lac de kettle de la Moraine du lac McConnell	8 m d'eau, colonne organique de 5,65 m. La gyttja est marneuse et recoupe des sables calcaireux	R.J. Mott J.S. Vincent 1971	Situé à l'extérieur de l'aire de submersion. Age anormalement vieux. Contamination probable par des carbonates anciens. Deux âges furent déterminés	Lowdon et Blake (1973, p. 20)

CGC-27	GSC-3246	8700 ± 160	-28,8	8640 ± 160	gyttja basale	Lac Neume, Qué., coin NE du Parc La Vérendrye 47°35'15"N 77°06'40"W	382 plan d'eau	S/O	Till mince sur la roche en place, bassin rocheux	Etang rectangulaire 200 x 100 m, 5,50 m d'eau. Colonne de 4,47 m de gyttja 4,47-4,55 transition au sable silteux, échant. 4,50-4,55 m	A. Larouche 1981	Situé à l'extérieur de l'aïre de submersion. L'étude pollinique a été complétée sur toute la carotte	Non publié
CGC-3	GSC-3247	9380 ± 160	-28,8	9320 ± 160	gyttja basale gélatineuse	Etang, 1 km à l'est du lac Goodwin, Ont. 47°19'50"N 79°35'00"W	367 plan d'eau	300	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang circulaire, 100 m de diamètre, 2,00 m d'eau, 6,87 m de gyttja, 6,87-6,97 sable fin légèrement organique 6,97-7,00 m sable silteux. Echant. 6,87-6,92 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Au-dessus du niveau maximal de submersion glaciolaustre	Veillette (1983b) Blake (1983)
CGC-16	GSC-3287	8780 ± 140	-24,3	8790 ± 140	gyttja basale grise	Etang, 2 km au NE du lac Béraud, Qué. 47°59'56"N 78°16'20"W	389 plan d'eau	380	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang de forme irrégulière, 800 x 300 m. Plusieurs sondages au sonar pour localiser le site le plus profond, 5,7 m d'eau, 2,44 m de gyttja, 2,44-2,49 silt, 2,49 refus solide, échant. 2,35-2,40 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Donne un âge minimum pour la formation de la moraine d'Harricana	Veillette (1983b)
CGC-1	GSC-3294	6590 ± 110	-31,2	6490 ± 110	gyttja basale laminées brunes et noires	Etang 3 km NE du lac Big Moose, Ont. 47°59'40"N 79°33'00"W	373 plan d'eau	360	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang rectangulaire 200 x 100 m, 9,0 m d'eau, 1,68 m d'organique, refus solide à 1,68 m échant 1,60-1,65 m	A. Larouche J.J. Veillette 1981	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Accumulation organique très faible par rapport aux autres étangs de la région	Blake (1983)
CGC-6A	GSC-3315	8510 ± 95	-30,4	8430 ± 95	gyttja basale brune foncée avec sable et gravier fin	1 km au sud du lac Kitt, Ont. 47°20'16"N 79°55'22"W	329 plan d'eau	325	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang rectangulaire 200 x 125 m, plusieurs sondages au sonar pour localiser le point d'échantillonnage, 1,40 m d'eau, 4,90 m d'organique. Refus solide à 4,90 m. Echant. 4,85-4,90 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion glaciolaustre	Veillette (1983b) Blake (1983)
CGC-11	GSC-3334	7080 ± 80	-27,3	7040 ± 80	gyttja basale et matière herbacée	1 km SW du lac Lévesque, Qué. 47°51'15"N 79°01'10"W	322	370	Kettle dans les sables et graviers de contact glaciaire de la Moraine de Roulier	Kettle circulaire, 75 m de diamètre. Nappe phréatique en surface mais pas de plan d'eau, plusieurs sondages à la sonde Hiller donne une épaisseur de tourbe maximale de 2,80 m, échant. 2,75-2,80 m	A. Larouche J.J. Veillette 1981	Sous le niveau maximal de submersion. Cet âge beaucoup plus jeune que ceux des environs est probablement dû à une fusion tardive (late melt-out) de la glace	Blake (1983)
CGC-14	GSC-3339	7090 ± 90	-27,5	7050 ± 90	Tourbe compacte mousse et matière herbacée	1,5 km à l'est du lac Lemay, Qué. 47°51'48"N 78°11'50"W	361 plan d'eau	370	Kettle dans les sables et graviers de contact glaciaire de la Moraine d'Harricana	Etang circulaire de 125 m de diamètre, 1,70 m d'eau, 5,40 m d'accumulation organique. Refus dans les graviers à 5,55 m. Echant. 5,30-5,40 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Sous le niveau maximal de submersion. Age est probablement indicatif d'un cas de fusion tardive (late melt-out) de la glace. La présence de certaines plantes et graines à la base suggère un stade initial d'eau peu profonde (moins de 50 cm).	Non publié
CGC-20	GSC-3373	9130 ± 340	-	-	gyttja basale	Lac Vergue, 3 km à l'est de la rivière des Epinettes, Qué. 47°34'25"N 77°55'00"W	358 plan d'eau	360	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang allongé 400 x 125 m, 5,90 m d'eau, 4 m d'organique, transition graduelle de 4,0-5,60 m de gyttja à silt et sable, échant. 4,40-4,45 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion	Non publié
CGC-23	GSC-3386	9180 ± 290	-28,5	9120 ± 290	gyttja basale	5 km à l'ouest du lac Matchi-Manitou, Qué. 47°58'45"N 77°08'50"W	384 plan d'eau	380	Till sur roche en place, bassin rocheux	Etang circulaire, 175 m de diamètre, 2,0 m d'eau, 2,45 m d'organique, 2,45-2,70 m, silt argileux, échant. 2,40-2,45 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion	Veillette (1983b)
CGC-17	GSC-3395	8840 ± 250	-25,7	8830 ± 250	gyttja basale verte	3 km au nord du lac Nodier, Qué. 47°42'40"N 78°24'40"W	373 plan d'eau	370	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Etang 150 x 75 m, 1,0 m d'eau, 3,80 m de gyttja, 3,80-4,15 m transition graduelle vers le sable fin, échant. 4,05-4,15 m	P. Richard J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion	Non publié

N° échant.	N° datation labor.	Age non corrigé (années BP)	$\delta^{13}C$ ‰	Age corrigé (années BP)	Matériau daté	Localisation	Altitude (m)	Altitude maximale de la submersion lacustre (m)	Environnement géologique	Description du site	Prise des échantillons, année	Commentaires	Références
CGC-19	GSC-3401	8980 ± 190	-26,9	8960 ± 190	gyttja basale grisâtre	7 km au sud-ouest du lac Crémazie, Qué. 47°49'40"N 77°46'00"W	361 plan d'eau	366	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang de forme ovale, 300 x 150 m, 9,35 m d'eau, 4,71 m d'organique, 4,71-5,08 argile silteuse, échant. 4,65-4,71 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion	Non publié
CGC-12	GSC-3412	8640 ± 150	-22,4	8690 ± 150	gyttja basale avec silt	1,5 km à l'ouest du lac Caron, Qué. 47°55'33"N 78°59'30"W	373 plan d'eau	370	Till mince sur roche en place, bassin rocheux.	Étang 250 x 100 m, 2,70 m d'eau, 3,45 m d'organique, 3,45-3,70 m, silt et organique, refus net à 3,70 m, échant. 3,55-3,60 m	A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion. Donne datation minimale pour la Moraine de Roulier	Veillette (1983b) Blake (1983)
CGC-15	GSC-3434	8090 ± 110	-21,3	8150 ± 110	gyttja basale grise	1,5 km à l'est du lac Lermay, Qué. 47°51'35" 78°12'23"W	358 plan d'eau	375	Kettle dans sables et graviers de la moraine d'Harricana	Étang circulaire 300 m de diamètre, 6,9 m d'eau, 2,21 m d'organique, 2,21-2,60 m sable, silt échant. 2,16-2,21 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1981	Sous le niveau maximal de submersion. Faible accumulation organique, possibilité de fusion tardive de la glace	Non publié
CGC-2	GSC-3438	8850 ± 270	-26,5	8820 ± 270	gyttja basale verte	4 km au nord-est du lac Big Moose, Ont. 47°59'50"N 79°33'40"W	358 plan d'eau	362	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire 100 m de diamètre, 7,40 m d'eau, 2,23 m d'organique, 2,23-2,30 silt argileux échant. 2,18-2,23 m	A. Larouche J.J. Veillette 1981	Dans le voisinage du niveau maximal de submersion. Faible accumulation organique	Non publié
CGC-13	GSC-3440	8820 ± 250	-26,1	8800 ± 250	gyttja basale mêlée à du silt et de l'argile	5 km au nord du lac Simard, Qué. 47°44'02" 78°40'00"W	369 plan d'eau	375	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang de forme irrégulière 700 x 300 m, zone la plus profonde déterminée par des essais au sonar, 3,70 m d'eau, 5,44 m d'organique, échant. 5,25-5,30 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Dans le voisinage du niveau maximal de transgression glaciolacustre. Fond de l'étang probablement de topographie irrégulière	Veillette (1983b) Blake (1983)
CGC-33	GSC-3442	9410 ± 270	-31,3	9310 ± 270	gyttja basale	2 km au SE du lac Bonvalot, Qué. 47°27'40"N 78°46'10"W	354 plan d'eau	340	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang de forme ovale 120 x 90 m, 6,85 m d'eau, 4,40 m de gyttja, 4,40-4,65 m transition graduelle de gyttja à argile silteuse, échant. 4,50-4,575 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Au-dessus du niveau maximal de submersion	Blake (1983)
CGC-34	GSC-3457	7880 ± 190	-25,2	7880 ± 190	gyttja basale avec un peu d'argile	0,5 km l'est du lac Grenier, région de Fabre Qué. 47°11'45"N 79°16'00"W	317 plan d'eau	300	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang de forme ovale 150 x 100 m de diamètre, 3,50 m d'eau, 2,95 m de gyttja, 2,95-3,075 m zone de transition organique-substrat minéralogique, 3,075-3,13 m, silt compact, échant. 2,975-3,075 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Faible accumulation de matière organique	Non publié
CGC-35	GSC-3461	10 400 ± 240	-25,2	10 400 ± 240	gyttja basale brun foncé	1 km à l'est du lac Lorrain, Ont. 47°06'25"N 79°35'20"W	319 plan d'eau	305	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire, 100 m de diamètre, 1,0 m d'eau, 5,12 m de gyttja, 5,12-5,75 m silt et sable silteux, 5,75-5,98 m, gravier légèrement calcaire, échant. 5,09-5,12 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Plus vieil âge de toute la région à l'étude	Non publié
CGC-36B	GSC-3467	10 200 ± 180	-29,1	10 100 ± 180	gyttja basale avec silt	1 km au NE du lac des Iles lac Kipawa, Québec 46°54'45"N 79°10'40"W	320 plan d'eau	272	Kettle dans sable et gravier grossier de contact glaciaire, faisant partie du complexe des moraines d'Harricana et du Lac McConnell	Étang circulaire 30 x 25 m de diamètre, 2,25 m d'eau, 6,00 m de gyttja, 6,00-6,08 m transition avec fissures remplies de gyttja dans le silt de la base, échant. 6,025-6,08 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Au-dessus du niveau maximal de submersion	Veillette (1983b)
CGC-30	GSC-3471	9600 ± 280	-29,8	9530 ± 280	gyttja basale mêlée à du sable fin	2 km à l'ouest du lac Potier, Qué. 47°04'35"N 78°47'00"W	340 plan d'eau	290	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire 75 m de diamètre, 5,50 m d'eau, 6,56 m de gyttja, 6,56-7,05 m transition organique-sable, 7,05-7,30 m sable fin silteux, échant. 6,975-7,10 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	Au-dessus du niveau maximal de submersion	Non publié
CGC-29	GSC-3480	8220 ± 420	-27,2	8190 ± 420	gyttja basale et silt	3 km SE du lac Regan, Qué. 47°04'06"N 78°01'30"W	327 plan d'eau	S/O	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire, 100 m de diamètre, 2,50 m d'eau, 4,55 m de gyttja, 4,55-4,71 transition organique-substrat minéralogique, 4,71-5,00 m sable silteux, échant. 4,58-4,71 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	A l'extérieur de l'aire de submersion	Veillette (1983b)

CGC-18	GSC-3486	9530 ± 200	-27,7	9490 ± 200	gyttja basale avec silt	4 km à l'est du lac Mumba, Qué. 47°32'30"N 78°15'45"W	399 plan d'eau	S/O	Till de plus de 1 m d'épaisseur	Étang circulaire 40 m de diamètre, 8,15 m d'eau, 377,5 m de gyttja, 3,775-4,34 m très peu d'organique silt argileux, échant. 3,70-3,825 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	A l'extérieur de l'aire de submersion. Échantillon incluant beaucoup de substrat minéralogique	Veillette (1983b)
CGC-31	GSC-3493	9440 ± 200	-28,7	9380 ± 200	gyttja basale avec silt	4 km au nord du lac des Cinq-Milles, Qué. 47°15'17"N 78°44'40"W	398 plan d'eau	S/O	Till mince sur roche en place, 4 km à l'est de la moraine d'Harricana	Étang de forme ovale 60 x 40 m, 4,20 m d'eau, 4,0 m de gyttja, 4,0-4,08 m transition organique-substrat minéralogique 4,08-4,25 m silt argileux, échant. 4,00-4,10 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	A l'extérieur de l'aire de submersion. Confirme une déglaciation plus hâtive dans l'axe de la moraine d'Harricana	Veillette (1983b) Blake (1983)
CGC-28	GSC-3513	8930 ± 170	-25,6	8920 ± 170	gyttja basale avec sable fin	11 km à l'est du lac à la Truite, Qué. 47°14'58"N 78°07'04"W	394 plan d'eau	S/O	Till sur roche en place, bassin rocheux avec une large frange marécageuse	Étang en forme de larme 60 x 40 m, 4,80 m d'eau, 4,45 m de gyttja, 4,45-4,55 m transition organique-substrat minéralogique, 4,55-4,60 m sable fin silteux, échant. 4,50-4,60 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1982	A l'extérieur de l'aire de submersion	Non publié
CGC-40	GSC-3682	9730 ± 130	-34,3	9580 ± 130	gyttja basale	0,5 km au nord du lac Lenore, Ont. 47°09'25"N 79°58'38"W	373 plan d'eau	310	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire, 175 m de diamètre, 5,40 m d'eau, 5,40 m d'organique, échant. 5,34-5,40 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Le niveau daté n'est pas le plus bas niveau organique de la carotte. Perdu la partie inférieure	Non publié
CGC-37	GSC-3683	7020 ± 120	-28,6	6960 ± 120	gyttja basale	1,5 km au SW du lac Mulock, Ont. 46°30'40"N 79°21'25"W	390 plan d'eau	366	Till 1-2 m d'épaisseur sur roche en place, bassin rocheux	Étang à peu près circulaire, 100 m de diamètre, 3,30 m d'eau, 3,85 m de gyttja avec substrat minéralogique à la base, échant. 3,75-3,85 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	Au-dessus du niveau maximal de submersion. Accumulation organique moyenne, échantillon de 10 cm	Non publié
CGC-44	GSC-3684	8800 ± 140	-27,5	8760 ± 140	gyttja et fragments de bois	1 km à l'ouest du lac Emerald, Ont. 46°47'50"N 79°19'00"W	324 plan d'eau	S/O	Kettle dans sable et gravier de la moraine du Lac McConnell	Étang circulaire de 100 m de diamètre, très encaissé, 2,10 m d'eau, 6,43 m de gyttja et de fragments de bois, 6,43-6,55 m marne et gyttja laminées, 6,55-6,85 sédiments organiques et substrat minéralogique, échant. 6,34-6,45 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	A l'extérieur de l'aire maximale de submersion. Stratigraphie complexe à la base, fusion tardive probable	Non publié
CGC-38	GSC-3685	9700 ± 140	-29,3	9630 ± 140	gyttja basale mélangée au substrat minéralogique	4 km à l'est du lac Tilden, Ont. 46°34'57"N 79°35'40"W	347 plan d'eau	365	Till mince sur roche en place, bassin rocheux. Till argileux sous l'organique	Étang circulaire, 80 m de diamètre, 4,0 m d'eau, 4,50 m de gyttja, 4,50-4,80 m transition graduelle d'organique à substrat minéralogique, échant. 4,50-4,60 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	Sous le niveau glaciolacustre maximal ou dans son voisinage	Non publié
CGC-39	GSC-3686	10 100 ± 100	-30,1	10 100 ± 100	gyttja basale	1 km à l'est de l'extrémité sud du lac Cross, Ont. 79°57'06"N 46°50'00"W	317 plan d'eau	312	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang à peu près circulaire, 75 m de diamètre, 1,5 m d'eau, 9,27 m de gyttja, 9,27-9,50 m transition graduelle d'organique à silt argileux (rhytmite), échant. 9,27-9,385 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	Légèrement au dessus du niveau maximal de submersion, le substrat minéralogique est légèrement calcaire	Non publié
CGC-41	GSC-3754	9290 ± 160	-30,9	9200 ± 160	gyttja basale	6 km au SE du lac Spearman, Qué. 46°32'40"N 78°30'10"W	374 plan d'eau	S/O	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire, 200 m de diamètre, 1,50 m d'eau, 4,68 de gyttja, 4,68-4,77 m silt, échant. 4,60-4,70 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	A l'extérieur de l'aire maximale de submersion. Démontre retrait plus tardif des glaces dans cette région	Non publié
CGC-42	GSC-3757	9350 ± 110	-31,3	9250 ± 110	gyttja basale	Au nord de la pointe sud du lac Maganasipi, Qué. 46°31'57"N 78°21'10"W	342 plan d'eau	S/O	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang circulaire, 200 m de diamètre, 1,0 m d'eau, 6,15 m de gyttja, 6,15-6,30 m transition organique-substrat minéralogique, échant. 6,15-6,24 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	A l'extérieur de l'aire maximale de submersion. Démontre retrait plus tardif des glaces dans cette région	Non publié
CGC-43	GSC-3689	9380 ± 190	-21,2	9440 ± 190	gyttja basale	1,5 km au sud du lac Grindstone, Qué. 46°47'12"N 78°42'40"W	371 plan d'eau	270	Till mince sur roche en place, bassin rocheux	Étang elliptique 150 x 50 m, 1,0 m d'eau, 2,68 m de gyttja, 2,68-4,18 m sable fin et silt argileux, échant. 2,60-2,68 m	P. Richard A. Larouche J.J. Veillette 1983	Au-dessus de l'aire maximale de submersion	Non publié

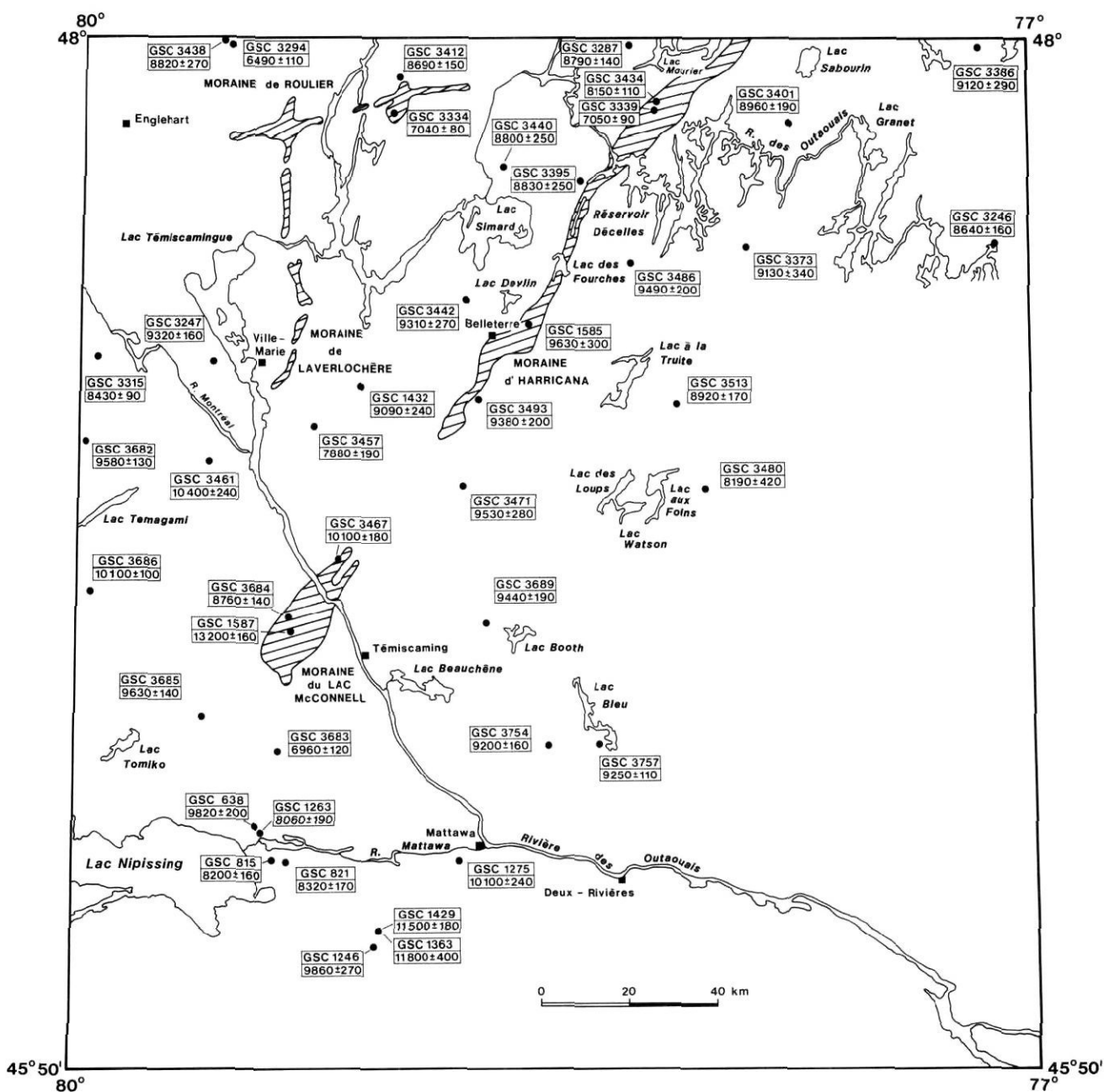


FIGURE 3. Répartition des 43 datations au radiocarbone.

Distribution of 43 radiocarbon ages.

vers le NE au niveau de la rivière Montréal (GSC-3461, GSC-3686); (2) un rentrant dans le glacier vers le NE partant de la moraine du lac McConnell, suivi du retrait des glaces de la vallée des Outaouais dans la région de Mattawa (GSC-3467, GSC-3493); (3) l'individualisation de deux masses glaciaires principales de part et d'autre d'un corridor plus ancien qui marque l'emplacement des moraines d'Harricana et du lac McConnell (GSC-1585, GSC-3486); (4) le ralentissement du retrait vers le NO marqué d'une halte au niveau de la moraine de Roulier (GSC-3412, GSC-3438, GSC-3440).

Cette interprétation suppose évidemment que les dates les plus anciennes sont valides. Richard *et al.* (1982), s'ap-

puyant sur des indices sédimentologiques et palynologiques, croient avoir obtenu des datations minimales très près des âges réels de la déglaciation de petits bassins lacustres au Nouveau-Québec.

LES PHASES LACUSTRES

La reconstitution des différents plans d'eau et de leurs exutoires a été établie (fig. 4a-4i) à partir du sud de Mattawa dans les hautes terres algonquines jusqu'au 48°N, près de la ligne de partage des eaux. Cette reconstitution comprend les modalités de passage entre les lacs Algonquin, post-Algonquin et Barlow. Les phases lacustres proposées par

Prest (1970) et par Harrison (1972) pour la région du lac Nipissing et de Mattawa et par Vincent et Hardy (1977, 1979) pour les régions au nord ont été revues et modifiées en partie. Les formes de terrain de contact glaciaire et les marques d'écoulement glaciaire ont été intégrées à la reconstitution des plans d'eau selon les méthodes déjà décrites. On a ensuite établi la correspondance entre les niveaux des exutoires et

les lignes de rivage marquant la limite de submersion maximale à l'intérieur d'un bassin donné. L'axe principal de relèvement isostatique retenu est celui qui avait été proposé par Goldthwait (1910) pour le lac Algonquin (N22°E), repris plus tard par Harrison (1972) et par Vincent et Hardy (1977). Le tableau II compare les phases lacustres proposées à celles tirées des travaux antérieurs.

TABEAU II

Phases lacustres proposées pour les lacs post-Algonquin et Barlow par Harrison (1972) et Vincent et Hardy (1979), reprises et modifiées. Dans le présent article les phases lacustres sont identifiées par les exutoires, les numéros de figures illustrant chacune des phases lacustres sont entre parenthèses.

Phases lacustres		
Présent article	Harrison (1972)	Vincent et Hardy (1979)
South River (4a)	Wyebriidge	—
Fossmill (4b)	Cedar Point	—
Sobie-Guillemette (4c)	Payette	—
Lake Mink (4d)	Sheguiandah	
«Early Mattawa-outlet phase»	Korah	Korah
Deux-Rivières-Bissett Creek (Haut niveau) (4e)	—	—
	—	Aylen
Deux-Rivières-Bissett Creek (Kipawa) (4f)	—	Aylen
Kipawa-moraine du lac McConnell, phase I (4g)	—	De Aylen à Témiscaming
Kipawa-moraine du lac McConnell, phase II (4h)	—	Témiscaming
Angliers (4i)	—	Angliers

LEGEND

LÉGENDE

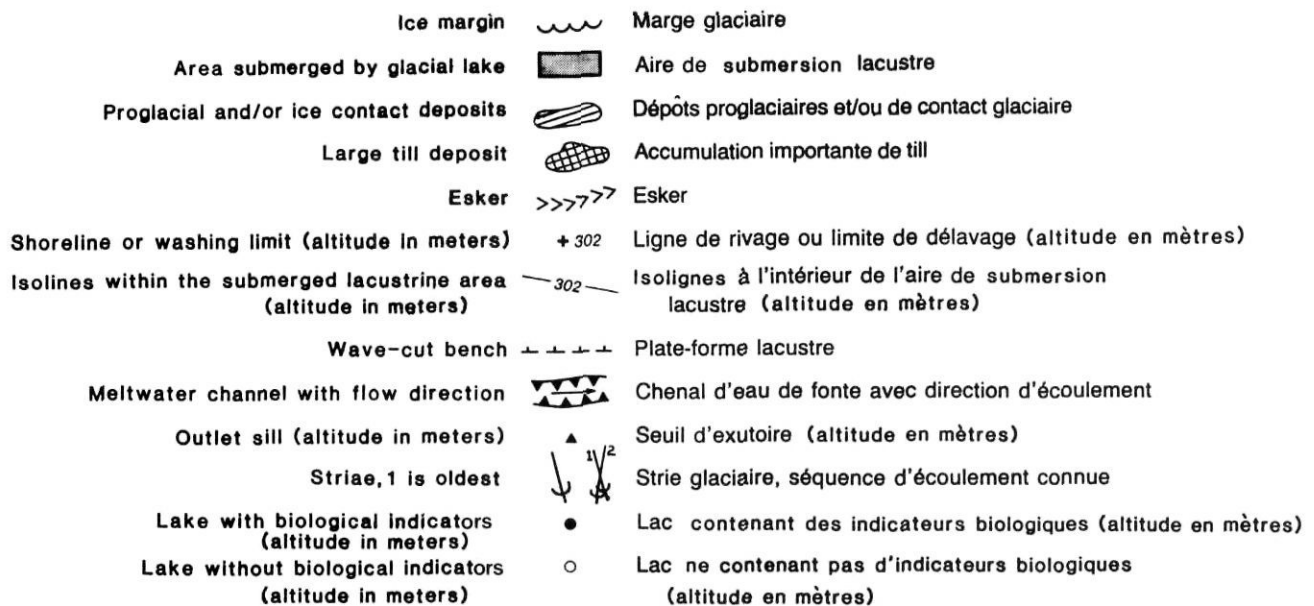


FIGURE 4. Reconstitution de la configuration de la marge glaciaire en retrait de pair avec les submersions glaciolacustres post-algonquine et Barlow. Les niveaux lacustres reposent sur des mesures de lignes de rivage et sur la répartition d'espèces indicatrices de submersion (Dadswell, 1974). Les phases lacustres proposées par Harrison (1972) et Vincent et Hardy (1977, 1979) ont été revues et modifiées (tabl. I).

Reconstruction of retreating ice margin and associated Post-Algonquin and Barlow glaciolacustrine submersions. Glaciolacustrine limits were determined from direct shoreline measurements and from the distribution of biological indicator species (Dadswell, 1974). Lake phases proposed by Harrison (1972) and Vincent and Hardy (1977, 1979) were revised and modified (Table I).

Fin(?) de la phase algonquine

L'exutoire de South River

Harrison (1972) a proposé la présence d'un premier exutoire au nord de l'exutoire de Kirkfield, en Ontario (Chapman, 1954), qu'il a nommé South River (fig. 4a). Cet exutoire aurait marqué le passage du lac Algonquin principal à une première phase post-algonquine. Son seuil aurait été à l'est du lac Kawawaymog, à une altitude légèrement supérieure à 381 m. Les eaux glaciolacustres auraient ainsi pénétré dans les hautes terres algonquines par une chaîne de lacs pour ensuite s'écouler vers l'est, probablement par la vallée de la rivière Petawawa, (figs. 2 et 4a). Pendant ce temps le bassin du lac Nipissing devait être encore englacé, car des stries entrecroisées indiquent un écoulement radial à partir du lac.

La figure 4a résulte de données fournies par Harrison (1972) auxquelles a été ajoutée la répartition des indicateurs biologiques inventoriés par Martin et Chapman (1965). On constate que les lacs Three Mile et Hogan, à 381 m, ont conservé des espèces indicatrices héritées de la submersion glaciolacustre. Le seuil de Kawawaymog, à plus de 381 (384?) m, donne donc un niveau minimal de submersion lacustre pour le secteur, puisque les organismes indicateurs venaient du lac Algonquin, au sud. Auparavant, Martin et Chapman (1965) en ne reconnaissant que l'exutoire de Fossmill à 348 m comme voie de vidange vers l'est, avaient dû émettre l'hypothèse de deux récurrences du glacier vers le sud pour expliquer la présence d'espèces indicatrices au-dessus de 348 m. La première aurait eu lieu après un recul initial au nord de l'exutoire de Fossmill et la seconde après un recul subséquent dans la vallée des Outaouais. Chacune de ces récurrences aurait déplacé vers le sud, dans ses eaux proglaciaires, les organismes indicateurs les laissant, lors du retrait du glacier, à des altitudes supérieures à celles de leurs premières incursions. Ces petits lacs proglaciaires auraient été retenus à contre-pente des hautes terres algonquines (Martin et Chapman, 1965). Bien que de telles récurrences pourraient expliquer la présence d'espèces indicatrices à ces hauts niveaux, les travaux de terrain de Harrison (1972) de même que ceux des chercheurs précédents n'ont fourni aucune preuve de leur existence. Par contre, on verra plus loin qu'il existe des preuves appuyant une interprétation différente d'une

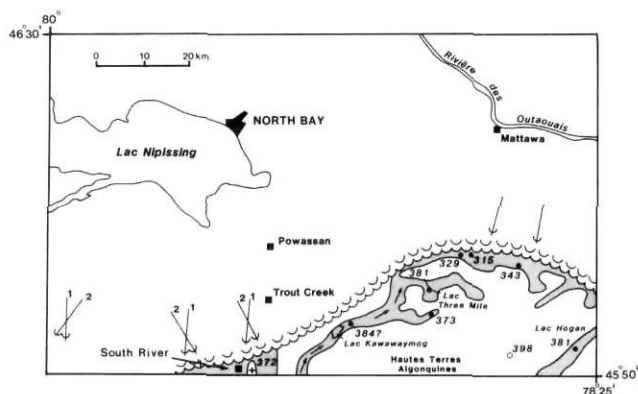


FIGURE 4a. L'exutoire de South River.
The South River outlet.

phase lacustre de niveau élevé dans la vallée des Outaouais, à l'est de Mattawa.

La submersion post-algonquine

L'exutoire de Fossmill

Le recul des glaces au sud de Mattawa (fig. 4b) a dégagé l'exutoire de Fossmill (Chapman, 1954) à 348 m, niveau auquel Harrison (1972) a ajouté une tranche d'eau de 9 m en raison des marques d'érosion fluviale observées aux abords de l'exutoire. Les lignes de rivage de 335 m à Nipissing Ridge et de 343 m à Graham Hill seraient reliées à ce plan d'eau de 357 m. Un début de rentrant dans le glacier, souligné par la présence de stries convergentes et par un alignement de dépôts de contact glaciaire, caractérise cette phase lacustre.

Chapman (1954) a relié les plages de Balsam Creek au NE de North Bay (fig. 4c) à la phase lacustre commandée par l'exutoire de Fossmill. Cette interprétation a par la suite été acceptée par Boissonneau (1968). Par contre, Harrison (1972), en se fondant sur un relevé détaillé des marques d'écoulement glaciaire, a supposé qu'une langue du glacier

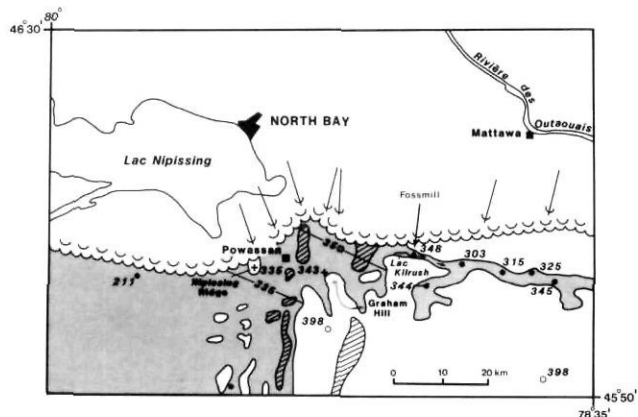


FIGURE 4b. L'exutoire de Fossmill.
The Fossmill outlet.

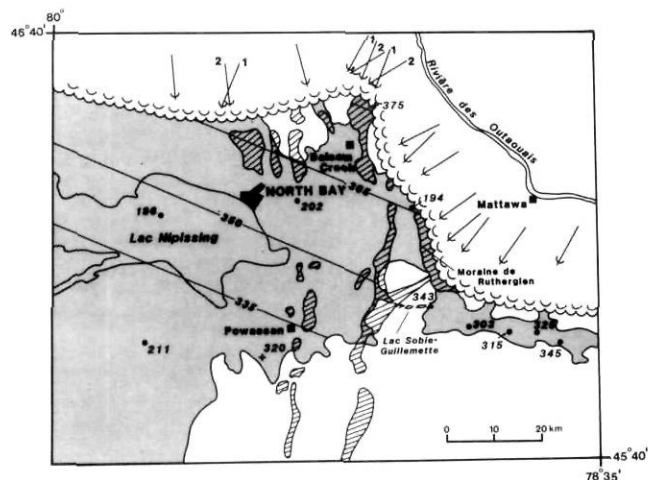


FIGURE 4c. L'exutoire de Sobie-Guillemette.
The Sobie-Guillemette outlet.

était demeurée dans le bassin du lac Nipissing un peu plus longtemps, ce qui apparaît vraisemblable. La phase lacustre de Cedar Point (Harrison, 1972) est associée à l'exutoire de Fossmill (tabl. II).

L'exutoire de Sobie-Guillemette

Ce seuil, à 343 m, est situé à l'extrémité est du lac Guillemette (fig. 4c). Harrison (1972) a estimé à 351 m le niveau maximal des eaux au-dessus du seuil (lac Payette, tabl. II). À ce stade, une ouverture prononcée s'est dessinée dans le glacier au NE du lac Nipissing maintenant libre de glaces. Les formes de contact glaciaire orientées N-S et la moraine de Rutherglen marquent la position de la marge glaciaire qui reculait plus rapidement au nord qu'à l'est. C'est probablement lors de cette phase que les dépôts de plage de Balsam Creek ont été mis en place à 375 m.

L'exutoire du lac Mink

Le retrait du glacier de la moraine de Rutherglen a dégagé l'exutoire du lac Mink (fig. 4d et 4e) à 328 m. Harrison (1972), a estimé l'altitude du plan d'eau au-dessus du seuil à 336 m et l'a relié à la phase lacustre post-algonquienne de Sheguiandah (tabl. II). C'est probablement aussi au cours de cette phase lacustre que le glacier a commencé à se scinder de part et d'autre de la moraine du lac McConnell. Des lignes de rivage et des faciès littoraux au nord de la plage de 375 m de Balsam Creek, mais à plus basse altitude, indiquent que la glace couvrait encore ces localités lors de la phase lacustre précédente. Une plage à environ 20 km au nord de North Bay à une altitude de 362 m (fig. 4d) est reliée à cette phase.

Les stries glaciaires entrecroisées de part et d'autre du rentrant dans le glacier et les concentrations de sédiments de contact glaciaire et de plaines d'épandage confirment le type d'ouverture en V pratiqué dans le glacier.

L'exutoire de Deux-Rivières/Bissett Creek (haut niveau)

Ce dernier exutoire post-algonquin (fig. 4e) est relié à la phase lacustre Korah (tabl. II) que Harrison (1972) a désignée «*early Ottawa-Mattawa outlet phase*». Vincent et Hardy (1979) ont prolongé vers le nord ontarien la phase Korah, tout en reconnaissant le mécanisme de retenue des eaux proposé par Harrison dans la région de Mattawa. Ce mécanisme exigeait la présence de deux langues de glacier principal qui auraient entravé la vallée des Outaouais, entre Mattawa et Bissett Creek. La première de ces langues aurait obturé la vallée au droit de Mattawa et la seconde, entre Deux-Rivières et Bissett Creek. À ce dernier endroit, une accumulation morainique importante entrave la vallée des Outaouais. Entre ces deux langues de glace, un petit lac proglaciaire aurait laissé des sédiments fins jusqu'à une altitude de 244 m, tandis qu'à l'ouest de la langue de glace de Mattawa, l'altitude des sédiments fins atteint 274 m. Taylor (1896) avait déjà signalé la présence de silts lacustres à l'est de Mattawa, jusqu'à une altitude de 244 m.

Selon Harrison, le déversement de l'ouest vers l'est des eaux glaciolacustres se serait d'abord fait au sud de la langue de glace de Mattawa, à contre-pente entre les hautes terres algonquines et la vallée des Outaouais, ou même sous le

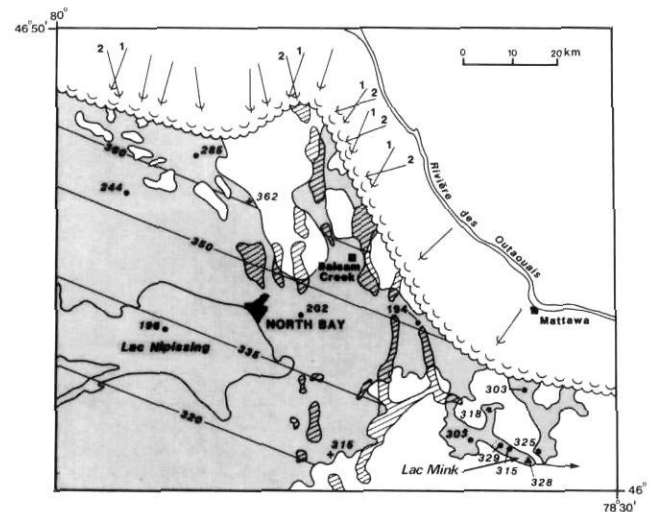


FIGURE 4d. L'exutoire du lac Mink.

Mink Lake outlet.

glacier. Ne pouvant identifier un seuil précis, Harrison (1972, fig. 15f) a supposé qu'une zone de roche nue d'environ 8 sur 13 km au sud de Mattawa, marquait l'endroit de «l'exutoire». Le second passage des eaux vers l'est, au droit de la langue de glace de Bissett Creek, aurait été entaillé dans les dépôts morainiques entre Deux-Rivières et Bissett Creek. Pour démontrer la présence d'un barrage de glace dans la région de Mattawa et une déglaciation plus hâtive à l'est de Mattawa, entre les deux langues de glace, Harrison (1972) a repris l'argument de l'esker continu invoqué par Chapman (1954). Un esker, immédiatement à l'ouest de Deux-Rivières (fig. 4e), va de la rivière des Outaouais à une altitude de 213 m jusque dans les hautes terres au sud, sur une distance de plusieurs kilomètres et jusqu'à une altitude de 305 m, sans montrer de brèches. Il supposa, à la suite de Chapman (1954), que les forts chenaux d'eau de fonte qui avaient dû couler le long de la marge glaciaire auraient érodé cet esker, par endroits du moins. Mais, comme l'esker est continu, il a conclu à l'existence d'un barrage de glace situé à l'ouest de l'esker, dans la région de Mattawa. Cette interprétation n'est pas admise (voir Discussion).

Le retrait glaciaire et l'incursion lacustre se seraient plutôt effectués selon le modèle proposé (fig. 4e). Après l'abandon de l'exutoire du lac Mink, le glacier se serait retiré de façon progressive créant ainsi un lac proglaciaire s'allongeant d'ouest en est. Entre Deux-Rivières et Bissett Creek, et probablement à l'est de ce dernier endroit, un barrage morainique ou de glace, ou plutôt une combinaison des deux aurait retenu le lac. Taylor (1896, p. 117) avait déjà supposé la présence d'un «*glacier dam*» à cet endroit. Dans un premier temps et probablement pour une courte durée, la submersion lacustre a envahi le lac Windigo à 317 m où l'on retrouve des indicateurs biologiques. De là les eaux se seraient déversées par la vallée du lac Allen pour rejoindre le cours de la rivière Petawawa au sud (fig. 2). Taylor (1896) avait d'ailleurs observé plusieurs indices de remaniement par les eaux jusqu'à 344 m d'altitude, au sud de Deux-Rivières, mais il a hésité à attribuer une

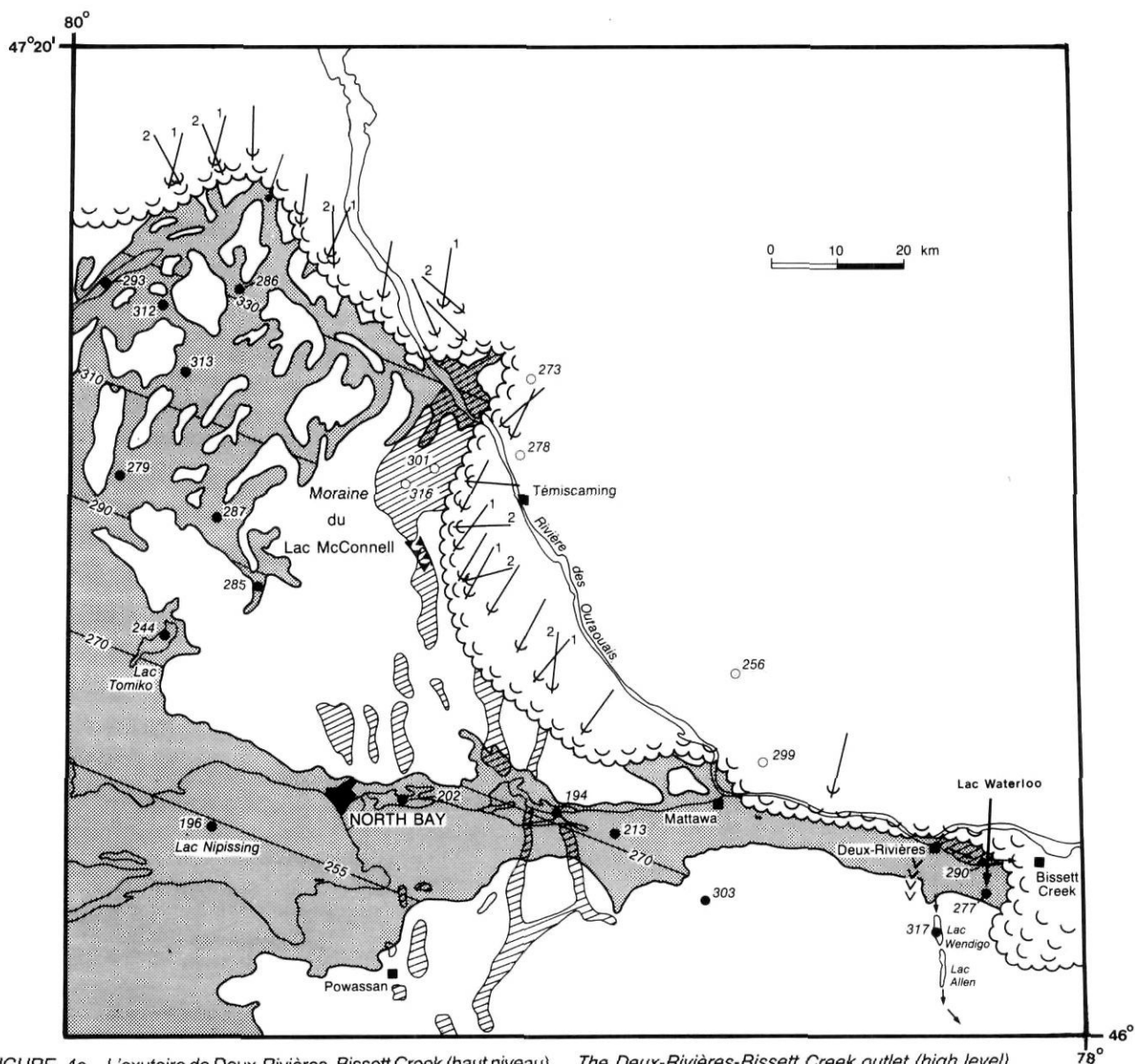


FIGURE 4e. L'exutoire de Deux-Rivières-Bissett Creek (haut niveau). *The Deux-Rivières-Bissett Creek outlet (high level).*

origine lacustre à ces indices, bien qu'au niveau de 344 m il a cru reconnaître une terrasse lacustre. Avec la baisse du barrage morainique et l'incision du chenal de Deux-Rivières-Bissett Creek, la voie de drainage du lac Windigo a été abandonnée et les eaux se sont déversées à l'est par le chenal de Deux-Rivières-Bissett Creek.

Ce chenal, d'une longueur de 11 km, entre les villages de Deux-Rivières et de Bissett Creek, a pu inciser jusqu'à 90 m de dépôts meubles. En supposant que la vallée était comblée par endroits, la surface des sédiments morainiques, avant cette incision, devait atteindre au moins 300 m d'altitude. De fait, la région de Deux-Rivières-Bissett Creek présente des conditions favorables à la retenue de débris glaciaires. On y trouve la partie la plus étroite de la vallée des Outaouais entre le bassin du lac Nipissing, à l'ouest, et celui de la mer de Champlain, à l'est. La vallée, en-dessous de l'altitude de 300 m, fait à peine 3 km de largeur. Sa morphologie s'apparente

à celle des sites de Opemika Narrows et du Vieux-Fort, au lac Témiscamingue (fig. 4g), localisés à des points d'étranglement de la vallée ayant favorisé l'accumulation de dépôts morainiques. Un niveau arbitraire de 290 m, conforme aux isolignes, est donc proposé comme le seuil initial de cette phase lacustre. La présence d'indicateurs biologiques dans le lac Waterloo, lequel n'est qu'à 5 m au sud du chenal, (fig. 4e) démontre que la submersion lacustre a atteint au moins 277 m à cet endroit et que le mécanisme de retenue des eaux était situé plus à l'est. Le lac Waterloo est l'un des quatre lacs où la présence d'espèces indicatrices de submersion lacustre avait conduit Martin et Chapman (1965) à proposer des récurrences de la marge glaciaire pour expliquer leur présence à de si hauts niveaux.

À la fin de cette dernière phase post-algonquienne, la submersion lacustre a atteint le lac Témiscamingue. Trois datations au radiocarbone de l'ordre de 10 000 ans (fig. 3) dont une

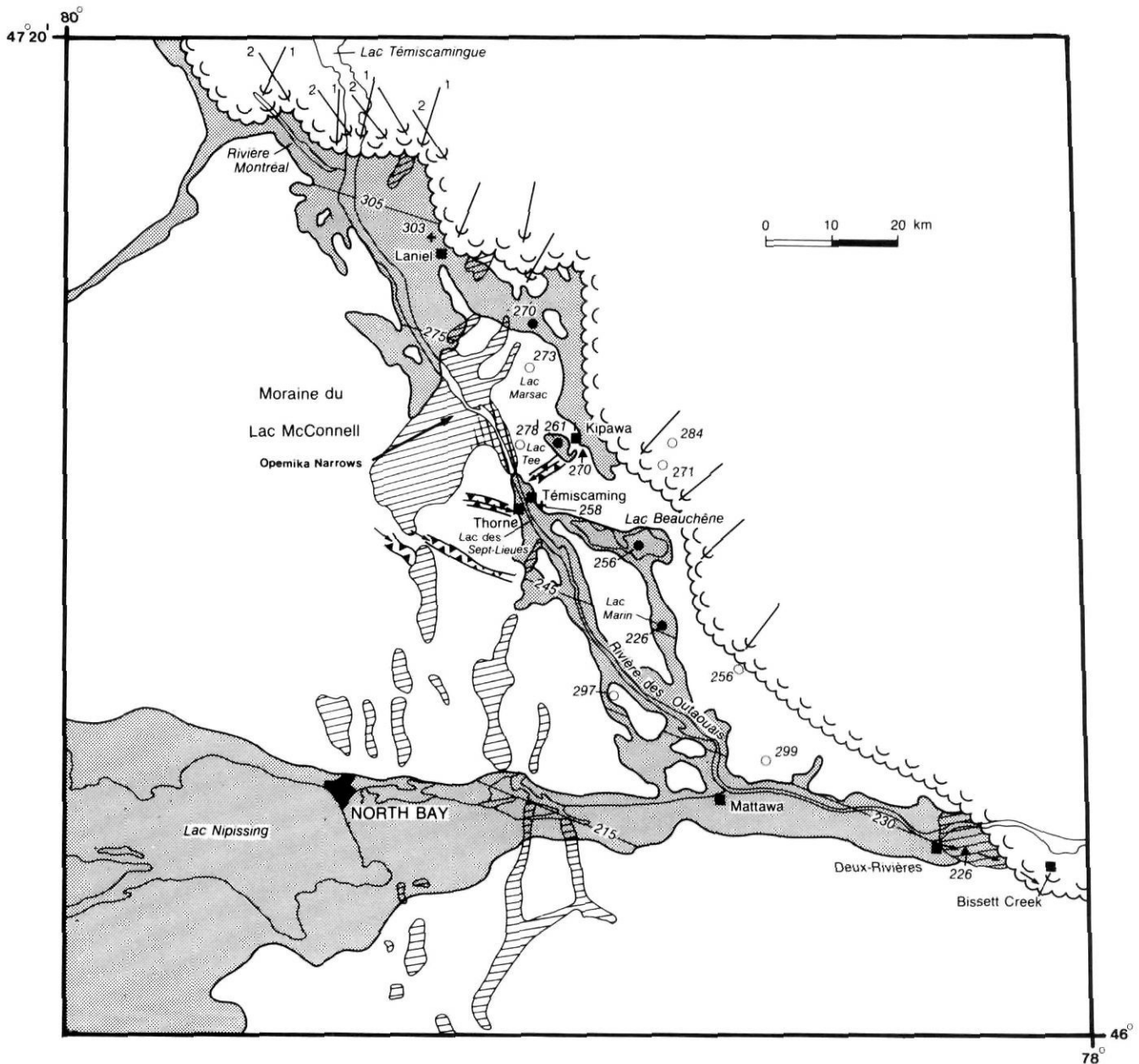


FIGURE 4f. Les exutoires de Deux-Rivières-Bissett Creek (bas niveau) et du Kipawa.

The Deux-Rivières-Bissett Creek (low level) and Kipawa outlets.

près de la rivière Montréal à $10\,400 \pm 240$ (GSC-3461) témoignent d'une déglaciation initiale au N et au NE de North Bay jusqu'au lac Témiscamingue. À la même époque, la glace devait bloquer la majeure partie, sinon la totalité de la vallée des Outaouais, au sud de la moraine du lac McConnell, (fig. 3, GSC-3754, GSC-3757). Près de Mattawa, l'âge le plus ancien est de $10\,100 \pm 240$ ans (GSC-1275, Harrison 1972).

La submersion Barlow

Les exutoires de Deux-Rivières-Bissett Creek (bas niveau) et du lac Kipawa

La figure 4f montre l'étendue de la submersion lacustre juste avant le retrait définitif des glaces qui bloquaient la

vallée des Outaouais à Deux-Rivières-Bissett Creek. Lors de cette phase, la vallée des Outaouais entre Témiscaming et Mattawa a été dégagée des glaces et des plages ont été édifiées jusqu'à 258 m, près de Témiscaming. À cette époque également, des espèces indicatrices de submersion lacustre ont envahi les lacs Beauchêne (256 m) et Marin (226 m). Cette phase lacustre s'apparente à la phase Ayles de Vincent et Hardy (1979). Mais elle diffère de cette dernière par le mode de déglaciation dans la partie nord du lac Témiscamingue et par le rôle joué par la moraine du lac McConnell dans la retenue des eaux.

Pendant un certain temps la moraine du lac McConnell et des accumulations de till dans la vallée des Outaouais, entre

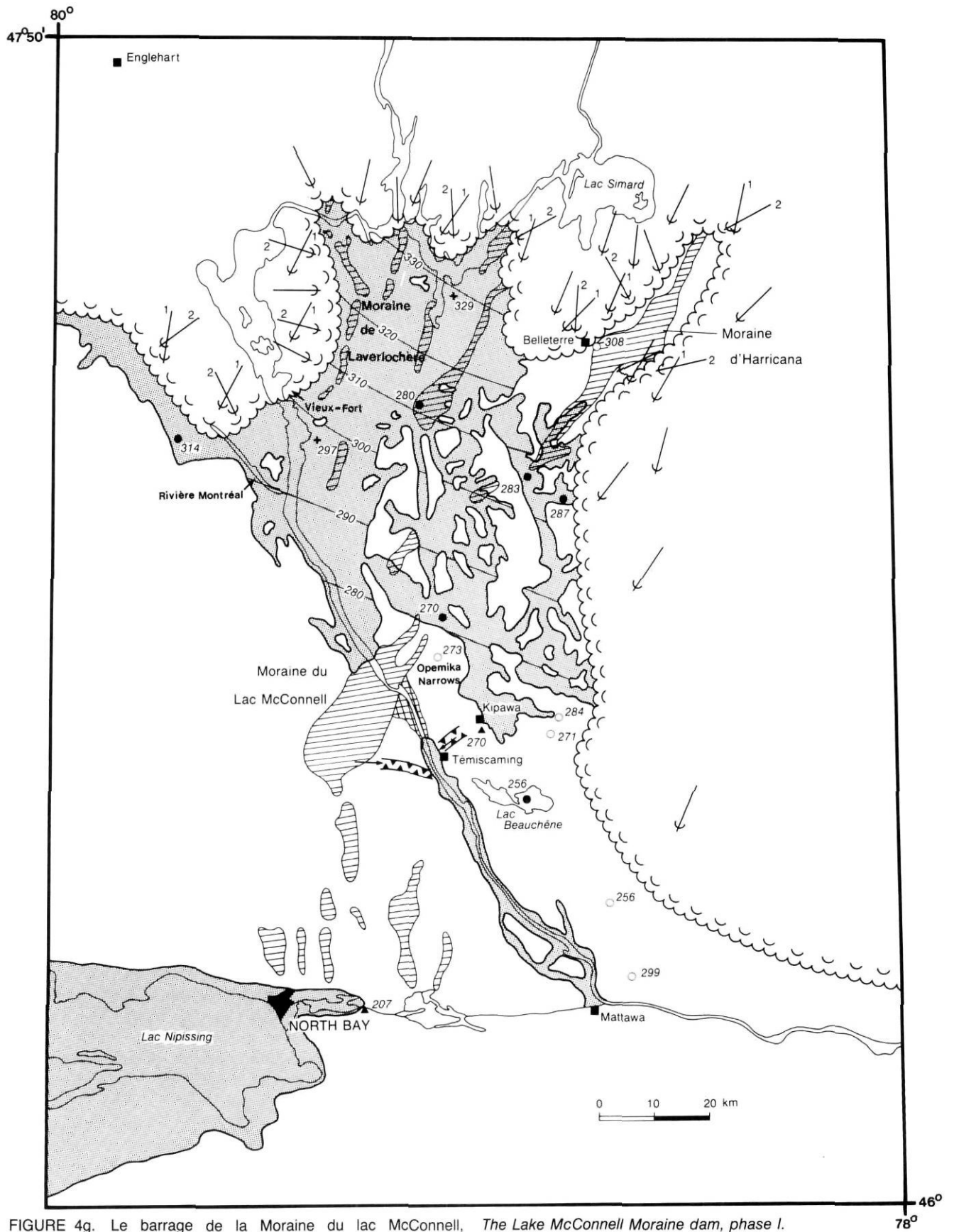


FIGURE 4g. Le barrage de la Moraine du lac McConnell, *The Lake McConnell Moraine dam, phase I.*

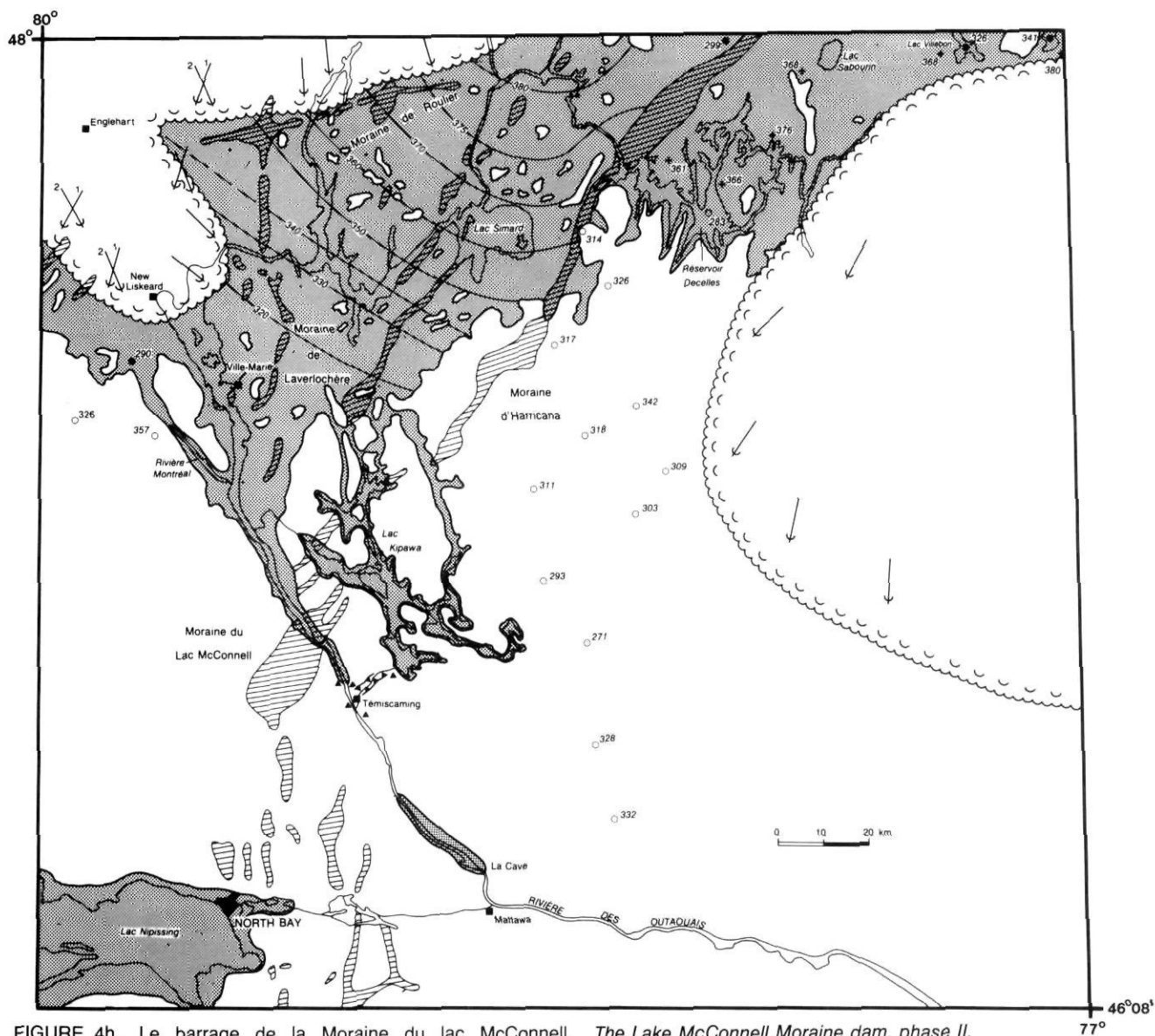


FIGURE 4h. Le barrage de la Moraine du lac McConnell, phase II.

The Lake McConnell Moraine dam, phase II.

Témiscaming et Opemika Narrows, ont obstrué la vallée, créant ainsi deux entités lacustres, l'une au nord de la moraine et l'autre au sud. Il ne s'agit pas d'une obstruction en un point précis de la vallée, mais plutôt d'un remblai sur plusieurs kilomètres de longueur. Entre Opemika Narrows (fig. 4f) et Témiscaming, la vallée est encaissée entre deux murailles à pentes raides; sous la courbe de niveau de 300 m, de longs segments de la vallée ne font qu'à peine 1 à 2 km de largeur. Cette morphologie a favorisé l'accumulation de débris glaciaires. Cette zone de remblai jointe à la moraine du lac McConnell a été désignée moraine du lac McConnell dans le présent ouvrage. Les observations suivantes laissent croire à l'existence de ce barrage morainique :

1) Les dimensions mêmes de la moraine du Lac McConnell

Dans le voisinage de Opemika Narrows, son volume est considérable. Les dépôts de contact glaciaire de la moraine

couvrent plus de 8 km sur chacune des berges du lac Témiscamingue (Veillette, 1987, carte du lac Kipawa, 1644A).

2) Des formes de décrépitude glaciaire

La carte bathymétrique du lac Témiscamingue de Kenney et Balins (1975) montre que là où la moraine du lac McConnell traverse le lac Témiscamingue (Opemika Narrows), l'eau est peu profonde et de grandes dépressions semi-circulaires occupent le fond du lac. Comme la moraine du lac McConnell, à l'ouest du lac Témiscamingue, contient plusieurs kettles et lacs de kettles de grandes dimensions, il est probable que ces dépressions sur le fond du lac soient aussi d'anciens kettles (Veillette, 1987, carte du lac Kipawa, 1644A).

3) La nature des dépôts de remblai au sud de la Moraine du lac McConnell

Au sud d'Opemika Narrows, les dépôts de sable et de gravier de la moraine font place à de fortes accumulations

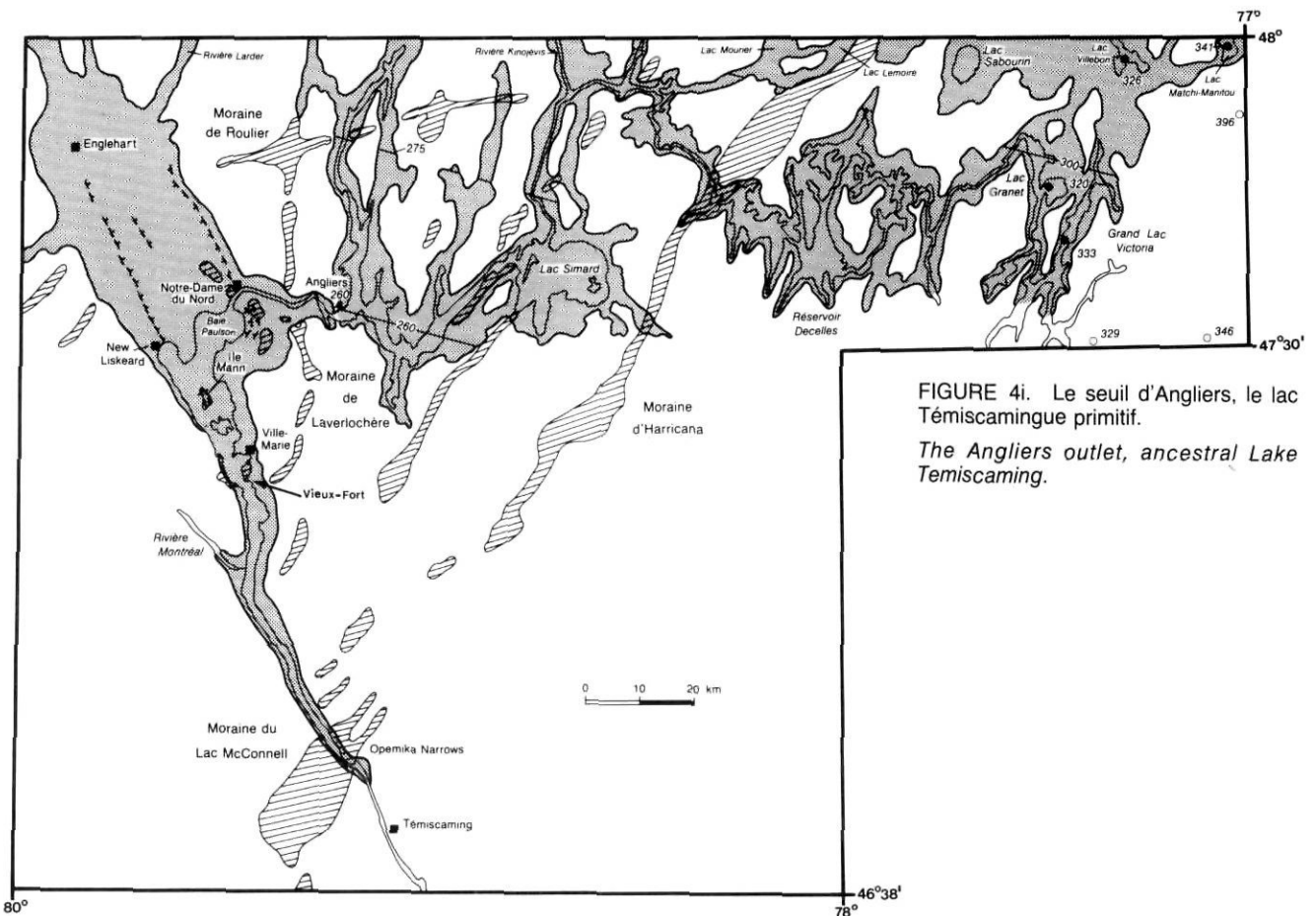


FIGURE 4i. Le seuil d'Angliers, le lac Témiscamingue primitif.
The Angliers outlet, ancestral Lake Temiscaming.

de diamcton (till) dans l'auge du lac, dont d'immenses placages sur la rive SO. D'Opemika Narrows jusqu'à Témiscaming, aucun affleurement rocheux n'a été observé sur cette rive contrairement à la rive NE où les affleurements sont nombreux. Cette situation est caractéristique de la région du lac Témiscamingue (fig. 5), plus précisément le long de la muraille SO du lac Témiscamingue dans sa partie nord, le long de la rive SO de la rivière Montréal et le long de la muraille SO du lac Friday dans la région du lac Témagami (Veillette, 1987, cartes de New Liskeard, 1639A et d'Haileybury 1642A). Ces murailles structurales orientées NO-SE correspondent aux grands systèmes de failles du Témiscamingue (Lovell et Caine, 1970). Lors du dernier écoulement glaciaire majeur vers le SO, qui a précédé l'écoulement vers le SE à la déglaciation (Veillette, 1986), ces murailles ont agi comme contreforts et ont favorisé l'accumulation d'énormes volumes de till surconsolidé sur leurs flancs. Sur photographies aériennes, on reconnaît ces dépôts par leurs formes particulières de ravinement et par leur couvert forestier, très dense, de gros feuillus.

De Témiscaming jusqu'à environ 9 km au sud, la vallée des Outaouais s'élargit et la rive SO perd son allure escarpée. Sur ce tronçon, le rapide du Long Sault consiste en une accumulation de gros blocs et ne montre pas d'affleurements rocheux (fig. 6A). Les parois de till de la vallée sont par endroits couvertes de sable et de gravier de contact glaciaire et de dépôts d'origine deltaïque. Partout, de grandes accumulations

de blocs résiduels en surface témoignent d'un remaniement intense par les eaux et laisse croire que ce tronçon de la vallée a pu, dans le passé, renfermer des accumulations de till considérables. Des forages, au site du barrage de Témiscaming jusqu'à 35 m de profondeur, mais sans atteindre le roc, ont pénétré des blocs atteignant jusqu'à 2,5 m de diamètre inclus dans un till à matrice sablonneuse et silteuse très compacte (ministère des Travaux publics, Ottawa, 1963). Ce till surconsolidé, observé en coupe sur la rive ouest, consiste en un sédiment compact et fissile dont la matrice contient une forte proportion d'éléments fins (sable 48 %, silt 34 % et argile 18 %, deux échantillons). Il diffère nettement du till régional dont la teneur en argile excède rarement 4 %. Il est donc concevable qu'une forte proportion du volume total originel du diamcton dans l'auge du lac ait été érodé. Si on ajoute un certain volume de glace résiduelle incorporée aux débris glaciaires, on peut penser que ce tronçon de l'auge du lac Témiscamingue, d'une longueur d'environ 30 km, a été comblé, du moins par endroits. Ce remblai aurait retenu les eaux au nord de la moraine du lac McConnell.

L'exutoire du lac Kipawa

À partir d'un seuil à environ 270 m à l'extrémité SO du lac Kipawa un petit cours d'eau relie le lac Tee à une chaîne de petits lacs, passe dans ce qui est maintenant le village de Témiscaming et se jette dans le lac Témiscamingue. Il montre de nombreuses caractéristiques propres à un cours d'eau

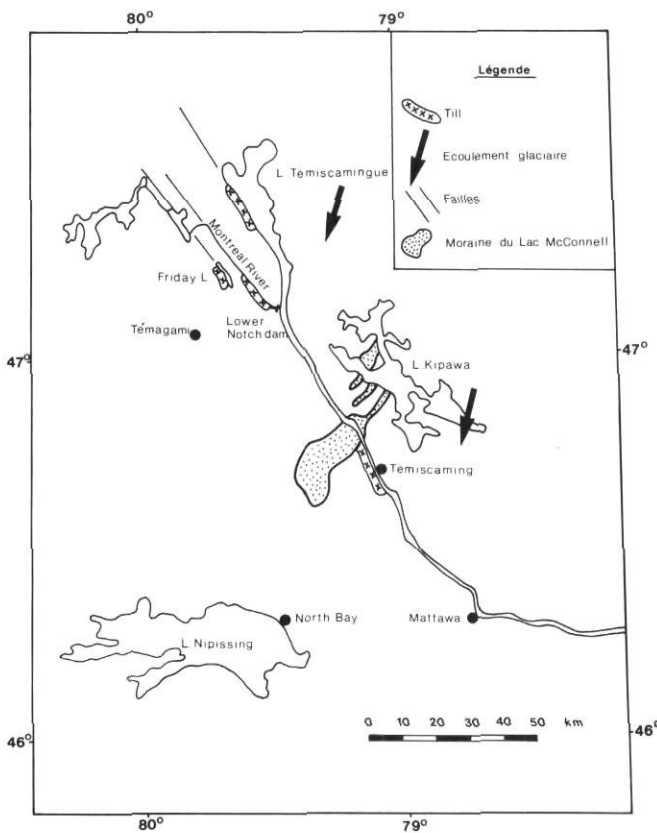


FIGURE 5. Placages de till à l'intérieur des dépressions structurales du lac Témiscamingue, de la rivière Montréal et du lac Friday.

Areas where large volumes of till were plastered on flanks of structural depressions in Lake Temiskaming, Lake Friday and Montreal River.

torrentiel à fort débit (fig. 4f). Sur une distance de 12 km, il s'abaisse de 91 m, ce qui représente la rupture de pente la plus importante de tous les exutoires du lac Barlow. Tout au long du parcours, de nombreuses accumulations de blocs, dont certains atteignent des diamètres de 2 à 5 m, témoignent d'un intense délavage et d'une capacité de transport élevé (fig. 6B). Les eaux du lac Kipawa se sont déversées par cette voie pendant une période suffisante pour former d'énormes marmites et laisser d'autres marques d'érosion fluviale observables dans un parc, au cœur même du village de Témiscaming (fig. 6C et 6D). Ces formes, sises à 20 m ou plus au-dessus du niveau actuel du lac Témiscamingue, pourraient aussi être reliées à un ancien niveau plus élevé de la rivière des Outaouais lors de l'incision dans le barrage morainique. Dans un cas comme dans l'autre, elles constituent un indice sûr d'un débit turbulent sur une longue période.

L'existence de deux plans d'eau distincts de part et d'autre du barrage morainique

À environ 3 km au nord du village de Laniel, on trouve des silts lacustres à une altitude de 300 m (fig. 4f), et à 2 km, au nord, des varves à 260 m. Par contre la partie centrale de la moraine du lac McConnell (fig. 4e, indicateurs biologiques) ne semble pas avoir été submergée au-dessus de 300 m, du côté ontarien. Le niveau arbitraire maximal de 300 m attribué



Figure 6A. Blocs exposés au site du barrage de Témiscaming. Photographie prise avant la construction du barrage en 1912. Courtoisie du ministère des Travaux Publics, Ottawa.

Boulders at Témiscaming dam site. Photograph taken prior to construction in 1912. Courtesy of Department of Public Works, Ottawa.



FIGURE 6B. Blocs provenant du till érodé par les eaux de l'exutoire du Kipawa à Témiscaming. Cliché 203990-P, Commission géologique du Canada.

Boulders exposed following erosion of till by waters of Kipawa outlet in Témiscaming village. Photograph 203990-P, Geological Survey of Canada.

au sommet du remblai morainique apparaît donc comme vraisemblable. Au cours de la baisse du seuil de 226 m à 150 m (niveau actuel de la rivière) à Deux-Rivières-Bissett Creek un lac proglaciaire a donc occupé la vallée des Outaouais au sud de la moraine du lac McConnell. Immédiatement en aval de Témiscaming, là où la vallée s'élargit, on observe plusieurs lignes de rivage sous le niveau de 260 m. Le niveau le mieux défini, caractérisé par une terrasse lacustre et des deltas est à 230 m. Sur la rive ouest, à Thorne (fig. 4f), cette terrasse, d'une largeur maximale d'environ 150 m, entaillée dans le till et recouverte de 1 à 2 m de silt et de sable fin lacustre, se distingue facilement sur une distance de 5 à 6 km. Mais elle disparaît brusquement au nord de Témiscaming. Aucun indice de rivage lacustre, aux environs de 230 m, n'a été observé entre Témiscaming et Opemika Narrows (16 km), bien qu'un placage abondant de till a favorisé la préservation de lignes de rivage. Il semble donc que ce tronçon de la rivière ait été encore obturé lors de cette phase lacustre. Sur la rive est, le village de Témiscaming est en partie construit sur un delta à 227 m d'altitude et des silts deltaïques sont présents à une altitude d'environ 226 m à l'embouchure de la rivière Beauchêne. Ce lac, probablement le lac primitif des Sept-Lieues, formait une entité indépendante du lac Barlow retenu au nord de la moraine du lac McConnell.



FIGURE 6C. Marmite dans un fragment de rocher maintenant renversé, Témiscaming. Cliché 203990-0, Commission géologique du Canada.

Pothole in detached bedrock fragment, Témiscaming village. Photograph 203990-0, Geological Survey of Canada.



FIGURE 6D. Marques d'érosion fluviale, Témiscaming. Cliché 203990-Q, Commission géologique du Canada.

Evidence of fluvial erosion, Témiscaming village. Photograph 203990-Q, Geological Survey of Canada.

Les silts et les sables carbonatés du lac des Sept-Lieux

Des chenaux d'eau de fonte partent de la moraine du lac McConnell et débouchent sur des sables et des silts deltaïques (230 m) à Thorne et au sud de ce village, sur la rive ouest du lac primitif des Sept-Lieux (fig. 4f). Ces sédiments possèdent des teneurs en carbonates (entre 10 et 15 %), qui contrastent avec les teneurs inférieures à 2 % des silts et sables lacustres provenant des autres deltas et terrasses du niveau de 230 m sur les deux rives. On a démontré (Veillette, 1986) que la moraine du lac McConnell, bien qu'à plus de 60 km d'une zone de roches paléozoïques, contient des blocs erratiques paléozoïques carbonatés. De plus, ses lacs ont de minces couches de marnes à leur base et ont un pH pouvant atteindre jusqu'à 8,4.

La moraine du lac McConnell constitue donc la source des sables et silts carbonatés. Cette constatation permet de retracer l'évolution du drainage proglaciaire. D'une direction

essentiellement sud d'abord (fig. 4e), les chenaux d'eau de fonte de la moraine se sont déplacés ensuite vers l'est (fig. 4f). Ces chenaux montrent des marques d'érosion fluviale jusqu'à 350 m, un indice fiable de la proximité du glacier ou d'une surface de la moraine plus élevée que celle d'aujourd'hui, puisque sa surface actuelle n'atteint pas cette altitude. Il est probable que la présence de glace enfouie dans la moraine lui ait donné un volume (et donc une surface plus élevée) plus grand que son volume actuel. Les énormes et nombreux lacs de kettle et les kettles de la moraine du lac McConnell (Veillette 1987, Lac Kipawa, carte 1644A) appuient cette hypothèse.

L'incision finale par la rivière des Outaouais de l'obstruction morainique à Deux-Rivières-Bissett Creek a mis fin à cette phase lacustre. Le lac Barlow dans la vallée des Outaouais était devenu complètement coupé du plan d'eau qui occupait le bassin du lac Nipissing.

Le barrage de la moraine du lac McConnell, phase I

La figure 4g illustre la pénétration glaciolacustre vers le NE. Des langues de glace occupaient alors les bassins du lac Témiscamingue et de la rivière Montréal. L'altitude de 270 m du seuil de Kipawa (fig. 4g) est conforme au gauchissement du plan d'eau établi selon le taux moyen de redressement isostatique de 0,9 m/km calculé pour la région à l'est et au NE du lac Témiscamingue (Veillette, 1983b). Ainsi, même si on suppose que le barrage morainique entre Opemika Narrows et Témiscaming ne fut fonctionnel que quelques centaines d'années, il a pu retenir les eaux jusqu'au retrait des glaces relativement loin au nord. Deux facteurs, le relèvement isostatique et un retrait rapide, ont contribué à l'efficacité du barrage. Les taux de retrait du glacier, calculés par Antevs (1925) à partir de varves, indiquent que la déglaciation au contact des eaux glaciolacustres a été très rapide. Partant de l'année varvaire 0 à l'embouchure de la rivière Montréal jusqu'à l'année varvaire 600 à Englehart au nord du lac Témiscamingue (fig. 4g), Antevs (1925) a établi un taux moyen de retrait de 133 m/an. Toutefois, à cause d'une marge glaciaire fortement découpée, les taux de retrait ont varié d'un endroit à un autre. Daigneault (1986) a, en effet, démontré que dans la partie nord du lac Témiscamingue le retrait d'une langue glaciaire importante (Veillette, 1983a) a pu être aussi lent que 48 m par année.

La fin de cette phase lacustre a été caractérisée par la formation d'immenses rentrants, non seulement dans l'axe principal de la déglaciation, soit celui de la moraine d'Harricana, mais aussi dans chacun des axes des principaux grands complexes fluvio-glaciaires. De nombreuses stries entrecroisées (fig. 4g) dans le voisinage de ces eskers témoignent d'écoulements glaciaires convergents (Repo, 1954), dans les ouvertures qu'ont pratiqué ces eskers. Pendant ce temps, la partie au sud de la moraine du lac McConnell n'évoluait que sous l'effet du relèvement isostatique différentiel, la glace ayant dégagé le cours de la rivière des Outaouais.

Le barrage de la Moraine du lac McConnell, phase II

Au cours de cette phase le glacier s'est entièrement scindé de part et d'autre de la moraine d'Harricana (fig. 4h). Du côté

est, le retrait plus lent de la glace du Nouveau-Québec a laissé une marge glaciaire s'étendant plus loin au sud que celle du côté ouest, fortement découpée, et dont une langue importante occupait encore la dépression structurale au nord du lac Témiscamingue. Le progrès graduel de cette scission, avec un retrait vers le NNE du côté est de la moraine d'Harricana et un retrait vers le NNO du côté ouest se reflète dans l'orientation des stries (Veillette, 1983a). Le barrage de la moraine du lac McConnell retenait probablement les eaux du lac Barlow au début de la phase, mais avec l'abaissement graduel de la moraine jusqu'à son incision finale, la seule voie de drainage du lac Barlow devint la rivière des Outaouais. Les pavages de blocs et les marques d'érosion fluviale observés sur les pentes de la vallée des Outaouais dans les régions de Témiscaming et d'Opemika Narrows et confinés aux quelques mètres au-dessus du niveau actuel du lac confirment que l'érosion fluviale s'est effectuée à un niveau relativement peu élevé par rapport au niveau actuel. Ce n'est qu'à ce moment que la zone de rapides au sud de Témiscaming est devenue un seuil évoluant sous le seul effet du relèvement isostatique.

Le seuil d'Angliers et le paléo-lac-Témiscamingue

La plus importante rupture de pente de la rivière des Outaouais se trouve sur la rivière des Quinze entre Angliers (village) et le lac Témiscamingue (fig. 4i). Sur une distance de 17 km, la rivière des Quinze, avant la construction de trois barrages hydroélectriques, s'abaissait d'environ 70 m. Le seuil d'Angliers (Vincent et Hardy, 1977, 1979) marque la démarcation entre deux entités lacustres majeures. À l'ouest, se trouve le premier plan d'eau du lac Témiscamingue primitif; à l'est et au NE on trouve les vestiges du lac Barlow dans les dépressions topographiques renfermant les grands lacs actuels. Au cours de la phase d'Angliers la marge glaciaire était déjà au niveau du 49°N (Vincent et Hardy, 1977, 1979). Le lac Ojibway se déversait alors par la rivière Kinojevis et par les lacs Mourier et Lemoine.

De vastes étendues de sable bien trié, de silt et, par endroits, de graviers, de même qu'un ensemble de lignes de rivages bien étagées et bien préservées sur le pourtour de la baie Paulson témoignent de l'exondation graduelle du paléo-lac Témiscamingue (Vincent, 1971; Veillette, 1987, carte de New Liskeard, 1639A). Une terrasse lacustre caractérise cette phase d'exondation (symboles de plate-formes, fig. 4i). Elle a d'abord été étudiée par Hughes, (1955) et récemment par Morton *et al.* (1979). Les lignes de rivage prennent la forme d'encoches bien découpées montrant par endroits des escarpements de l'ordre de 15 m entaillés dans des varves. Les mieux développées s'allongent vers le NO à partir des environs de New Liskeard (197 m d'altitude) vers Englehart (213 m d'altitude), soit sur une distance d'environ 40 km (fig. 4i). Le taux de redressement de 0,4 m/km calculé par Hughes (1955) serait plutôt de 0,6 m/km, compte tenu d'un axe de redressement de N22°E. Cette dernière valeur est encore considérablement inférieure à celle de 0,9-1,0 m/km enregistrée pour l'ensemble du territoire avoisinant (Veillette, 1983b) et à celle de Vincent et Hardy (1979) pour l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway. Le redressement isostatique était donc en partie déjà réalisé.

Le lac étant à cette époque entièrement libre de glaces, le taux de 0,6 m/km nous permet d'estimer l'altitude de cette terrasse. Au sud, les lignes de rivage du paléo-lac Témiscamingue sont trop fragmentaires pour permettre la reconstitution de plans d'eau anciens. L'île Mann, qui n'est qu'à environ 8 km au sud de New Liskeard, constitue une exception. On y trouve une terrasse distincte à 193 m, soit à une altitude, compte tenu du taux de redressement isostatique, conforme à celle de la terrasse de 197 m de New Liskeard.

Les relevés bathymétriques du lac Témiscamingue ont fourni de nombreuses données qui permettent de détailler le schéma de sa déglaciation et de son évolution postglaciaire. Les sondages de Barlow (1899), indiquent la présence de hauts-fonds graveleux à quelques endroits entre Opemika Narrows et le Vieux-Fort. Ils étaient vraisemblablement reliés au glacier qui occupait l'auge du lac Témiscamingue et qui se retirait vers le NO (Veillette, 1983a). Kenney et Balins (1975), qui ont dressé une carte sommaire de la bathymétrie du lac Témiscamingue dans sa partie nord, ont identifié la crête submergée d'une accumulation morainique au droit du Vieux-Fort, dont les vestiges sur les rives du lac avaient été notés par Logan (1847). Dernièrement, Shilts (1984), à l'aide d'un sonar, a tracé plusieurs profils des sédiments de fond du lac dans la partie nord. Les déformations des couches dans les sédiments indiquent que la fonte de blocs de glace enfouis sous les varves au fond du lac a pu s'échelonner sur plusieurs années. La présence de glace tardive dans l'auge du lac Témiscamingue et de glace enfouie sous les sédiments lacustres est aussi indiquée par les structures faillées dans des dépôts morainiques au nord du lac (Veillette, 1983b) et aussi par de nombreuses déformations partout dans les coupes de varves exposées sur le pourtour septentrional du lac.

DISCUSSION

L'apport de nouvelles données a permis soit de corriger, soit de modifier ou encore d'apporter des précisions aux travaux antérieurs portant sur la région étudiée et les régions avoisinantes. Trois questions principales, l'existence de l'exutoire de South River, la submersion lacustre à l'est de Mattawa et le rôle des barrages morainiques et du relèvement isostatique ont fait l'objet d'un nouvel examen.

Le problème de l'existence de l'exutoire de South River

Martin et Chapman (1965), en reconnaissant le seuil de Fossmill à 348 m comme étant le plus haut niveau lacustre post-algonquin, avaient proposé l'hypothèse de récurrences glaciaires pour expliquer la présence d'espèces indicatrices de submersion lacustre jusqu'à 381 m dans les hautes terres algonquines. Harrison (1972), n'ayant pu trouver de preuves de terrain de telles récurrences, proposait plutôt l'existence d'un exutoire à South River à 381 m, à l'est du lac Kawaymog, qui aurait permis l'inondation de plusieurs lacs des hautes terres algonquines sous le niveau de 381 m. Chapman (1975) n'a pas reconnu l'existence de l'exutoire de South River. Par contre, Dadswell (1974) et Yeomans (1983) ont reconnu cet exutoire comme étant la seule voie de drainage pouvant expliquer de façon adéquate la présence d'espèces

indicatrices de submersion dans douze lacs des hautes terres algonquines. Comme aucune preuve de terrain permettant d'appuyer l'hypothèse des récurrences glaciaires n'a été décelée dans la région au nord de celle étudiée par Harrison (1972), l'existence de ce premier exutoire vers l'est, à 381 m ou plus, est retenue. L'excellente concordance d'altitude entre les plus hauts niveaux lacustres déterminés par la méthode des indicateurs biologiques (Dadswell, 1974) et ceux déterminés à partir de critères géomorphologiques, au Témiscamingue, ne laisse aucun doute quant à la fiabilité de la méthode.

Le problème de l'esker continu de Deux-Rivières et de la submersion lacustre à l'est de Mattawa

Depuis Chapman (1954) et Harrison (1972) la présence d'un petit lac proglaciaire entre Mattawa et Deux-Rivières et d'un esker continu près de Deux-Rivières sont admises comme des preuves de l'existence d'un barrage de glace à l'ouest (Mattawa) et d'une déglaciation plus hâtive entre ces deux endroits. Cette interprétation semble fautive et inutilement complexe pour les raisons suivantes:

(a) D'abord la localisation même de l'exutoire dans la région de Mattawa (la zone dénudée de Harrison), demeure hypothétique. On n'y trouve pas d'accumulation morainique comme à Deux-Rivières, ni de fortes concentrations de dépôts de contact glaciaire, qui pourraient témoigner de l'existence d'une langue glaciaire importante ayant demeuré à cet endroit pendant un certain temps.

(b) Le modèle de déglaciation et de submersion lacustre proposé dans le présent travail, *i.e.* inondation progressive talonnant la marge glaciaire de l'ouest vers l'est, s'accommode bien avec la mise en place d'un esker continu, non en milieu sub-aérien, comme ont semblé le croire Chapman (1954) et Harrison (1972), mais plutôt en milieu sub-aquatique. Le point le plus élevé (305 m) de cet esker est inférieur au niveau du lac Windigo (317 m), où l'on a trouvé des indices biologiques de submersion lacustre. Des preuves additionnelles de l'origine sub-aquatique de l'esker ont été, sans le vouloir, fournies par Chapman (1975). Il a noté que la crête de l'esker montre une surface aplanie, qu'il est composé presque entièrement de sable fin et qu'il atteint 0,8 km de largeur près de Deux-Rivières. Les régions de l'Abitibi et du Témiscamingue abondent en exemples de ce genre d'eskers continus, mis en place en milieu glaciolacustre. En éliminant ainsi l'hypothèse du milieu sub-aérien lors de la mise en place de l'esker de Deux-Rivières, l'argument invoqué par Chapman (1954) et Harrison (1972), voulant que les eaux de fonte coulant le long de la marge glaciaire aient érodé des segments d'esker, ne tient plus. Ainsi, l'existence d'un petit lac proglaciaire entre les langues de glace de Mattawa et de Deux-Rivières apparaît comme très improbable. Il semble plutôt qu'il n'y ait eu qu'un seul barrage dans la vallée, celui de Deux-Rivières-Bissett Creek, et que les eaux ont été retenues assez longtemps pour permettre la migration d'espèces indicatrices de si hauts niveaux.

Le rôle des barrages morainiques et du relèvement isostatique dans l'évolution des exutoires

Il s'agit surtout du barrage morainique constitué par la moraine du lac McConnell et par les dépôts de remblai (till)

à l'aval. L'existence du barrage morainique de Deux-Rivières-Bissett-Creek est admise par la plupart des chercheurs. Plus au nord, au niveau du Vieux-Fort, près de Ville-Marie, l'extrémité ouest de la moraine de Laverlochère (Veillette, 1986) a obstrué le lac Témiscamingue mais sans pour autant retenir les eaux du lac Barlow. La portion submergée de la moraine du Vieux-Fort est constituée d'un amoncellement de blocs (Kenney et Balins, 1975) semblable à celui de la moraine du lac McConnell à Opemika Narrows.

Le rôle joué par le barrage morainique de la moraine du lac McConnell n'a pas été élucidé lors de travaux antérieurs. Antevs (1925), Hughes (1955) et Boissonneau (1968), tout en reconnaissant l'influence du relèvement isostatique dans l'évolution des exutoires du lac Barlow, ont aussi attribué la rétention de ses eaux à une obstruction morainique au voisinage de Témiscaming. Vincent et Hardy (1977, 1979) n'ont retenu que l'hypothèse du relèvement isostatique pour expliquer cette évolution. Afin de démontrer cette hypothèse, ils ont émis une seconde hypothèse voulant que chacune des principales ruptures de pente de la vallée des Outaouais, entre Mattawa et Angliers, ait été un seuil qui aurait servi d'exutoire au lac. À partir de chacun de ces seuils et le long d'axes orientés selon l'axe de redressement isostatique (N22°E), a été projeté l'altitude maximale des lignes de rivage et des lacs contenant des indicateurs biologiques de submersion lacustre inventoriés par Dadswell (1974). Les droites ainsi obtenues sont supposées représenter le gauchissement de la surface de chacune des phases lacustres décrites dans Vincent et Hardy (1979, fig. 2, p. 13) pour le lac Barlow. La projection de ces droites, à partir de points arbitraires est nécessairement subjective, ce qui contribue à les rendre discutables. Ainsi, la phase de Témiscaming (Vincent et Hardy, 1979) repose essentiellement sur trois mesures de lignes de rivage situées à environ 140 km du seuil de Témiscaming. De plus, la répartition, en altitude des lacs, avec ou sans espèces indicatrices de submersion lacustre, ne permet pas de rattacher ces points à des segments précis d'une droite. Le problème résulte de la nécessité de rapporter les mesures de toute une région vers un axe unique. Ce faisant, il faut faire abstraction de la forme irrégulière du front glaciaire, ce qui peut entraîner de graves erreurs. En effet, la submersion lacustre ne s'est pas effectuée à angle droit avec l'axe de redressement isostatique. En fait, le graphique de Vincent et Hardy n'illustre bien qu'une seule tendance générale: celle de plans d'eau graduellement plus élevés vers le NE. Normalement, la reconstitution de phases lacustres s'appuie sur deux types fondamentaux d'observations: (1) l'identification d'exutoires sur le terrain révélés par des marques d'érosion fluviale et (2) les mesures de l'altitude des lignes de rivage soulevées. Or, en déterminant, sans l'appui de preuves de terrain, les principales ruptures de pente de l'axe de la vallée de l'Outaouais comme seuils d'exutoires, Vincent et Hardy (1977, 1979) ont supposé que le cours de la vallée des Outaouais était demeuré libre d'obstacles après la déglaciation. On a vu que la configuration de la marge glaciaire lors du retrait n'était pas conforme à cette hypothèse et que les accumulations morainiques avaient influencé l'évolution glaciolacustre. La difficulté de démontrer le rôle du relèvement

isostatique sur l'évolution des phases lacustres demeure donc entière. Nos connaissances fragmentaires sur la configuration de la marge glaciaire en retrait et sur les formes de terrain dont la morphologie et le volume ont pu être dictés par la présence de glace enfouie exigent beaucoup de prudence dans l'interprétation. De même, la durée des barrages morainiques demeure difficile à évaluer. Par contre, de nombreux indices, surtout pour le cas du barrage de Témiscaming, témoignent de leur présence et du rôle qu'ils ont joué dans la retenue des eaux glaciolacustres.

CONCLUSION

Les marques d'écoulement glaciaire, les dépôts de contact glaciaire, les lignes de rivage et autres indices géomorphologiques de submersion lacustre, ainsi que la répartition des indicateurs biologiques ont permis de retracer les phases de la déglaciation et de la submersion glaciolacustre de la région comprise entre North Bay, en Ontario, et 48°N, soit près de la limite nord du lac Barlow. La superficie inondée apparaît sur la figure 2. Le modèle de submersion présenté est conforme au recul du glacier basé sur la répartition des datations au radiocarbone. Les principaux résultats sont comme suit :

- (1) Un premier exutoire, celui de South River à 381 m d'altitude (Harrison, 1972), a acheminé les eaux de la dernière phase lacustre algonquienne vers l'est, dans la mer de Champlain.
- (2) Un plan d'eau, résultant d'une inondation progressive de l'ouest vers l'est et ayant atteint au moins 300 m d'altitude, a envahi la vallée des Outaouais, à l'est de Mattawa, alors que le glacier bloquait encore la vallée, au nord de Mattawa et à Deux-Rivières, à l'est.
- (3) L'hypothèse selon laquelle le relèvement isostatique aurait, à lui seul, expliqué la rétention des eaux des lacs post-Algonquin et Barlow (Vincent et Hardy, 1977, 1979) a été réexaminée. Les données utilisées dans cette reconstitution ne permettent pas de démontrer une association entre les seuils choisis arbitrairement et les plans d'eau établis à partir d'indices de submersion lacustre maximale.
- (4) Le barrage morainique de Deux-Rivières-Bissett Creek et celui constitué par la moraine du lac McConnell et par un remblai de débris glaciaires à l'aval de cette dernière ont joué un rôle important dans la retenue des eaux des lacs post-Algonquin et Barlow.
- (5) L'énorme complexe fluvioglaciaire formé par la Moraine du lac McConnell et la moraine d'Harricana (Veillette, 1986) s'étend jusque dans la région de North Bay. Il se poursuit probablement au sud jusque dans la région du lac Simcoe. Ce complexe correspond à la première voie de pénétration vers le nord des eaux post-algonquiennes aux environs du lac Nipissing.
- (6) L'analyse de 43 datations au radiocarbone réparties dans l'ensemble de la région confirme les épisodes de déglaciation et de submersion glaciolacustre présentés. Un corridor de datations anciennes marque l'axe longitudinal de la moraine d'Harricana, au Témiscamingue.

REMERCIEMENTS

P. Boissonneault, M. Briard, A. Delorimier, R. A. Daigneault, N. Bégin et P. Blais ont participé aux travaux de terrain. La contribution de la coordonnatrice de la revue, de même que celle des lecteurs critiques, J.-C. Dionne, J.-S. Vincent, J.-M. Dubois, D. A. St-Onge et d'un lecteur anonyme est appréciée. P. J. H. Richard et A. Larouche ont effectué la cueillette d'échantillons de gyttja pour les datations au radiocarbone et enrichi nos connaissances sur l'évolution de la végétation postglaciaire. R. N. McNeeley a apporté une aide précieuse dans la préparation du matériel à dater. W. Blake, Jr. a traduit des parties d'un article en suédois. Les illustrations ont été préparées dans les services de cartographie de la Division de la science des terrains de la Commission géologique du Canada, à Ottawa.

RÉFÉRENCES

- Antevs, E., 1925. Retreat of the last ice sheets in eastern Canada. Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142 p.
- Barlow, 1899. Geology and Natural Resources of the Area Included by Nipissing and Temiscaming Map-sheets Comprising Portions of the District of Nipissing, Ontario and of the County of Pontiac, Québec. Report of the Geological Survey of Canada, 672: 18-287.
- Björck, S. et Håkansson, S., 1982. Radiocarbon dates from Late Weichselian lake sediments in South Sweden as a basis for chronostratigraphic subdivision. *Boreas*, 11: 141-150.
- Blanchard, R., 1949. L'Abitibi-Témiscamingue, Études canadiennes. *Revue de géographie alpine*, 37: 421-451.
- Boissonneau, A. N., 1968. Glacial history of northeastern Ontario, II. The Temiscaming-Algoma area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 97-109.
- Blake, W., Jr., 1983. Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates XXIII. Geological Survey of Canada Paper 87-7, 33 p.
- Chapman, L. J., 1954. An outlet of Lake Algonquin at Fossmill, Ontario. *Proceedings, Geological Association of Canada*, 6: 61-68.
- 1975. The Physiography of the Georgian Bay-Ottawa Valley Area of Southern Ontario. Ontario Division of Mines, Ministry of Natural Resources, Geoscience Report 128, 35 p., map 2228.
- Chapman, L. J. et Putnam, D. F., 1984. Physiography of Southern Ontario. Ontario Geological Survey, Map P-2715 (échelle: 1/600 000).
- Coleman, A. P., 1909. Lake Ojibway: Last of the great glacial lakes. Ontario Bureau of Mines, Annual Report 18: 284-293.
- Dadswell, M. J., 1974. Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. National Museums of Canada, Publication in Zoology 11, 110 p.
- Daigneault, R. A., 1986. Aspects de la géologie quaternaire au Témiscamingue (Québec): lithostratigraphie, sédimentologie et dispersion glaciaire. Thèse de maîtrise, Dép. des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, 137 p.
- Deane, R. E., 1950. The Pleistocene geology of Lake Simcoe district, Ontario. Geological Survey of Canada, Memoir 256, 1089 p.
- Ministère des Travaux publics, 1963. Report on subsoil investigation for repairs to Ontario and Québec dams and widening of roadway, Temiscaming, P.Q. Development Engineering Branch, Testing Laboratories, Ottawa, File 32-991.

- Dormaar, K., 1970. Osmoregulation in *Mystis relicta* and *Mystis stenopelis*. Thèse M.Sc. University of Guelph, 78 p.
- Elson, J. A., 1967. Geology of glacial Lake Agassiz, p. 37-43 et 71-80. In W. J. Mayer-Oakes, édit., Life, Land and Water.
- Foscolos, A. E. et Barefoot, R. R., 1970. A rapid determination of total organic and inorganic carbon in shales and carbonates. A rapid determination of total sulphur in rocks and minerals. Geological Survey of Canada, Paper 70-11, 14 p.
- Goldthwait, J. W., 1910. An instrumental survey of the shorelines of extinct Lakes Algonquin and Nipissing in southwestern Ontario. Geological Survey of Canada, Memoir 10, 57 p.
- Hardy, L., 1976. Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. Thèse de doctorat, Université McGill, Montréal, 264 p.
- Harrison, J. E., 1972. Quaternary geology of the North Bay-Mattawa region. Geological Survey of Canada, Paper 71-26, 37 p.
- Hugues, O. L., 1955. Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario. Ph.D. thesis, Kansas University, Lawrence, 190 p.
- Karrow, P. F., Anderson, T. W., Clarke, A. H., Delorme, L. D. et Sreenivasa, M. R., 1975. Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada. Quaternary Research, 5: 49-87.
- Kenney, T. C. et Balins, J. K., 1975. Bathymetric survey of Lake Temiscaming. University of Toronto, Department of Civil Engineering, Publication 75-11, 20 p.
- Leverett, F. et Taylor, F. B., 1915. The Pleistocene of Indiana and Michigan and history of the Great Lakes. United States Geological Survey, Monograph 53, 529 p.
- Lewis, C. F. M., 1969. Late Quaternary history of lake levels in the Huron and Erie basins, p. 71-75. In Proceedings of the 12th Conference, Great Lakes Research.
- Logan, W. E., 1847. Report of progress for the year 1845-6, p. 71-75. In Geological Survey of Canada, Glacial Action. Lovell and Gibson Printers, Montréal.
- Lovell, H. L. et Caine, T. W., 1970. Lake Temiscaming rift valley. Ontario Department of Mines, MP 39, 16 p.
- Lowe, J. J. et Walker, M. J. C., 1980. Problems associated with radiocarbon dating the close of the Lateglacial Period in the Rannoch Moor Area, Scotland, p. 123-138. In J. J. Lowe, J. M. Gray et J. E. Robinson, édit., Studies in the Lateglacial of North-West Europe. Pergamon Press, Oxford, 205 p.
- Lowdon, J. A. et Blake, W., Jr., 1968. Geological Survey of Canada radiocarbon dates VII. Radiocarbon, 10: 207-245.
- 1973. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII. Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.
- 1975. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XV. Geological Survey of Canada, Paper 75-77, 32 p.
- 1979. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX. Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 57 p.
- Lowdon, J. A., Robertson, I. M. et Blake, W., Jr., 1971. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XI. Geological Survey of Canada, Paper 71-7. In Radiocarbon, 13: 255-324.
- Martin, N. V. et Chapman, L. J., 1965. Distribution of certain crustaceans and fishes in the region of Algonquin Park, Ontario. Journal of Fisheries Board of Canada, 22: 969-976.
- Morton, J. O., King, R. C. F. et Kalin, M. W., 1979. Quaternary Geology of the New Liskeard area, District of Temiscaming. Ontario Geological Survey, Preliminary Map P2291, Geological Series (échelle: 1/50 000), Geology 1972, 1977.
- Porter, S. C. et Carson, R. J., 1971. Problems of interpreting radiocarbon dates from dead-ice terrain with an example from the Puget Lowland of Washington. Quaternary Research, 1: 410-414.
- Prest, V. K., 1970. Géologie du Quaternaire au Canada, p. 752-852. In Géologie et ressources minérales du Canada. 4^e éd., Série de la géologie économique n° 1, Ottawa.
- Prest, V. K., Grant, D. R. et Rampton, V. N., 1968. Glacial Map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1253a (échelle: 1/500 000).
- Repo, R., 1954. Om förhållan det mellan rafflor och asar (On the relationships between striae and eskers). Geologi, 6: 45.
- Richard, P. J. H., Larouche, A. et Bouchard, M. A., 1982. L'âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec. Géographie physique et Quaternaire, 36: 63-90.
- Richard, P. J. H., Veillette, J. J. et Larouche, A. C. (en préparation). Chronopalynostratigraphie et déglaciation durant l'épisode glaciolacustre Barlow en Témiscamingue: une évaluation des dates radiocarbone basales.
- Spencer, J. W., 1888. Notes on the origin and history of the Great Lakes of North America. Proceedings, American Association for the Advancement of Science, 37: 177-199.
- 1891. Deformation of the Algonquin beach and birth of Lake Huron. American Journal of Science (third series), 41: 12-21.
- Stanley, G. M., 1936. Lower Algonquin beaches of Penetanguishene Peninsula. Geological Society of America Bulletin, 47: 1933-1960.
- 1937. Lower Algonquin beaches of Cape Rich, Georgian Bay. Geological Society of America Bulletin, 48: 1665-1686.
- 1938. Impounded Early Algonquin beaches at Sucker Creek, Grey County, Ontario. Papers Michigan Academy of Science, Arts and Letters, 23: 477-495.
- Sutherland, D. G., 1980. Problems of radiocarbon dating deposits from newly deglaciated terrain: examples from the Scottish Lateglacial, p. 139-150. In J. J. Lowe, J. M. Gray et J. E. Robinson, édit., Studies in the Lateglacial North-West Europe. Pergamon Press, Oxford, 205 p.
- Taylor, F. B., 1894. The limit of postglacial submergence in the highlands east of Georgian Bay. The American Geologist, 14: 273-289.
- 1896. Notes on the Quaternary geology of the Mattawa and Ottawa valleys. The American Geologist, 18: 108-120.
- 1897a. The scoured boulders of the Mattawa valley. The American Journal of Science, 3: 207-218.
- 1897b. The Nipissing-Mattawa River, the outlet of the Nipissing Great Lakes. The American Geologist, 20: 65-66.
- Terasmae, J. et Hughes, O. L., 1960. Glacial retreat in the North Bay area, Ontario. Science, 131: 144-1446.
- Veillette, J. J., 1982. Ice-flow patterns, Lake Témiscamingue area, Québec. Commission géologique du Canada, Dossier public 841, carte et commentaire.
- 1983a. Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative, p. 67-84. In Recherches en cours, Partie A. Commission géologique du Canada, étude 83-1A.

- 1983b. Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 67-84.
- 1983c. Reply to comments by W. C. Yeomans on «Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 325-326.
- 1986. Former southwesterly ice flows in Abitibi-Témiscamingue: Implications for the configuration of the Late Wisconsinan ice sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1724-1741.
- 1987. Cartes de la géologie des formations en surface. Commission géologique du Canada (échelle: 1/100 000). New Liskeard 1639A, Lac Simard 1640A, Grand Lac Victoria nord 1641A, Haileybury 1642A, Belleterre 1643A, Lac Kipawa 1644A.
- Vincent, J.-S., 1971. Le Quaternaire des cantons de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère, comté de Témiscamingue, Québec. Thèse de maîtrise, Département de géographie, Université d'Ottawa, 146 p.
- 1973. A palynological study for the little clay belt, North Western Québec. *Naturaliste canadien*, 100: 59-70.
- Vincent, J.-S. et Hardy, L., 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 357-372.
- 1979. The evolution of Glacial Lakes Barlow and Ojibway, Québec and Ontario. *Geological Survey of Canada, Bulletin 316*, 18 p.
- Wilson, M. E., 1919. Le comté de Témiscamingue, Province de Québec. Commission géologique du Canada, Mémoire 103, série géologique n° 86, 177 p.
- Wilson, J. T., 1938. Glacial geology of part of northwestern Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada, section 4*, 32: 4959.
- Yeomans, W. C., 1983. Comments on «Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec». *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 323-324.