

Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec

Déglaciation of the Upper Ottawa River Valley, Lake Barlow and South of Lake Ojibway, Québec

Deglaziation des oberen Tales des Outaouais Flusses, des Barlow Sees, und des sülichen Ojibway Sees, Québec

Jean Veillette

Volume 37, Number 1, 1983

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032499ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032499ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Veillette, J. (1983). Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(1), 67–84. <https://doi.org/10.7202/032499ar>

Article abstract

A sequence of déglaciation is proposed for an area east of lake Témiscamingue. It is based on the mapping of surficial deposits, on a large number of ice movement indicators and on 14C dates. Mapping of the Harricana moraine is extended for an additional 125 km, the southern end of the moraine on the Québec side joins with the Lake McConnell moraine in Ontario. This suggests that both may belong to the same morainic system. A water depth of around 50 m is required for the sedimentation of varves in this region. This results from more than 400 elevation measurements recorded on washing limits marking the maximum glaciolacustrine level and on high points of the clay plain (varves). The intermediate zone includes surfaces covered by glaciolacustrine water but where the depth was less than 50 m. The value of *Mysis relicta* as a biological indicator of maximal paleolacustrine transgression is questioned. *Mysis* is dependent on specific water temperature and depth for its survival. Because of this *Mysis* may have been completely eliminated from certain lacustrine basins following paleoclimatic conditions leading to lower water levels and higher water temperatures. Damming of lake Barlow, at least in its initial phase, is probably due to the Nouveau-Québec glacier extending to the southwest across Lake Témiscamingue and the Ottawa River south of the Lake McConnell Moraine.

DÉGLACIATION DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DE L'OUTAOUAIS, LE LAC BARLOW ET LE SUD DU LAC OJIBWAY, QUÉBEC

Jean VEILLETTE, Commission géologique du Canada, Division de la science des terrains, 601, rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8.

RÉSUMÉ Cet article propose une séquence de déglaciation pour une région située à l'est du lac Témiscamingue. La séquence est basée sur la cartographie des sédiments superficiels, sur de nombreuses marques d'écoulement glaciaire et sur des âges radiocarbones. Le tracé de la moraine d'Harricana se prolonge sur une longueur additionnelle de 125 km. L'extrémité sud de la moraine, au lac Témiscamingue, se rattache à la moraine du lac McConnell du côté ontarien, et il est probable que les deux fassent partie du même ensemble morainique. Plus de 400 mesures d'altitude prises sur des limites de délavage marquant le niveau maximal glaciolacustre et sur des hauts points de la plaine argileuse (varves) indiquent qu'une profondeur d'eau de l'ordre de 50 m est requise pour la sédimentation des varves dans cette région. La zone intermédiaire comprend les surfaces ennoyées par les eaux proglaciaires, mais d'une profondeur de moins de 50 m. La valeur de *Mysis relicta* comme indicateur biologique de l'aire d'extension paléolacustre maximale est mise en doute. Parce que la survie de *Mysis* est intimement liée à des conditions spécifiques de température et de profondeur d'eau, on suppose que l'organisme ait pu être éliminé de certains bassins lacustres par suite de variations paléoclimatiques entraînant une hausse de la température de l'eau et une baisse du niveau des lacs. Il est probable que la retenue des eaux du lac Barlow, au moins au début de la déglaciation, soit due à la présence de glace provenant du glacier du Nouveau-Québec se prolongeant vers le sud-ouest et barrant l'auge du lac Témiscamingue et de la rivière des Outaouais, au sud de la moraine du lac McConnell.

ABSTRACT *Deglaciation of the upper Ottawa River valley, Lake Barlow and south of Lake Ojibway, Québec.* A sequence of deglaciation is proposed for an area east of lake Temiscamingue. It is based on the mapping of surficial deposits, on a large number of ice movement indicators and on ¹⁴C dates. Mapping of the Harricana moraine is extended for an additional 125 km, the southern end of the moraine on the Québec side joins with the Lake McConnell moraine in Ontario. This suggests that both may belong to the same morainic system. A water depth of around 50 m is required for the sedimentation of varves in this region. This results from more than 400 elevation measurements recorded on washing limits marking the maximum glaciolacustrine level and on high points of the clay plain (varves). The intermediate zone includes surfaces covered by glaciolacustrine water but where the depth was less than 50 m. The value of *Mysis relicta* as a biological indicator of maximal paleolacustrine transgression is questioned. *Mysis* is dependent on specific water temperature and depth for its survival. Because of this *Mysis* may have been completely eliminated from certain lacustrine basins following paleoclimatic conditions leading to lower water levels and higher water temperatures. Damming of lake Barlow, at least in its initial phase, is probably due to the Nouveau-Québec glacier extending to the southwest across Lake Témiscamingue and the Ottawa River south of the Lake McConnell Moraine.

ZUSAMMENFASSUNG *Deglaciation des oberen Tales des Outaouais Flusses, des Barlow Sees, und des südlichen Ojibway Sees, Québec.* Dieser Artikel schlägt eine Sequenz für die Deglaciation der Gegend östlich vom Témiscamingue See vor. Diese Reihenfolge gründet sich auf die Kartographie von Oberflächensedimenten, zahlreiche Eisbewegungsspuren, und auf Karbon 14 Daten. Die Kartographie der Harricana Moräne dehnt sich noch über zusätzliche 135 km aus, des Südende der Moräne von Québec aus erreicht die McConnell See Moräne in Ontario. Es ist wahrscheinlich, dass beide dem gleichen Moränensystem angehören. Eine Wassertiefe von ungefähr 50 m ist notwendig zur Sedimentation von Warven in der Gegend. Das ergibt sich aus mehr als 400 Höhenmessungen, die an der Auswaschungsgrenzmarke des höchsten glazio-lakustrinen Wasserspiegels und auf hohen Plätzen der Tonebene (Warven) gemessen wurden. Die Zwischenzonen schliessen von glazio-lakustrinem Wasser bedeckte Oberflächen von weniger als 50 m Tiefe ein. Der Wert von "*Mysis relicta*" als biologischer Anzeiger von maximaler paleo-lakustriner Transgression ist fraglich. *Mysis* ist von einer bestimmten Wassertemperatur und Tiefe für sein Überleben abhängig. Deswegen konnte *Mysis* von bestimmten Seebecken, infolge von paleoklimatischen Verhältnissen welche zu niedrigerem Wasserspiegel und höheren Wassertemperaturen geführt haben, vollkommen verschwunden sein. Die Eindämmung des Barlow Sees, zumindest in seinem Anfangsstadium, ist wahrscheinlich auf die Ausdehnung des Nouveau Québec Gletschers nach Südwesten über den Témiscamingue See und den Outaouais Fluss südlich der McConnell See Moräne zurück zu führen.

INTRODUCTION

Un relevé des formations superficielles à l'est du lac Témiscamingue (fig. 1) a été effectué de 1977 à 1981. Au total, une superficie comprenant un peu plus de 16 cartes à 1/50 000 a été examinée sur le terrain selon les objectifs suivants: (1) Préciser l'aire d'extension du lac Barlow et du lac Ojibway dans sa partie sud, et préciser la localisation des exutoires majeurs ayant servi à la vidange de ces lacs vers le sud. (2) Établir le mode de déglaciation de la région et la chronologie des principaux épisodes glaciaires. (3) Échantillonner et analyser le till de façon systématique pour la distribution d'éléments traces et d'indicateurs lithologiques. (4) Échantillonner et analyser le till et d'autres sédiments meubles, surtout les varves, afin d'évaluer la capacité tampon du sol pour les pluies acides. Cet article se limite aux deux premiers objectifs énoncés et vise avant tout à communiquer de nouvelles données sur la déglaciation de cette région.

L'un des principaux attraits de cette région pour l'étude du Quaternaire nous vient de la séquence des épisodes glaciaires, jusqu'à maintenant mal connue, mais dont la complexité est reconnue depuis longtemps (BARLOW, 1899, 1907). HARDY (1976), en se basant principalement sur de nombreuses mesures de marques d'écoulement glaciaire sur le versant québécois de la baie de James, a distingué deux masses glaciaires résiduelles dans cette région: le glacier d'Hudson et celui du Nouveau-Québec. Entre les deux s'est formée une moraine (Harricana), dont il a démontré la nature interlobaire. Celle-ci était, jusqu'à maintenant, connue sur une distance d'environ 450 km (fig. 1), si l'on exclue la partie probablement ennoyée et discontinuée dans la baie de James, et son extrémité sud était placée à quelques kilomètres au sud de Val-d'Or, au centre-nord de la région décrite ici. De nouvelles données permettent maintenant de confirmer l'extension de la moraine beaucoup plus au sud et de la rattacher possiblement à celle du lac McConnell de BOISSONNEAU (1968). Ce dernier, s'inspirant en partie des travaux de WILSON (1938) pour le côté québécois, avait déjà reconnu l'influence de deux «lobes» sur la région qu'il avait nommés Western et Eastern Lobes (BOISSONNEAU, 1968 p. 103), mais qu'il avait alors associés à des épisodes d'avancée plutôt que de recul.

Un des aspects importants de la contribution de Hardy a été de démontrer que la déglaciation du secteur de la baie de James s'est faite selon des directions de recul des marges glaciaires non conformes à celles des fronts d'avancée. Dans la vallée supérieure de l'Ouataouais, nous avons observé le même phénomène. SHILTS (1980), en se basant sur la dispersion d'erratiques, a proposé des directions d'écoulement OSO et SSO pour le dernier maximum glaciaire au sud d'une grande région centrée sur la baie d'Hudson et comprenant, entre autres, le nord ontarien et le nord-ouest québécois (nord du 48° lat.). Il fixe la limite orientale de dis-

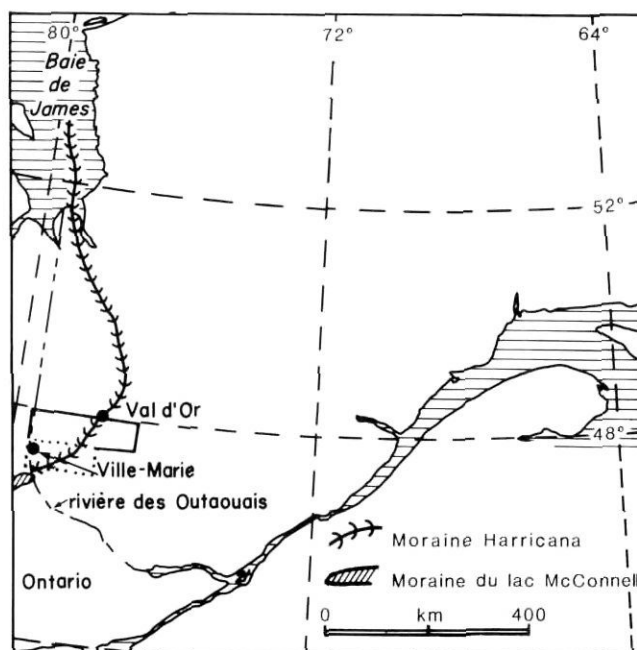


FIGURE 1. Région à l'étude. La partie sud, indiquée par un pointillé, a été visitée au cours de l'été 1981, mais la répartition des sédiments meubles n'apparaît pas à la figure 2. La cartographie de la moraine d'Harricana, de quelques kilomètres au sud de Val d'Or jusqu'au lac Témiscamingue à l'emplacement de la moraine du lac McConnell, complète le parcours de la moraine du côté québécois.

Study area. Field work in the dotted portion was done during summer 1981 but the distribution of sediments is not shown on Figure 2. Mapping of the Harricana moraine, from a few kilometres south of Val d'Or to Lake Témiscamingue near the Lake McConnell moraine, now covers the total extent of the moraine in Québec.

persion des carbonates provenant des basses terres des baies d'Hudson et de James à peu près à l'extrémité ouest de la région à l'étude. L'analyse préliminaire des indicateurs lithologiques et des marques d'écoulement glaciaire de la région appuie cette hypothèse d'un écoulement majeur ancien vers l'OSO et le SSO (VEILLETTE, 1983), et permet de reconnaître un écoulement plus récent vers le SE recoupant les plus anciens vers l'OSO, mais seulement dans la partie ouest de la région, c'est-à-dire aux abords du lac Témiscamingue. Une vérification détaillée de l'amplitude de la zone intermédiaire, l'une des trois grandes zones géomorphologiques identifiées par SAURAMO (1929) en milieu de lacs proglaciaires donne une valeur de l'ordre de 50 m pour ce secteur du lac Barlow. Ces mesures d'altitude jointes aux données d'autres chercheurs dans les régions avoisinantes, notamment celles de HUGHES (1955) pour le nord-est ontarien, contribuent, sinon à une meilleure compréhension des processus empêchant la sédimentation des varves dans cette zone, du moins à confirmer l'absence de varves dans cette zone et à lui reconnaître une amplitude spécifique.

Des réserves sont exprimées quant à l'utilisation du crustacé *Mysis Relicta* (DADSWELL, 1974) comme indicateur biologique marquant l'aire d'extension des lacs Barlow et Ojibway. VINCENT et HARDY (1977) ont repris les données de Dadswell et les ont intégrées à des mesures d'altitude de plages et de limites de délavage, afin de définir une série de phases lacustres pour l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway. Étant donné les caractéristiques d'ordre environnementales nécessaires à la survie de *Mysis*, son absence d'un lac actuel ne constitue pas une preuve qu'il est au-dessus de la limite lacustre maximale. La délimitation d'une aire d'extension lacustre reposant avant tout sur la distribution de *Mysis* risque de sous-estimer, et ceci d'une valeur inconnue, la limite lacustre maximale. Il est donc nécessaire de tenir compte du cadre paléoclimatique, comme on le verra plus loin.

TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA DÉGLACIATION

On trouve dans VINCENT (1971) et VINCENT et HARDY (1977) la liste des principaux travaux géologiques et géomorphologiques effectués dans la région qui nous concerne, jusqu'au milieu des années 1970. Si l'on fait abstraction des hypothèses de déglaciation des géologues de la fin du siècle dernier, on doit attendre PREST (1970) pour une présentation schématique des épisodes de déglaciation touchant la région. VINCENT et HARDY (1977) dans un travail de synthèse sur l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway ont proposé un mode de déglaciation et une série de phases lacustres différentes de celles présentées par Prest. Depuis, aucun travail relié de façon spécifique à la déglaciation n'a été fait, excepté le nôtre. Du côté ontarien, des cartes de formations superficielles des régions de New Liskeard et d'Englehart au NO du lac Témiscamingue (MORTON *et al.*, 1979; KING et MORTON, 1979) et de la région de Cobalt (PERTTUNEN, 1981) permettent de mieux définir le problème. La carte bathymétrique du lac Témiscamingue de KENNEY et BALINS (1975) confirme la présence de certains dépôts morainiques visibles de part et d'autre du lac, mais dont les portions médianes sont submergées.

La contribution de BARLOW (1899, 1907) à l'histoire de la déglaciation locale n'a pas été reconnue à sa juste valeur par les chercheurs qui l'ont suivi. Fondant son interprétation sur des mesures de stries indiquant un écoulement des glaces vers l'ESE, il proposait déjà un retrait tardif des glaces dans la partie nord du lac Témiscamingue (BARLOW, 1899, p. 26 et 135). De même, il reconnaissait un relèvement isostatique différentiel le long d'un axe NNE (p. 129) et identifiait des blocs de calcaire paléozoïque du lac Témiscamingue transportés sur une distance de «*Sixty miles*» (96 km) (p. 132) vers le SSO et déposés sur les roches précambriennes à l'ouest du lac Témiscamingue. Il attribuait ce transport à une avancée massive des glaces dans cette direction dans toute la région. Ses sondages du lac Témiscamin-

gue ont relevé la présence de hauts-fonds gravelleux qu'il a identifiés comme des dépôts morainiques barrant l'auge du lac (p. 165 à 175), lesquels ont été confirmés par les travaux de KENNEY et BALINS (1975) à l'aide d'instruments modernes. La justesse des observations et le souci de mesures précises de ces pionniers («*... several calm moonlight nights were spent in sounding Lake Temiskaming.*», p. 165) ne peuvent qu'inspirer le respect pour leurs travaux. En fait, les mesures et les observations de Barlow, de même que certaines de ses hypothèses sur la déglaciation du secteur, ont été pour la plupart confirmées et étoffées par les plus abondantes mesures et observations que nous avons effectuées.

RÉPARTITION DES PRINCIPAUX SÉDIMENTS DE SURFACE

La répartition des principaux sédiments de surface n'est connue que pour la partie septentrionale de la région. On n'a retenu ici que les sédiments glaciolacustres, les moraines principales et les grands complexes fluvioglaciaires pour présenter une carte simplifiée des sédiments superficiels (fig. 2).

LES SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES

On distingue deux faciès, un faciès d'eau profonde (50 m et plus de profondeur) constitué surtout de varves et un faciès sub-littoral et de plages (moins de 50 m de profondeur), fait principalement de sable, de sable silteux et de gravier fin bien trié. Des cordons littoraux de sable, de gravier et de blocs sont inclus dans le faciès sub-littoral.

Le faciès d'eau profonde occupe une partie importante de la région à l'ouest de la moraine d'Harricana (fig. 2). À l'est de celle-ci, il se limite aux abords de la rivière des Outaouais et à quelques endroits de faible superficie, dans la partie nord de la région. Il se subdivise en deux sous-faciès identifiables, surtout par les caractéristiques granulométriques et stratigraphiques des varves qui le composent: un sous-faciès de varves «argileuses» et un second de varves «silteuses». Les varves argileuses sont caractérisées par l'horizontalité et la régularité des couplets (fig. 3), par une couleur foncée et par une fraction argileuse (moins de 2 microns) élevée.

Le sous-faciès de varves silteuses se caractérise par la présence de nombreux plissements et de déformations dans les couplets (fig. 4), par une couleur pâle, et par une prédominance de la fraction silteuse sur la fraction argileuse. L'analyse granulométrique de 78 échantillons prélevés dans des varves distales du faciès d'eau profonde montre le passage graduel des varves argileuses aux varves silteuses selon un axe ouest-est (fig. 5). À cette variation texturale, s'ajoute une diminution progressive de la teneur en carbonate allant de l'ouest vers l'est. Il semble que les varves argileuses soient associées aux parties les plus profondes du bassin lacustre,

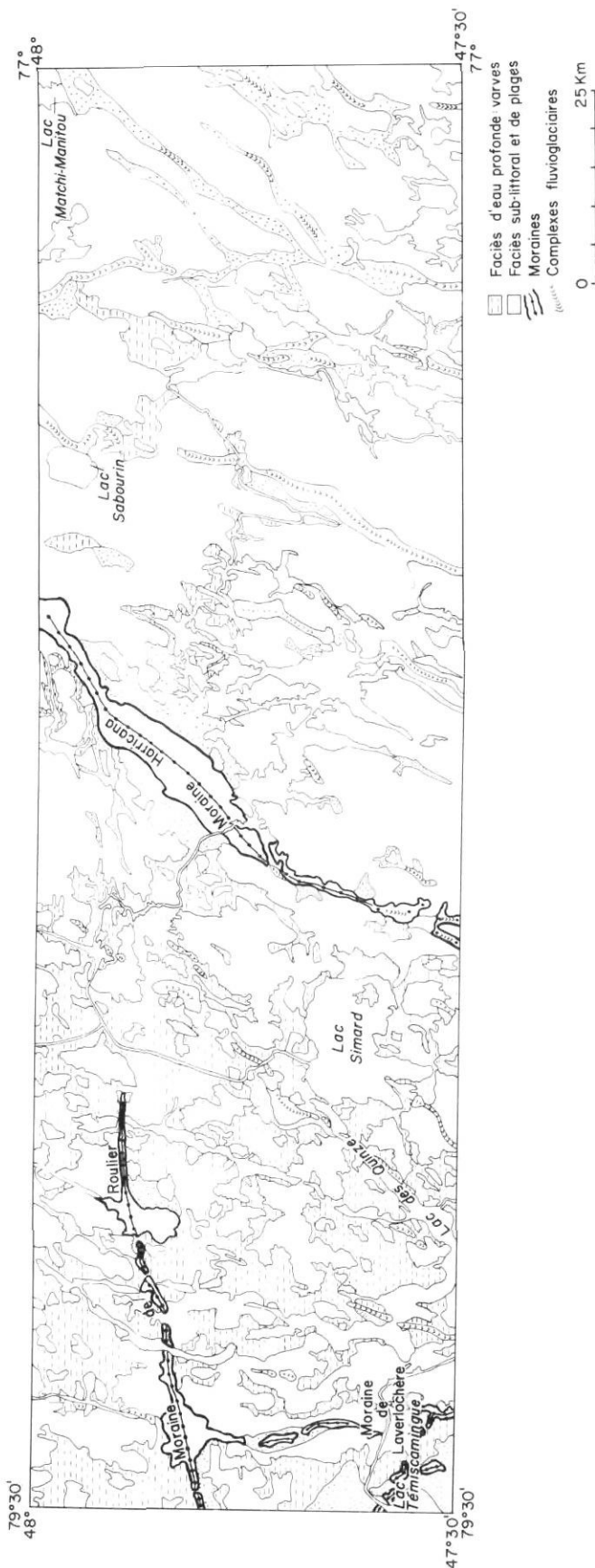


FIGURE 2. Répartition des principaux types de sédiments meubles du nord de la région. La portion en blanc consiste principalement de roche nue et d'une mince couche de till.

Map of the main unconsolidated sediments for the northern part of the area. The portion of the map without a symbol represents outcropping bedrock or a thin till veneer.



FIGURE 3. Coupes de varves «argileuses» au nord du lac Simard. CGC, photo n° 203506-B.

Section showing "clayey" varves north of Lake Simard. GSC photo No. 203506-B.

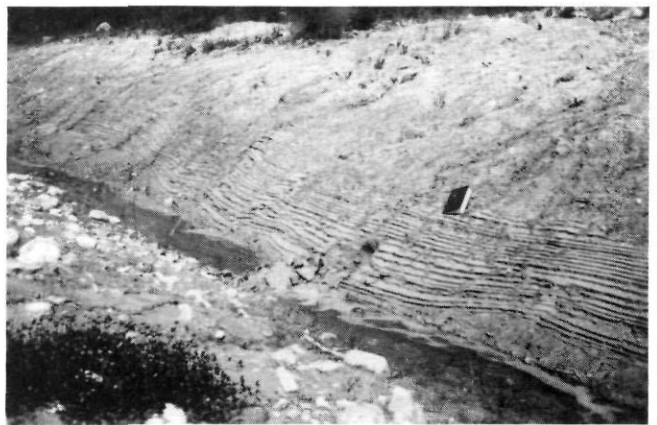


FIGURE 4. Coupes de varves silteuses dans la région du lac Sabourin. CGC, photo n° 203506-E.

Section showing silty varves in the Lake Sabourin area. GSC photo No. 203506-E.

comme dans le voisinage immédiat du lac Témiscamigue et à l'est et au nord-est de celui-ci, tandis que les varves silteuses occupent les parties moins profondes du bassin lacustre, mais d'une profondeur minimale de 50 m.

Le faciès sub-littoral et de plages se compose de blocs, gravier grossier, sable et gravier, mais surtout de sable de 1 à 10 m d'épaisseur, mis en place à moins de 50 m de profondeur. Ces sédiments sont omniprésents sur la surface ennoyée par les eaux glaciolacustres. Localement, ce sont les seuls sédiments d'origine la-

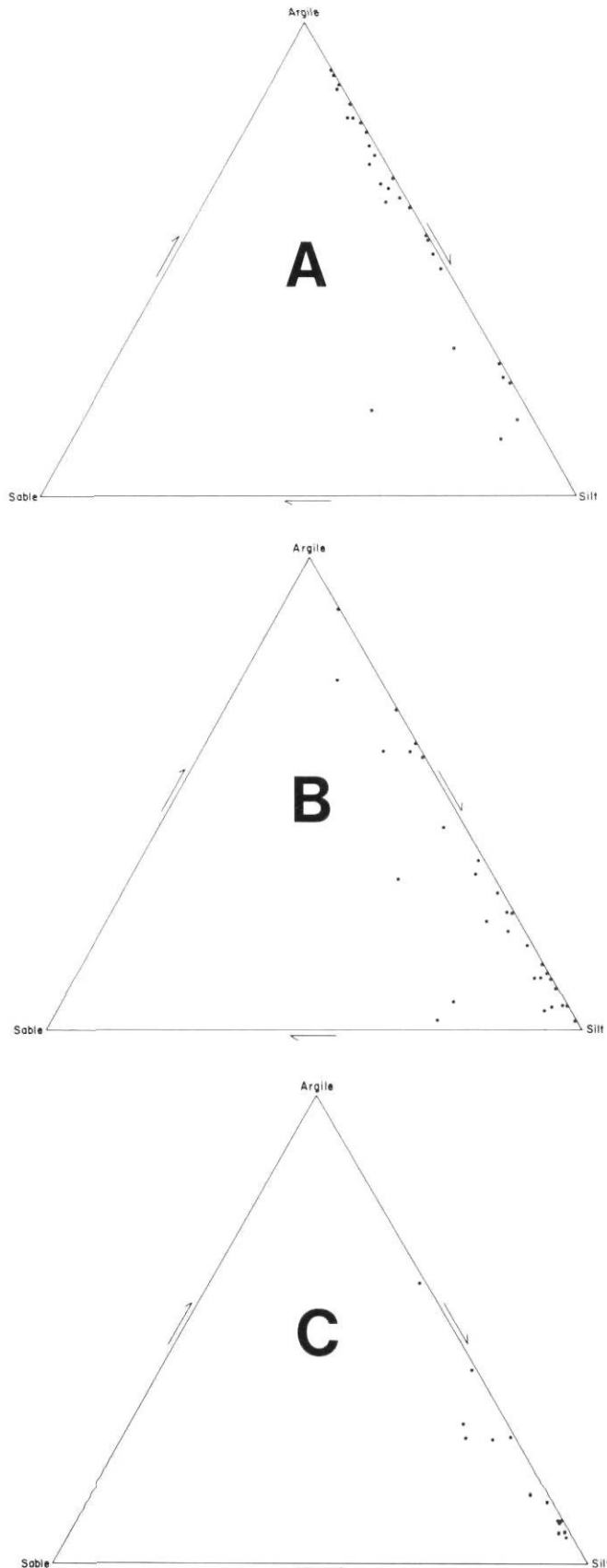


FIGURE 5. Variation granulométrique des varves du faciès d'eau profonde, selon un axe ouest-est, au nord de la région (78 échantillons). A, nord-est du lac Témiscamingue; B, région du lac Simard; C, région à l'est de la moraine d'Harricana.

Grain-size variations within varves of the deepwater faciès. Samples (78) are distributed along a west-east transect in the northern part of the area, A, north-east of Lake Témiscamingue, B, Lake Simard area; C, area east of the Harricana moraine.



custre reposant sur la roche en place, le till ou sur des sédiments fluvioglaciaires. Plus fréquemment, ils masquent le faciès d'eau profonde sur de grandes étendues. Leur représentation cartographique (fig. 2) ne donne pas une juste idée de leur répartition spatiale, puisque là où les sédiments n'atteignent pas 1 m d'épaisseur ils ne sont pas cartographiés. De grandes superficies sont ainsi recouvertes d'une couche de sable ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur. Les plus importantes concentrations de ce faciès, en étendue et en épaisseur, sont dans le voisinage immédiat d'importantes masses fluvioglaciaires, comme la moraine d'Harricana et se composent essentiellement de sable avec de faibles quantités de gravier. Ces sédiments constituent la source première des formes éoliennes les mieux développées de la région. Un champ de dunes d'environ 150 km² sur le versant est de la moraine d'Harricana au nord de Rapide-Sept (lat. 47°45') présente de magnifiques exemples d'activité éolienne (fig. 6).

Il n'est pas toujours possible de différencier sur le terrain par leurs seules structures sédimentaires et dans des coupes de dimensions restreintes les sédiments du faciès sub-littoral de certains dépôts de séquences deltaïques ou de plaines d'épandage. Un bon indice est leur position stratigraphique, c'est-à-dire lorsqu'ils re-



FIGURE 6. Dunes paraboliques sur le flanc est (lat. 45°45') de la moraine d'Harricana provenant de sables sub-littoraux stabilisées par des tourbières. Les crêtes bien drainées sont couvertes de pins gris (*Pinus banksiana*). CGC, photo n° 203506-C.

*Parabolic dunes on the east (Lat. 45°45') side of Harricana moraine derived from beach sand and immobilized by the growth of bogs. The well drained crests support a cover of jack pines (*Pinus banksiana*). GSC photo No. 203506-C.*

posent directement sur des varves, pouvant ainsi être associés à une phase de récession. Dans l'extrémité est de la région, là où les faibles profondeurs d'eau n'ont pas permis la sédimentation de varves, on doit déduire la présence de dépôts sub-littoraux à partir de critères morphologiques (souvent inadéquats), mais surtout de façon indirecte par la connaissance du niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres en un point donné. C'est pourquoi il est d'abord nécessaire de connaître avec précision ce niveau maximal. On reviendra sur ce problème.

LES MORAINES

Le terme moraine désigne ici toute forme de terrain que l'on peut associer à une halte du front glaciaire, ou encore résultant de l'action conjuguée de deux masses de glace distinctes ou en voie de séparation (moraine interlobaire). Les moraines de la région à l'étude sont principalement composées de sable et de gravier stratifiés et n'ont pas toujours de caractéristiques granulométriques propres pouvant les distinguer des eskers et autres dépôts de contact glaciaire. Les critères utilisés le plus fréquemment pour leur identification sont : (a) leur orientation, compte tenu de la direction de l'écoulement glaciaire local ; (b) leurs caractéristiques géomorphologiques qui, en certains cas, suggèrent la proximité du front glaciaire (formes arquées, pente abrupte du côté amont) ; (c) la présence de nombreuses failles et de déformations (visibles dans des excavations) associés à la proximité du glacier ; (d) une plus forte densité de blocs (1 m ou plus de diamètre) que dans les eskers avoisinants ; (e) dans de rares cas (moraine de Roulier) la présence de flow-till.

Toutes les moraines de la région ont été recouvertes par les eaux glaciolacustres. Les nombreuses lignes de rivage nettes et bien étagées sur leurs flancs en témoignent à plusieurs endroits.

La moraine d'Harricana (fig. 7) est la plus importante des moraines de la région, autant pour ses dimensions que pour sa signification toute particulière pour interpréter la déglaciation du sud-ouest québécois. Morphologiquement, elle s'apparente à un énorme esker jusqu'aux environs du réservoir Decelles (lat. 47°45'). HARDY (1976) l'a étudiée dans sa partie nord. ALLARD (1974) la considère comme le plus important des eskers abitibiens (l'esker de Matagami). TREMBLAY (1974, fig. 5) n'attribue pas de position interlobaire à l'esker de Matagami, mais démontre par la direction des marques d'écoulement glaciaire de part et d'autre de l'esker (SE à l'ouest et SO à l'est) qu'il occupe un axe vers lequel les marques d'écoulement glaciaire convergent. FLINT (1957 p. 315) présente déjà sur la carte glaciaire du Canada de J.T. Wilson (alors non publiée) la moraine d'Harricana comme une des grandes moraines d'Amérique du Nord. Jusqu'à maintenant, grâce à sa morphologie particulière et à ses grandes dimensions, elle était facilement identifiée sur photographies aériennes jus-

qu'au niveau du réservoir Decelles (47°45' lat. N.). Au sud de ce point, ses dimensions sont beaucoup plus réduites ; parfois, elle prend l'allure d'un esker de taille moyenne et ailleurs elle ressemble plutôt à une plaine d'épandage confinée latéralement. Il devient alors difficile de l'identifier à partir de critères géomorphologiques et, par endroits, il semble plus approprié de parler de « position interlobaire » plutôt que de moraine interlobaire. Cette position ne se reconnaît que sur le terrain et encore grâce à de minutieuses mesures de marques d'écoulement glaciaire, en particulier de stries. Dans le voisinage immédiat de la moraine ou du prolongement de son axe, on trouve de nombreuses stries entrecroisées avec des composantes SO (direction ancienne) et ESE (direction récente), à l'ouest de la moraine, et des composantes SO (direction ancienne) et OSO (direction récente), du côté est de la moraine. Il ne s'agit pas ici que de fines stries entrecroisées, mais à plusieurs endroits on dénote une force d'abrasion qui ne peut résulter que de l'action d'une masse de glace de dimensions importantes (fig. 8) qui effectue un changement de direction dû à l'appel au vide. TREMBLAY (1974) rapporte des stries entrecroisées dont les directions sont comparables aux nôtres, de part et d'autre de la moraine au nord du 48° de latitude.

Nous avons ainsi établi le tracé de la moraine d'Harricana, ou encore d'une position interlobaire vers le SO sur une distance de 125 km à partir du réservoir Decelles, jusqu'au lac Témiscamingue. Sa continuité géographique avec la moraine du lac McConnell de BOISSONNEAU (1968) suggère fortement que ces deux moraines font partie du même système et qu'il serait peut-être plus approprié, à la lumière de ces nouvelles données, de parler du complexe morainique McConnell-Harricana. La corrélation possible de ce complexe morainique avec les moraines du centre-nord ontarien, surtout celles de la série de Cartier (BOISSONNEAU 1968), est proposée à la figure 9.

Le terme moraine appliqué à la moraine d'Harricana n'est pas sans équivoque. Il est évident qu'elle ne s'est pas formée sur toute sa longueur en même temps, mais qu'elle résulte plutôt d'une ouverture dans les glaces, telle une fermeture éclair, s'ouvrant du sud vers le nord. En ce sens, son mode de mise en place est celui d'un esker. Par contre, elle sépare deux masses de glace présentant des écoulements glaciaires spécifiques (VEILLETTE, 1982) et pourrait même marquer la ligne de démarcation entre des glaciers d'origines différentes (DYKE et al., 1982).

La moraine de Roulier (fig. 7), désignée ainsi formellement par VINCENT et HARDY (1979), est elle aussi surtout composée de sédiments fluvioglaciaires, bien que localement on y trouve des noyaux de till et de sédiments mal triés. Elle est disposée de façon linéaire, selon un axe ENE-OSO, et comprend deux énormes deltas, l'un dans sa partie ouest et l'autre dans sa partie est, qui résultent du recouplement de deux complexes

fluvioglaciaires contenus dans des dépressions structurales orientées NE-SO. Des pentages mesurés dans des gravières indiquent un écoulement des eaux de fonte vers le SSE. La moraine de Roulier, de par son orientation et les marques d'écoulement glaciaire qui l'entourent, est reliée à un retrait des glaces vers le NO (glacier d'Hudson).

La moraine de Laverlochère (Laverlochère est un village situé en partie sur la moraine), qui ceinture la partie nord du lac Témiscamingue (fig. 7), suggère la présence d'un culot de glace distinct dans cette région. Un écoulement glaciaire local, radial au lac Témisca-

mingue, dirigé vers le NE, l'E et le SSE et qui recoupe un mouvement SO plus ancien, est responsable de la mise en place de la moraine de Laverlochère. Comme les deux moraines précédentes, elle est surtout composée de sable et gravier stratifiés, mais localement elle est presque entièrement constituée de till. Une abondance de failles et de déformations dans ses sédiments stratifiés et la présence de gros blocs la caractérise (fig. 10). MORTON *et al.* (1979), en se basant surtout sur la présence de ces déformations, l'a identifié comme un dépôt morainique et a donné le nom de moraine de Judge au court segment de la moraine de Laverlochère localisé du côté ontarien. Toutefois, il n'a pas fait le

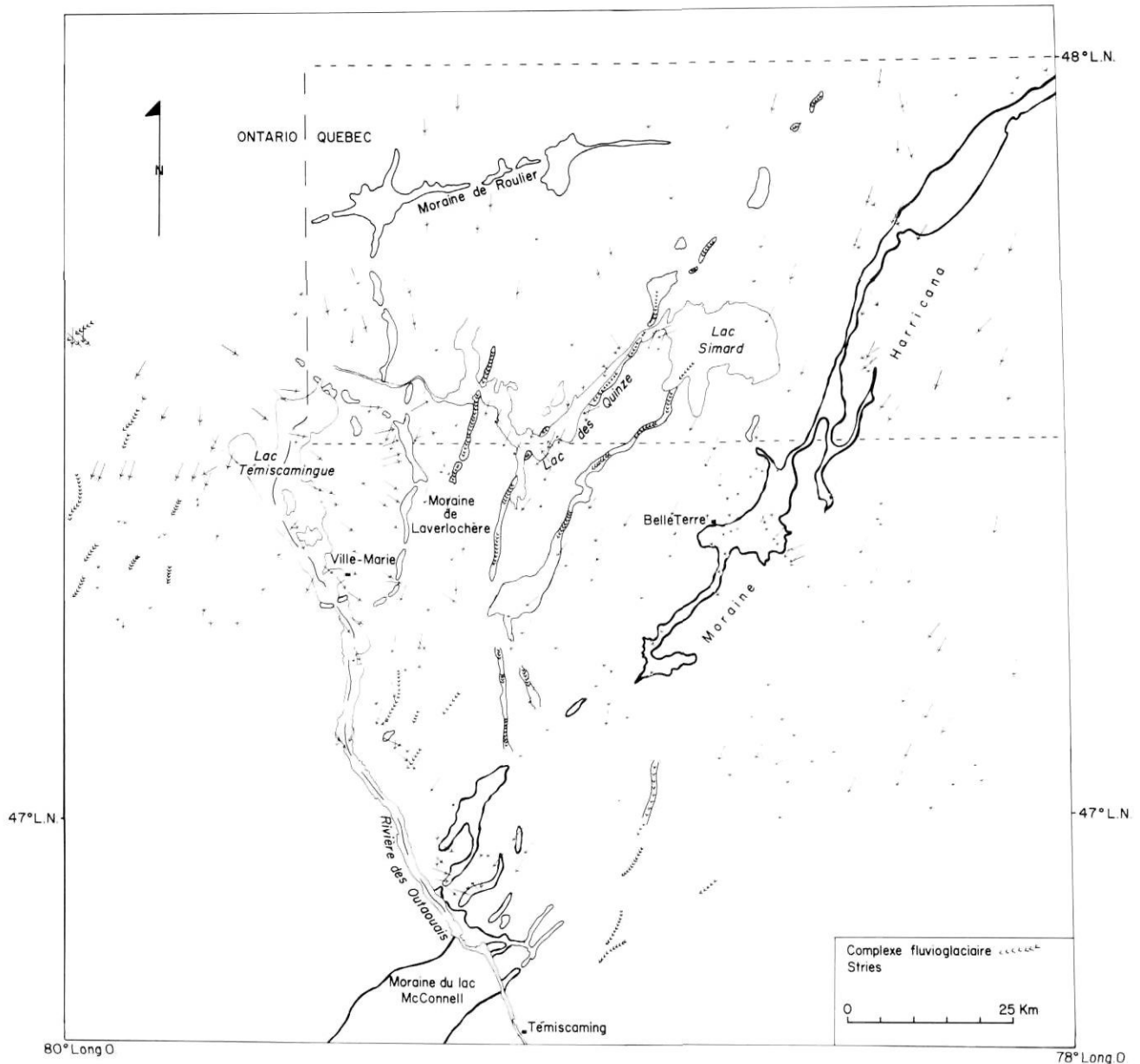


FIGURE 7. Carte de la région entre le lac Témiscamingue et la moraine d'Harricana montrant les importantes formes de terrain de contact glaciaire et les marques d'écoulement glaciaire.

Area between Lake Témiscamingue and the Harricana moraine showing the main ice contact landforms and ice movement indicators.

lien avec l'écoulement glaciaire qui lui est associé et n'a pas reconnu sa suite du côté québécois. Morton avait à l'époque (comm. pers. 1978) soulevé la possibilité de la présence d'un culot de glace tardif dans l'auge de lac Témiscamingue. VINCENT (1971) a identifié certaines parties de la moraine du côté québécois comme étant des dépôts fluvioglaciaires non différenciés et d'autres comme étant des segments d'eskers. L'origine morainique de ces dépôts a pu être confirmée au cours du pré-

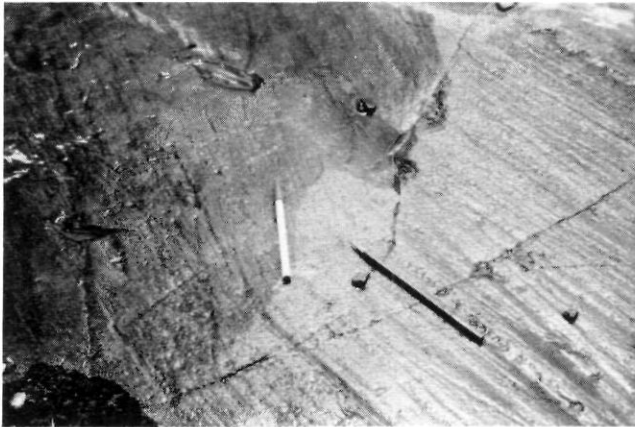


FIGURE 8. Affleurement de quartzite montrant deux surfaces polies et striées indiquant un changement de direction du glacier à l'est du lac Témiscamingue. CGC photo n° 203506-F.

Quartzite outcrop with two striated surfaces indicative of a shift in ice flow directions east of Lake Témiscamingue. GSC photo No. 203506-F.

sent travail grâce à de nombreuses mesures de stries de part et d'autre de la moraine. À plusieurs endroits, des coupes dans des gravières montrent que la moraine a été entièrement recouverte de varves. L'examen stéréoscopique des photographies aériennes indique qu'elle est localement masquée par des sédiments glaciolacustres.

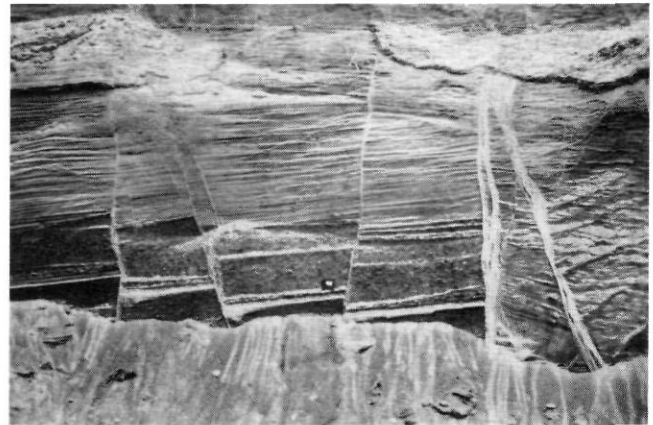


FIGURE 10. Failles dans des sédiments stratifiés de la moraine de Laverlochère. Les failles sont tronquées par des couches horizontales de sable et de blocs non déformées, mises en place lors de la récession lacustre. CGC photo n° 203506-D.

Faults in stratified sediments of the Laverlochère moraine. Horizontal undeformed beds of stratified sand and cobbles deposited during lacustrine recession truncate the faults near the top of the section. GSC photo No. 203506-D.

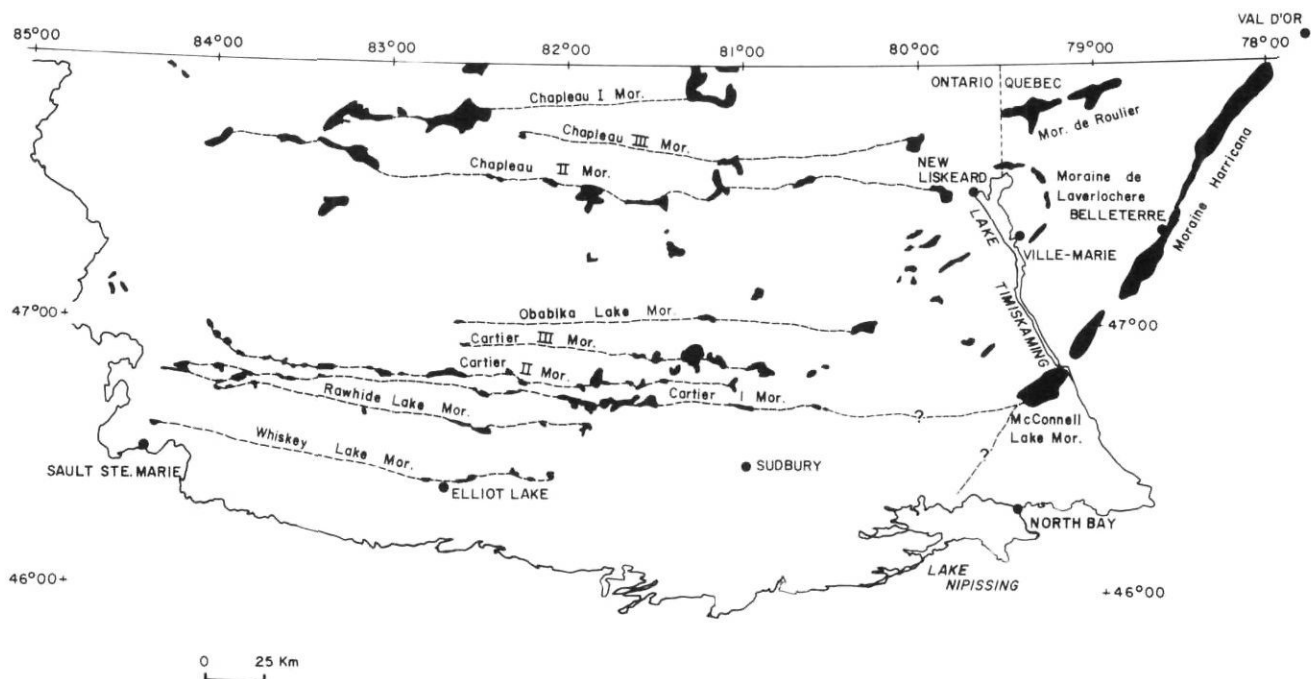


FIGURE 9. Moraines du centre-nord ontarien et leurs liens possibles avec les moraines du côté québécois. Les données du côté ontarien sont de BOISSONNEAU (1968).

Moraines of the northern centre of Ontario and possible links with moraines on the Québec side. Data from Ontario are from BOISSONNEAU (1968).

LES PRINCIPAUX COMPLEXES FLUVIOGLACIAIRES

Les principaux complexes fluvio-glaciaires sont représentés par les grands eskers de la partie est de la région (fig. 2) et ceux entre la moraine d'Harricana et le lac Témiscamingue dans la partie ouest (fig. 7). À plusieurs endroits, leur position est conforme à celles des grandes dépressions structurales. Un peu partout leurs surfaces ont été modifiées par les eaux glaciolacustres, surtout à l'ouest de la moraine d'Harricana. L'orientation des eskers entre la moraine d'Harricana et le lac Témiscamingue indique le redressement graduel d'un écoulement SO initial des eaux de fonte à un dernier écoulement vers le S. Ceci permet de supposer que la déglaciation s'est amorcée dans l'axe de la moraine d'Harricana. Ce mode de déglaciation a conduit ultimement à l'édification d'une marge glaciaire correspondant à la moraine de Roulier, individualisant ainsi le glacier d'Hudson. C'est d'ailleurs précisément dans cette région, entre le lac Témiscamingue et la moraine d'Harricana, que le glacier s'est scindé puis individualisé en deux entités: les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec. On note aussi (fig. 7) qu'à l'instar de la moraine d'Harricana, d'importants eskers, comme celui qui longe la rive est du lac des Quinze, ont créé des ouvertures de dimensions assez considérables dans le glacier; les stries convergentes de part et d'autre de l'esker en sont la preuve.

LES GRANDES ZONES GÉOMORPHOLOGIQUES

Il existe un rapport entre le type de sédiments glaciolacustres et la profondeur de l'eau où ils se sont mis en place. SAURAMO (1929) a identifié trois grandes zones géomorphologiques en milieu de lacs proglaciaires: les zones supra-aquatique et intermédiaire et la plaine argileuse. Lorsque l'on peut identifier ces zones sur les photographies aériennes, la cartographie des formations superficielles en est grandement simplifiée. Cette approche, utilisée par plusieurs chercheurs dont HUGHES (1955), VINCENT (1971) et MORTON *et al.* (1979) dans le voisinage immédiat de notre région, fut utilisée avec profit dans le présent travail.

La zone supra-aquatique comprend la partie du territoire située au-dessus du niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres. Dans la région, la répartition des sédiments meubles constitués principalement de sédiments fluvio-glaciaires et de till est relativement simple. Les formes de terrain fluvio-glaciaires, comme les eskers, ont, la plupart du temps, des sommets minces et des flancs à pente raide. Le till est plus épais que dans la zone intermédiaire, là où il a subi le délavage des eaux lacustres.

La zone intermédiaire se situe entre le niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres et le niveau maximal de la plaine argileuse. Ses principales caractéristiques sont le remaniement des formations meubles par l'action des vagues et l'absence de varves. L'absen-

ce de varves dans cette zone a été confirmée par plusieurs chercheurs depuis SAURAMO (1929), sans qu'on puisse pour autant l'expliquer de façon satisfaisante. HUGHES (1955) a cartographié les sédiments superficiels des régions de Smooth Rock, Iroquois Falls et Kirkland Lake du nord-est ontarien et a rapporté des valeurs variant de 46 à 53 m pour l'écart entre le niveau maximal glaciolacustre et le niveau maximal de la plaine argileuse. MORTON *et al.* (1979), à partir de mesures moins nombreuses que celles de Hughes, rapportent des valeurs de l'ordre de 30 à 40 m pour cet écart.

Afin de vérifier de façon plus poussée l'amplitude verticale de la zone intermédiaire, nous avons fait l'étude de vingt collines rocheuses avec une couverture de till. Elles étaient d'anciennes îles au moment de la déglaciation et montrent des limites de délavage nettes et distinctes sous forme de couronnes ou d'arcs de roche nue, faisant ainsi ressortir la ligne de démarcation entre la zone supra-aquatique et la zone intermédiaire. Toutes sont localisées à moins de 2 km de la plaine argileuse. Sur le pourtour de chacune de ces couronnes, nous avons obtenu de 5 à 10 points d'altitude, mesurés soit au moyen d'altimètres par nous-même, ou par photogrammétrie par la Direction des levés et de la cartographie, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources à Ottawa. De même, nous avons obtenu un nombre comparable de mesures d'altitude sur la plaine argileuse dans le voisinage de chacune des collines. Pour chaque ensemble de mesures, la médiane fut retenue afin de minimiser les erreurs d'instrumentation et de normaliser les variations d'altitude. Différents facteurs peuvent expliquer les variations d'altitude de la ligne de démarcation entre les zones supra-aquatique et intermédiaire: (1) glissements locaux du till qui mettent la roche à nue au-dessus du niveau glaciolacustre maximal, (2) conditions paléogéographiques particulières là où, par exemple, le flanc nord d'une colline aurait été baigné par de vastes étendues lacustres et battu par de fortes vagues de tempête (niveau glaciolacustre maximal plus élevé), tandis que son flanc sud plus protégé n'aurait pas subi l'assaut de fortes vagues (niveau glaciolacustre maximal moins élevé). Les quelque 400 points d'altitude obtenus à ces vingt sites permettent de préciser l'ampleur de la zone intermédiaire (fig. 11). Avec une zone d'une amplitude médiane de 53 m pour les vingt collines, variant entre 39 et 70 m, nos valeurs s'apparentent à celles de HUGHES (46 à 53) et suggèrent une amplitude de l'ordre de 50 m pour la zone intermédiaire du lac Barlow-Ojibway dans cette région.

La troisième zone, la plaine argileuse, est la plus basse en altitude. Les varves et les sédiments lacustres fins comblent les points bas et masquent les irrégularités du substratum sur de grandes étendues. Le socle rocheux affleure par endroits et brise la monotonie de la plaine. Localement, les eskers et les moraines sont totalement ou partiellement enfouis sous la couverture argileuse. Cette zone est facilement identifiable sur photographies

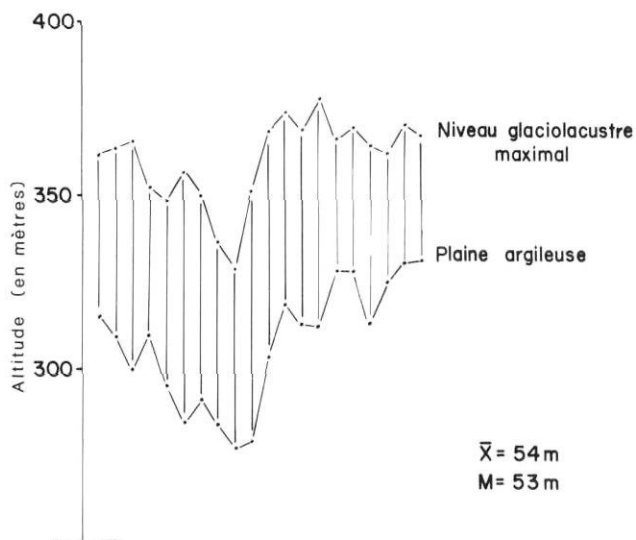


FIGURE 11. Diagramme illustrant l'écart altitudinal moyen et médian entre le niveau glaciolacustre maximal et la plaine argileuse (zone intermédiaire), à partir de mesures faites dans vingt sites.

Diagram showing the mean and median difference in elevation between the maximum glaciolacustrine and clay plain levels (intermediate zone) for twenty sites.

aériennes, et mesurer son altitude maximale ne présente généralement pas de problèmes sur le terrain.

L'AIRE D'EXTENSION DU LAC BARLOW ET DU LAC OJIBWAY DANS SA PARTIE SUD

Une zone inondée par les eaux glaciolacustres a été reconnue, mais la sédimentation de varves n'a pu se faire; il s'ensuit que la cartographie des seuls sédiments varvés pour préciser l'aire d'extension lacustre ne peut que représenter une étendue minimale du territoire ennoyée. Le seul outil géologique disponible pour établir les niveaux glaciolacustres maximaux reste donc l'identification et la corrélation entre les lignes de rivage. Malheureusement, ces lignes de rivages sont trop souvent absentes, faiblement développées ou trop fragmentaires, rendant ainsi impossible des corrélations systématiques. On doit donc s'en tenir au seul critère géomorphologique valable, c'est-à-dire la limite supérieure de délavage, qui se reconnaît généralement sur photographies aériennes (fig. 12).

En joignant les limites de délavage de même altitude, on en arrive à retracer le plan d'eau maximal au moment de la déglaciation. Les isolignes permettent non seulement de retracer l'aire d'extension du lac, mais elles renseignent aussi sur de nombreux autres aspects, entre autres, l'orientation de l'axe de gauchissement et le mode de déglaciation. On y reviendra. En se basant sur des isobases dérivées de plages et de limites de délavage, VINCENT et HARDY (1977) ont proposé la présence d'une zone de dépression isostatique dominante au NE de la région concernée. Il est intéressant de rap-



FIGURE 12. Photographie aérienne montrant une limite de délavage où huit mesures d'altitude ont été prises sur son pourtour: 1(380 m), 2(377 m), 3(371 m), 4(373 m), 5(380 m), 6(380 m), 7(389 m), 8(366 m) médiane 377 m. Photographie Q 67227-29, 1/40 000.

Aerial photograph showing a washing limit with eight elevation spots on its periphery: 1(380 m), 2(377 m), 3(371 m), 4(373 m), 5(380 m), 6(380 m), 7(389 m), 8(366 m), median 377 m. Photograph Q 67227-29, 1/40 000.

peler que BARLOW (1899, p. 129) avait déjà observé un relèvement isostatique différentiel le long d'un axe NNE, pour la région du lac Témiscamingue.

Par contre, on doit reconnaître les nombreuses contraintes inhérentes à la méthode. Notons entre autres, (1) l'identification même d'une limite de délavage; (2)

les risques d'erreur à établir des corrélations d'altitudes entre des points éloignés les uns des autres, alors que l'on ne connaît pas ou mal les irrégularités de la marge glaciaire; (3) le relèvement isostatique s'effectuant sous le glacier (*restrained rebound*, ANDREWS, 1970) protégeant ainsi une forme de terrain de l'action des eaux glaciolacustres, alors qu'un site voisin sera exposé à l'action des vagues. Cette dernière contrainte peut être très importante si l'on considère les taux de relèvement exceptionnellement élevées (plus de 30 m/100 ans) obtenus par DYKE (1979, p. 392) sur l'île Somerset dans l'archipel Arctique, pour la période suivant immédiatement la déglaciation, et par BLAKE (1975) dans la partie sud de l'île d'Ellesmere (7 m/100 ans). On doit aussi tenir compte des relèvements possibles (non mesurables) du plan d'eau dus à la fermeture subite d'exutoire(s).

À cause de ces contraintes, le tracé d'isobases ne devrait être fait qu'à partir d'un grand nombre d'altitudes de plages ou de limites de délavage maximales; une bonne connaissance de la configuration de la marge glaciaire en retrait est aussi nécessaire. Une limite de délavage ponctuelle n'est théoriquement représentative que pour son voisinage immédiat. C'est donc à partir d'une grande quantité de mesures que les isobases de la région (fig. 13) ont été obtenues, menant ainsi aux interprétations suivantes :

(a) L'inflexion vers le sud des isobases immédiatement à l'ouest de la moraine d'Harricana témoigne d'une déglaciation hâtive de ce secteur, accompagnée d'une pénétration des eaux glaciolacustres, puisque la moraine a été submergée. Cette inflexion, comme on le verra plus loin, est aussi compatible avec les âges radio-carbones obtenus.

(b) L'inflexion des isobases vers le nord-ouest, dans l'axe de la moraine indiquée, par rapport à l'ouest de la région, un retrait plus tardif des glaces du côté est. Une preuve additionnelle de cette séquence de déglaciation se trouve dans la répartition des varves (faciès d'eau profonde) de part et d'autre de la moraine (fig. 2). Comme les deux côtés de la moraine ont été recouverts par les eaux glaciolacustres (à l'exception de quelques sites) et qu'immédiatement à l'est de celle-ci les varves disparaissent brusquement, alors qu'elles sont présentes à des altitudes comparables à l'ouest, on doit invoquer une profondeur d'eau insuffisante pour la sédimentation de varves résultant d'un retrait des glaces plus tardif à l'est.

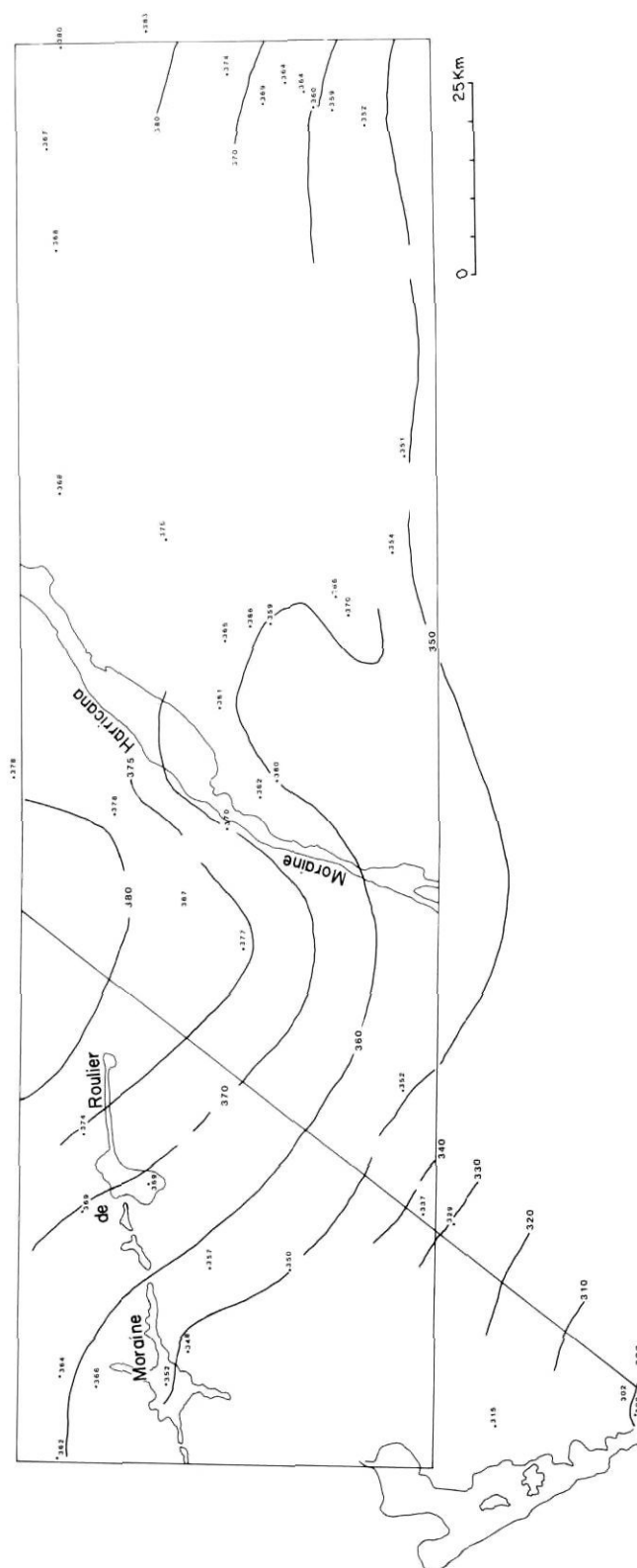


FIGURE 13. Isobases montrant l'altitude maximale (en mètres) du plan d'eau de la partie nord de la région. Certaines sont perpendiculaires à un axe N 37°E, à partir du lac Témiscamingue; le relèvement différentiel est de 0,9 m/km le long de cet axe.

Map showing isobases associated with the maximum elevation (metres) reached by the glaciolacustre level for the northern part of the area. A differential uplift value of 0.9 m/km is obtained along a N 37°E tilt axis.

À l'ouest de la moraine, on obtient un gradient de gauchissement de 0,9 m/km le long d'un axe N37°E, partant du lac Témiscamingue. À l'est, les niveaux lacustres maximaux ne sont pas aussi nombreux et ne permettent pas de tracer des isobases valables. VINCENT et HARDY (1977) rapportent des valeurs de relèvement variant entre 0,5 et 1,2 m/km selon un axe moyen N20°E, pour l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway.

En utilisant une amplitude moyenne de 50 m pour la zone intermédiaire et en adoptant un relèvement isostatique de l'ordre de 1 m/km le long d'un axe NNE, on peut, en se fondant sur la présence de varves là où les limites de délavage manquent, extrapoler la superficie de la zone ennoyée par les eaux glaciolacustres (fig. 14). En comparant les figures 2 et 14, on constate que la zone intermédiaire couvre une superficie qui est à peu près le double de celle de la plaine argileuse. À l'est de la moraine d'Harricana, les sédiments de la zone intermédiaire dominant et les varves ne se retrouvent que localement, au nord de la région.

LES INDICATEURS BIOLOGIQUES

DADSWELL (1974) a utilisé la distribution géographique d'un groupe de petits organismes, notamment du «*deepwater community*» comprenant cinq crustacés et poissons, dont le crustacé *Mysis relicta*, dans les lacs et cours d'eau actuels, comme indicateurs biologiques de l'aire d'extension de lacs proglaciaires. D'autres chercheurs (voir DADSWELL, 1974) avaient déjà démontré, autant en Amérique du Nord qu'en Scandinavie, que ces organismes suivaient l'avancée des grands lacs proglaciaires et qu'ils sont aujourd'hui présents dans certains bassins lacustres jadis ennoyés par les eaux glaciolacustres.

Le crustacé *Mysis relicta*, grâce à sa plus grande tolérance aux conditions difficiles que les autres membres du «*deep water community*», est un indicateur recherché. La présence de ces organismes est surtout fonction de la profondeur et de la température de l'eau, bien que d'autres facteurs affectent aussi leur survie. La profondeur où on les trouve décroît vers les plus hautes latitudes. Ainsi *Mysis* a été retrouvé dans des lacs aussi peu profonds que 5 m dans la région de Chibougamau (50° lat. N) et sur l'île Victoria (70° lat. N), alors que dans les régions situées plus au sud *Mysis* exige de plus grandes profondeurs (DADSWELL, 1974, fig. 7). Dans la région à l'étude (47° lat. N), Dadswell (comm. pers. 1981) croit qu'une profondeur d'au moins 15 à 20 m est nécessaire pour la survie de *Mysis*. La température de l'eau, importante pour la survie de ces espèces, dépend donc aussi de la latitude.

FIGURE 14. Carte de la partie nord de la région à l'étude montrant la zone ennoyée par les eaux glaciolacustres.

Map showing the area covered by the glaciolacustrine transgression for the northern part of the study area.



Étant donné ces contraintes, il apparaît logique de stipuler que les températures plus élevées et le climat plus sec de l'intervalle hypsithermique, en élevant la température de l'eau et en abaissant la nappe phréatique et le niveau des lacs « reliques » situés à l'intérieur de l'aire d'extension des lacs Barlow et Ojibway, aient contribué à éliminer *Mysis* de certains bassins lacustres. Les diagrammes polliniques de la région, celui du lac Louis au Témiscamingue, à l'ouest de la région (VINCENT, 1973), et celui du lac Neume à l'est de la région (Richard, inédit, 1981) indiquent de tels réchauffements climatiques au postglaciaire. Il est donc fort probable que les lacs ayant maintenant une profondeur adéquate pour la survie de *Mysis*, par suite du retour à un climat plus humide, ne contiennent plus ce crustacé.

Il n'existe pas de données pouvant permettre de reconnaître avec certitude un abaissement général des eaux souterraines et de celles des lacs et cours d'eau de l'ensemble de la région. Un exemple local pourrait toutefois relever de ce phénomène.

Un immense champ de dunes et de sables éoliens situé sur le flanc est de la moraine d'Harricana, au nord du réservoir Decelles, et maintenant partiellement masqué par des tourbières, témoigne des fluctuations du niveau phréatique dans ce secteur. Dans un étang (kettle) situé sur la moraine d'Harricana, au voisinage du champ de dunes, une tourbe telmatique (identification par P. Richard et A. Larouche, du laboratoire de Palynologie de l'université de Montréal) repose directement sur le substratum fluvioglaciaire. L'accumulation organique fait 5,55 m sous 1,70 m d'eau pour une hauteur totale de 7,25 m. Comme la tourbe n'a pu se développer que sous quelques centimètres d'eau (50 cm max), le plan d'eau a été à un moment donné 7,25 m plus bas que celui d'aujourd'hui, et ce n'est encore là qu'une estimation minimale. Une datation radiocarbone (GSC-3339) à la base donne un âge 7050 ± 90 BP pour la remontée du niveau phréatique. VINCENT (1973) a obtenu un âge de 7280 ± 250 BP (GSC-1489) au lac Louis à la base d'une zone pollinique qui pourrait indiquer le début de l'intervalle hypsithermique.

Il est probable qu'il ne s'agisse ici que d'un phénomène hydrologique local, étant donné la perméabilité et la porosité du substratum fluvioglaciaire. Il s'agit tout de même d'une preuve évidente d'un niveau phréatique beaucoup plus bas que celui d'aujourd'hui aux environs de 7100 BP à cet endroit. Si de tels abaissements du niveau phréatique (ou encore de plus grande amplitude) ont existé à l'intervalle hypsithermique ou à tout autre époque du passé, il est plausible de concevoir que *Mysis* ait été éliminé de plusieurs bassins lacustres.

L'utilisation de *Mysis* est d'autant plus complexe que l'organisme ne se retrouve pas à l'état fossile (TRACY et VALLENTYNE, 1969) et, de ce fait, a peu de valeur comme indicateur paléolimnologique. On ne doit donc pas conclure que l'absence de *Mysis* à un endroit donné signifie automatiquement absence de transgression gla-

ciolacustre. Bien que la présence de *Mysis* soit utile pour appuyer les données géologiques, le nombre de mesures altimétriques sur les limites de délavage, obtenues dans le cadre du présent travail, précisent beaucoup mieux l'aire d'extension glaciolacustre que les indicateurs biologiques.

LA DÉGLACIATION À L'OUEST DE LA MORAINÉ D'HARRICANA

Nous proposons une séquence de déglaciation (fig. 15) en nous fondant sur un ensemble de données comprenant : (1) quelques centaines de mesures de stries et d'autres marques d'écoulement glaciaire, (2) les principales moraines et les grands complexe fluvioglaciaires, et (3) 11 âges radiocarbone.

1. L'ouverture initiale du glacier s'est faite du sud-ouest vers le nord-est, en travers du lac Témiscamingue et dans l'axe de la moraine d'Harricana. Les eaux glaciolacustres ont pénétré dans cette ouverture à la façon d'une baie de vêlage. Il est probable que l'ouverture se soit faite là où la glace était le plus mince. Les stries convergentes, nombreuses dans l'axe de la moraine d'Harricana, et les âges radiocarbone les plus anciens obtenus dans cette ouverture appuient cette interprétation.

2. L'ouverture, à la façon d'une fermeture éclair, s'est prolongée vers le NE avec individualisation progressive de deux masses de glace que nous croyons être les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec. Le retrait du glacier d'Hudson, à l'ouest de la moraine, a probablement été plus complexe que le glacier du Nouveau-Québec, à l'est de la moraine. Le plus grand morcellement du glacier à l'ouest de la moraine résulte probablement de la présence d'eaux glaciolacustres plus profondes qu'à l'est. Les stries convergentes présentes dans l'axe des gros eskers, comme celui du lac des Quinze, suggèrent un mécanisme de recul des glaces semblable à celui de la moraine d'Harricana, c'est-à-dire prédominance des baies de vêlage dans les axes d'eskers.

3. Il y eut ensuite occupation du grabben du nord du lac Témiscamingue par un culot de glace résiduelle distinct ou par une langue du glacier d'Hudson qui se retirait vers le NO. La moraine de Laverlochère et certains autres dépôts morainiques, comme ceux du Vieux-Fort, à 4 km au sud de Ville-Marie, et ceux de Notre-Dame-du-Nord, à l'extrémité nord du lac, de même que nos mesures de stries et celles de BARLOW (1899 p. 26 et 135) témoignent de ce retrait tardif.

4. Enfin, une halte du glacier d'Hudson a formé la moraine de Roulier, pendant que l'ouverture de la moraine d'Harricana se prolongeait vers le nord-est.

Cette séquence de la déglaciation diffère de celle proposée par PREST (1970) et VINCENT et HARDY (1977) qui, eux, supposent d'abord l'ouverture de l'auge du lac Témiscamingue à la pénétration des eaux glaciolac-

tres. VINCENT et HARDY (1977, fig. 3c, d, e, et f, p. 365), dans une reconstitution schématique des phases lacustres du lac Barlow-Ojibway, proposent, dans un premier temps, la formation d'une marge glaciaire plus ou moins parallèle au lac Témiscamingue et à la rivière des Outaouais, mais qui ceinturerait la partie nord du lac tout en pointant vers le NE. Dans un deuxième temps, la pointe NE se déplaçait vers l'est jusqu'à la moraine d'Harricana, individualisant ainsi les glaciers d'Hudson (associé à la moraine de Roulier) et du Nouveau-Québec, situés de part et d'autre de la moraine d'Harricana. Si les glaces s'étaient retirées de cette façon, l'écoulement se serait fait de l'est vers l'ouest, dans la région à l'est du lac Témiscamingue. Or les marques d'écoulement glaciaires (fig. 7 et 15) indiquent, au contraire, un écou-

lement vers l'est provenant de l'emplacement même du lac Témiscamingue.

VEILLETTE (1983) présente des données récentes sur la chronologie relative des différents écoulements glaciaires de la région du lac Témiscamingue, tant du côté québécois que du côté ontarien. Ces données complètent celles qui sont présentées ici et le lecteur intéressé y trouvera une synthèse plus régionale. Du côté québécois, nous relevons les observations suivantes.

D'abord une avancée des glaces wisconsiniennes vers le SO (190°-210°) pour l'ensemble de la région (fig. 15). C'est «l'ancien» ou le premier mouvement glaciaire, celui qui a laissé partout d'abondantes traces sous forme de roches moutonnées et profilées de toutes

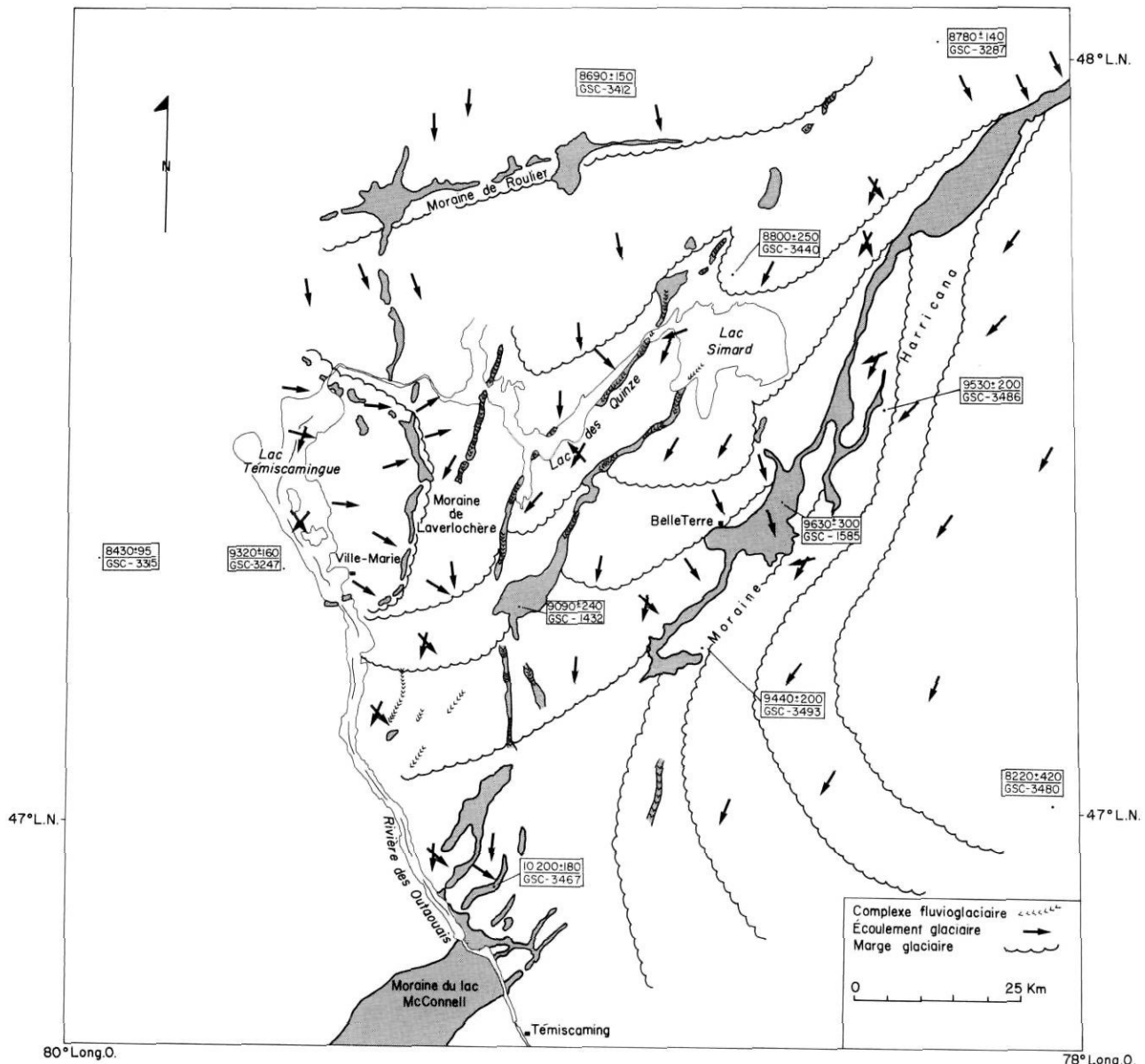


FIGURE 15. Séquence de déglaciation proposée pour la région entre le lac Témiscamingue et la moraine d'Harricana et répartition des âges radiocarbones.

Déglaciation phases proposed for the area between lake Témiscamingue and the Harricana moraine and distribution of radiocarbon dates.

tailles et de nombreuses stries. Même la fosse tectonique du lac Témiscamingue, avec sa rive ouest qui présente par endroits une muraille escarpée de plus de 100 m de hauteur au-dessus du niveau du lac actuel, ne semble pas avoir été un obstacle important pour cet écoulement. On retrouve de part et d'autre du lac les mêmes directions d'écoulement. L'abrasion glaciaire résultant de ce mouvement et l'uniformité de la direction témoignent d'un glacier de fortes dimensions.

Ensuite, de nombreux mouvements secondaires, que nous associons au retrait du glacier, sont visibles un peu partout dans la région à l'ouest de la moraine d'Harricana. Des stries convergentes dirigées vers le SE à l'ouest, et vers le SO à l'est de la moraine impliquent une ouverture des glaces selon l'axe même de la moraine. La région de Belleterre et celle qui se situe juste au sud du 48° de latitude N, au voisinage immédiat de la moraine, montrent des concentrations de stries très distinctes avec de fortes composantes ESE (fig. 7), du côté nord de la moraine. Enfin, à partir de quelques kilomètres au nord du village de Témiscaming, la rive est du lac Témiscamingue montre partout un écoulement secondaire vers l'ESE (90°-170°) recoupant le premier écoulement vers 190°-210°. VEILLETTE (1983) présente un modèle de déglaciation où l'auge du lac Témiscamingue sert de point d'attache à un culot de glace représentant une langue du glacier principal se retirant vers le NO, laquelle s'est possiblement détachée du glacier pour devenir le dernier vestige glaciaire autonome à disparaître de la région. Ce culot de glace a formé la moraine de Laverlochère, de même que les segments morainiques de Notre-Dame-du-Nord et de Judge, concentriques à l'extrémité nord du lac Témiscamingue. Il est donc à peu près certain que la région à l'est de la moraine de Laverlochère était libre de glace lors de la mise en place de la moraine. Tout indique que la déglaciation dans le triangle formé par la moraine du lac McConnell, Belleterre et la partie nord du lac Témiscamingue a été complexe, avec un morcellement des glaces qui a débuté le long des principaux systèmes fluvioglaciaires. Les âges radiocarbone suggèrent aussi une déglaciation initiale dans ce secteur.

LES PREUVES CHRONOLOGIQUES

Un projet, en coopération avec P. Richard du laboratoire de Palynologie du Département de géographie de l'université de Montréal, en cours depuis le début de 1981, vise (1) à reconstituer le cadre paléocéologique et à établir des séquences palynostratigraphiques pour la période contemporaine de la déglaciation et (2) à obtenir un nombre suffisant d'âges radiocarbone pour interpréter avec plus de justesse la déglaciation du territoire. Jusqu'à maintenant 25 sites ont été échantillonnés. Ces sites sont de petits étangs choisis, pour la plupart, à une altitude légèrement supérieure au niveau glaciolacustre maximal atteint dans les environs. Ils sont répartis dans l'ensemble du territoire délimité par la carte

de la figure 2. À chacun des sites, une carotte d'un mètre à la base des sédiments organiques (gyttja) a été prélevée. L'analyse palynologique de ces carottes est à ce jour incomplète, mais la plupart des âges radiocarbone sont disponibles. Il n'est donc pas possible, à ce stade, d'atteindre les objectifs décrits plus haut pour l'ensemble du territoire à l'étude. Nous avons donc choisi de limiter notre discussion aux âges radiocarbone de la partie ouest de la région (fig. 15).

Les âges et les altitudes des plans d'eau de chacun des sites échantillonnés de même que celles des plans d'eau glaciolacustres aux environs des sites apparaissent au tableau I. La répartition des âges radiocarbone (fig. 15) indique nettement un premier couloir de déglaciation partant de la moraine du lac McConnell et s'ouvrant vers le NE. La moraine d'Harricana occupe le centre de ce couloir. À l'est et à l'ouest, les âges radiocarbone indiquent une déglaciation plus tardive.

Ces âges n'ont de valeur que lorsqu'on les considère dans leur ensemble. Les problèmes inhérents à l'obtention d'âges radiocarbone précis des premiers sédiments organiques à s'accumuler suivant la déglaciation d'une région sont nombreux et ont été abondamment décrits par LOWE et WALKER (1980), SUTHERLAND (1980), et BJÖRCK et HÅKANSON (1982). Il est probable que certains des âges obtenus ici diffèrent des âges réels. À défaut de pouvoir éliminer toutes les variables pouvant affecter les datations et sans bénéficier pour l'instant de l'appui des données palynologiques, il ne reste qu'à miser sur la validité statistique de la répartition des dates. À cet égard, la répartition des âges les plus anciens le long de la moraine d'Harricana et des plus jeunes de part et d'autre de celle-ci est certainement significative.

D'un autre côté, RICHARD, LAROUCHE et BOUCHARD (1982), s'appuyant sur des indices sédimentologiques et palynologiques, croient avoir obtenu des âges radiocarbone près des âges réels pour la déglaciation de petits bassins lacustres au Nouveau-Québec. Tous les âges radiocarbone établis à partir de datations minimales ne sont donc pas nécessairement douteux.

Enfin, nous croyons que nos données chronologiques s'intègrent bien aux directions d'écoulement glaciaire qui, elles aussi, indiquent le même couloir initial de déglaciation dans cette région.

LES EXUTOIRES ET LES MÉCANISMES DE RETENUE DU LAC BARLOW

Il est difficile de trancher la question des exutoires. La localisation des principaux d'entre eux ne peut qu'être déduite, puisqu'il n'y a pas de critères spécifiques permettant leur identification sur le terrain. Cette déduction doit reposer avant tout sur une bonne connaissance des différentes positions de la marge glaciaire et non pas uniquement sur la topographie actuelle. VINCENT et HARDY (1977) ont proposé une série de phases

TABLEAU I

N° de l'échantillon	Âge ^{14}C BP	Altitude du plan d'eau de l'étang (m)	Altitude du plan d'eau glaciolacustre avoisinant (m)
GSC-3467	10 200 ± 180	305	310
GSC-1585	9630 ± 300	305-320	350
GSC-3486	9530 ± 200 (non corrigé)	388	360
GSC-3493	9440 ± 200 (non corrigé)	389	340
GSC-3247	9320 ± 160	360	300
GSC-1432	9090 ± 240	300	330
GSC-3440	8800 ± 250	369	360
GSC-3287	8780 ± 140 (non corrigé)	389	375
GSC-3412	8690 ± 150	373	375
GSC-3315	8430 ± 95	328	305
GSC-3480	8220 ± 420 (non corrigé)	325	site éloigné d'un plan glaciolacustre

Note: GSC 1432 et 1585 sont de Vincent et Mott (LOWDON et BLAKE, 1975, p. 18 et 19).

lacustres pour les lacs Barlow et Ojibway. Les distinctions entre chaque phase reposent sur les principales ruptures de pente situées le long d'un axe fluvial constitué par les vallées des rivières Outaouais, des Quinze et Kinojévis. Le relèvement isostatique différentiel aurait fait de ces ruptures de pente des seuils temporaires retenant les eaux de l'amont, créant ainsi des phases lacustres. Ils situent donc le début de la déglaciation à l'ouest du lac Témiscamingue, du côté ontarien, avec un retrait des glaces vers l'est et le nord libérant d'abord la partie nord du lac Témiscamingue. Comme nous l'avons vu auparavant, la déglaciation initiale de la région s'est faite plus à l'est. Il est aussi probable que la première vidange des eaux glaciolacustres se soit faite par la première ouverture des glaces, c'est-à-dire dans l'axe de la moraine d'Harricana. Au sud, la moraine montre non seulement un lieu de scission des glaces, mais sa similarité avec un énorme système fluvial permet de penser qu'elle ait pu fonctionner pendant un certain temps comme exutoire.

D'autre part, les reconstitutions de VINCENT et HARDY (1977, fig. 2, p. 362) s'appuient sur des droites tracées, à partir de ruptures de pentes, de façon subjective entre des points de limite lacustres maximales et des altitudes où Dadswell a trouvé *Mysis relicta*. Ces phases dépendent donc de seuils hypothétiques, impossibles à vérifier. Toutefois, la jonction des systèmes morainiques d'Harricana et du lac McConnell en travers du lac Témiscamingue et les moraines enfouies au Vieux-Fort et à d'autres endroits au sud du Vieux-Fort renforcent l'hypothèse de barrages morainiques situés dans le lac Témiscamingue et témoignent d'un front glaciaire perpendiculaire à l'axe du lac plutôt que parallèle à celui-ci, tel que proposé par VINCENT et HARDY

(1977). KENNEY et BALINS (1975), en faisant le relevé bathymétrique du lac Témiscamingue, rapportent la présence de deux « *till ridges* » au Vieux-Fort et au droit de la moraine du lac McConnell. Ils rapportent aussi la présence d'autres crêtes semblables dans l'auge du lac. BARLOW, dès 1899, avait déjà relevé ces deux moraines et d'autres accumulations morainiques entre la moraine du lac McConnell et le Vieux-Fort. Il n'y a aucune raison de croire que les deux mécanismes de retenue des eaux, soit le relèvement isostatique différentiel et les barrages morainiques, n'aient pas fonctionné simultanément. En éliminer un au profit de l'autre, même au niveau de l'hypothèse, n'est pas soutenable.

Par contre, il est possible que ni l'un ni l'autre des mécanismes énumérés plus haut expliquent de façon satisfaisante la retenue des eaux glaciolacustres. De récentes données de terrain dans la région au sud de celle décrite ici (VEILLETTE, 1983) indiquent que le glacier du côté sud de l'ouverture initiale des glaces, au niveau des moraines du lac McConnell et d'Harricana, se prolongeait loin vers le SO, barrant ainsi complètement le lac Témiscamingue et la rivière des Outaouais.

CONCLUSION

Les nombreuses mesures de marques d'écoulement glaciaire, surtout de stries, et la cartographie des formations superficielles permettent de tracer le prolongement de la moraine d'Harricana vers le SO jusqu'au lac Témiscamingue, soit sur une longueur additionnelle de 125 km. Auparavant, l'extrémité sud de la moraine d'Harricana était connue jusqu'aux abords du réservoir Decelles, soit à la latitude 47°45'. De plus, la moraine du lac McConnell, connue depuis longtemps du côté ontarien,

rien et décrite par BOISSONNEAU (1968), fait probablement partie du même système morainique que la moraine d'Harricana. Il reste à déterminer si le système McConnell-Harricana est lié aux ceintures morainiques de la série Cartier de BOISSONNEAU (1968), du centre ontarien, ou si le système se prolonge vers le SO, dans la région du lac Nipissing.

HARDY (1976) a identifié deux masses de glace résiduelles séparées par la moraine d'Harricana, dans la portion québécoise des basses terres de la baie de James : le glacier d'Hudson et celui du Nouveau-Québec. Nous croyons avoir identifié ici la limite sud, du côté québécois, de cet ensemble reconnu plus au nord par Hardy. Des études lithologiques en cours visent à vérifier si les glaces se sont avancées du N vers le SSE et retirées selon le même axe, dans la partie ouest de la région.

L'avancée et le recul des glaces sur le territoire à l'étude se sont faits dans des directions différentes. D'abord, on peut reconnaître un écoulement du NE vers le SO par la dispersion des erratiques et par les marques d'écoulement, autant dans les macroformes (roches moutonnées, profilées, etc.) que les microformes (*stries*). De plus, au nord du lac Témiscamingue et à l'ouest du lac Simard, on perçoit un écoulement vers le SSE. Ensuite, on note plusieurs directions d'écoulement secondaires, ces mouvements étant en général moins fortement imprimés dans le substratum rocheux que les plus anciens et limités à des *stries*. Les directions E et SE prédominent au voisinage du lac Témiscamingue et recoupent à plusieurs endroits le mouvement ancien vers le SO, dans le triangle formé par Ville-Marie, Belle-terre et la moraine du lac McConnell.

Des mesures altimétriques nombreuses du niveau glaciolacustre maximal et l'altitude maximale de la plaine d'argile permettent d'estimer à 50 m l'amplitude de la zone intermédiaire. Cette mesure permet d'extrapoler l'aire d'extension glaciolacustre là où les limites de délavage ne sont pas distinctes. Cette technique d'extrapolation, de concert avec un gradient de gauchissement établi pour la région, nous a permis de dresser la carte de la zone ennoyée par les eaux proglaciaires.

Bien que l'on puisse considérer la présence actuelle du crustacé *Mysis relicta* dans un lac comme une preuve satisfaisante de la transgression paléolacustre, l'on ne doit pas interpréter son absence comme une preuve que ce lac est au-dessus de la limite maximale paléolacustre. En fait, la survie de *Mysis* est étroitement liée au maintien de certaines profondeurs et températures de l'eau, ces deux facteurs étant à leur tour fonction de conditions paléoclimatiques que l'on connaît mal.

Il est fort probable que le climat chaud et sec de l'intervalle hypsithermique ait provoqué un abaissement de la nappe phréatique régionale et du niveau des lacs et élevé la température de l'eau. Ainsi *Mysis* aurait pu être complètement éliminé de certains bassins lacustres, même si ces bassins, par suite d'un relèvement du

niveau de l'eau grâce à des conditions climatiques plus humides, présentent aujourd'hui un environnement favorable à *Mysis*. Un niveau d'eau, d'au moins 7,25 m inférieur à celui d'aujourd'hui et daté à 7050 ± 90 BP a été vérifié dans un petit bassin lacustre. On ne peut pour le moment accorder une importance régionale à ce cas isolé, sans l'appui des données plus concluantes sur les paléoclimats de la région. Le fait que *Mysis* ne se retrouve pas à l'état fossile rend la solution du problème difficile.

Nous croyons que l'état de nos connaissances actuelles sur la déglaciation de la région de la vallée supérieure de l'Outaouais ne nous permet pas d'expliquer de façon satisfaisante le mécanisme de retenue des eaux des lacs Barlow et Ojibway dans l'auge du lac Témiscamingue. Il est probable toutefois, selon de récentes observations sur le terrain, que l'inlandsis, au sud de l'ouverture dans le glacier au niveau des moraines du lac McConnell et d'Harricana, se prolongeait beaucoup plus loin vers le SO du côté ontarien et barrait ainsi sur une distance de plusieurs kilomètres le lac Témiscamingue et la rivière des Outaouais, retenant ainsi en première phase les eaux proglaciaires du lac Barlow.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Paul Boissonnault, Michel Briard, Antoine Delorimier, Robert Daigneault et Normand Bégin pour leur participation aux travaux sur le terrain. Les âges radiocarbones ont été déterminés dans le laboratoire de Paléoécologie et de Géochronologie de la Commission géologique du Canada, sous la direction de Weston Blake, Jr. Nous remercions enfin les membres du comité de lecture et plus particulièrement Michel Bouchard et du comité de rédaction pour leurs suggestions.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, M. (1974): Géomorphologie des eskers abitibiens, *Cah. Géogr. Québec*, vol. 18, p. 271-296.
- ANDREWS, J.T. (1970): *A geomorphological study of uplift with particular reference to Arctic Canada*, Institute of British Geographers, ed. special publ. 2, Londres, 256 p.
- ANTEVS, E. (1925): *Retreat of the last ice sheet in eastern Canada*, Geol. Surv. Can., Mem. 146, 142 p.
- BARLOW, A.E. (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*, n° 672, p. 18-287.
- (1907): On the East side of Lake Temiscaming, *Geol. Surv. Can., Summary Report 1906*, p. 113-118.
- BJÖRCK, S. et HÅKANSSON, S. (1982): Radiocarbon dates from Late Weichselian lake sediments in South Sweden as a basis for chronostratigraphic subdivision, *Boreas*, 11(2): 141-150.
- BOISSONNEAU, A.N. (1968): Glacial history of northeastern Ontario, II. The Temiskaming-Algoma area, *Can. J. Earth Sci.*, 5: 97-109.

- DADSWELL, M.J. (1974): *Distribution, ecology, and post glacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America*, Nat. Mus. Can., Publ. Zool. II, 110 p.
- DYKE, A.S. (1979): Radiocarbon-dated Holocene emergence of Somerset Island central Canadian Arctic, in *Current Research, Part B*, Geol. Surv. Can., Paper 79-1B, p. 307-318.
- DYKE, A.S., DREDGE, L. et VINCENT, J.-S. (1982): Configuration and Dynamics of the Laurentide ice sheet during the Late Wisconsin maximum, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXVI, n^{os} 1-2, p. 5-14, 5 fig.
- FLINT, R.F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology*, New York, John Wiley, 553 p.
- HARDY, L. (1976): *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James*, thèse de doctorat non publiée, Univ. McGill, Montréal, 264 p.
- HUGHES, O.L. (1955): *Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane District, Ontario*, thèse de Ph.D. non publ., Univ. of Kansas, Lawrence, 190 p.
- KENNEY, T.C. et BALINS, J.K. (1975): *Bathymetric survey of Lake Temiskaming*, Univ. of Toronto, Dept. Civil Engineering, Publ. 75-11, ISSN 0316-7968, 20 p.
- KING, R.C.F. et MORTON, J.D. (1979): *Quaternary Geology of the Englehart Area, District of Timiskaming, Ontario Geological Prelim. Map P 2292, Geological Ser., 1/50 000, Geology 1972 and 1977-78*.
- LOWDON, J.A. et BLAKE, W., Jr. (1975): *Geological Survey of Canada, Radiocarbon dates XV*, Geol. Surv. Can., Paper 75-7, 31 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 Lowe, J.J., Gray, J.M. and Robinson, J.E., *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*, Pergamon Press, Oxford, 205 p.
- MORTON, J.O., KING, R.C.F. et KALIN, M.W. (1979): *Quaternary Geology of the New Liskeard area, District of Timiskaming, Ontario Geological Survey Prelim. Map P2291, Geological Ser., 1/50 000, Geology 1972, 1977*.
- PERTUNNEN, M. (1981): No. 513 Quaternary Geology of the Cobalt area (31 M/5), District of Timiskaming, Summary of field work, *Ont. Geol. Surv., Miscellaneous Paper 96*, p. 114-116.
- PREST, V.K. (1970): Quaternary geology of Canada, in *Geology and economic minerals of Canada*, R.J.W. Douglas (édit.), Géol. Surv. Can., *Écon. Geol. Rept. 1*, 5^e éd., p. 676-764.
- RICHARD, P.J.H., LAROUCHE, A. et BOUCHARD, M.A., (1982): L'âge de la déglaciation finale et histoire postglacière de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 36, n^{os} 1-2, p. 63-90.
- SAURAMO, M. (1929): Quaternary geology of Finland, *Bull. de la Comm. géol. de Finlande*, n^o 86.
- SHILTS, W.W. (1980): Flow patterns in the central North American ice sheet, *Nature*, vol. 286, p. 213-218.
- SUTHERLAND, D.G. (1980): Problems of radiocarbon dating deposits from newly deglaciated terrain: examples from the Scottish Lateglacial, p. 139-150, in Lowe, J.J., Gray, J.M. and Robinson, J.E., *Studies in the Late glacial of North-West Europe*, Pergamon Press, Oxford, 205 p.
- TRACY, S.F. et VALLENTYNE, J.R. (1968): Fungal decomposition and amino acid analysis of Mysis Relicta Lovén, *Limnology and Oceanography*, vol. 14, n^o 3, May 1969, p. 352-356.
- TREMBLAY, G. (1974): *Géologie du Quaternaire, régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi, Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest*, Québec, Min. des Richesses naturelles, Doss. publ. 236, 100 p.
- VEILLETTE, J.J. (1982): *Ice-flow patterns, lake Témiscamingue area, Québec*, Dossier public 841, CGC, Ottawa, carte et commentaire.
- (1983): Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative, *Recherches en cours, Partie A.*, Comm. géol. Canada, Étude 83-1A, p. 187-196.
- VINCENT, J.-S. (1971): *Le Quaternaire des cantons de Guigues, Baby, Duhamel et Laverlochère, comté de Témiscamingue, Québec*, thèse de maîtrise, Dép. de Géographie, Univ. d'Ottawa, 146 p.
- (1973): A palynological study for the little clay belt, North Western Québec, *Naturaliste can.*, 100, p. 59-70.
- VINCENT, J.-S. et HARDY, L. (1977): L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 31, n^{os} 3-4, p. 357-372.
- (1977): *The evolution of Glacial Lakes Barlow and Ojibway, Québec and Ontario*, Geol. Surv. Can., bulletin 316, 18 p.