

--> Voir l'**erratum** concernant cet article

L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois

The evolution and extent of Barlow and Ojibway glacial lakes in Québec

Jean-Serge Vincent et Léon Hardy

Volume 31, numéro 3-4, 1977

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000283ar>
DOI : <https://doi.org/10.7202/1000283ar>

[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

Vincent, J.-S. & Hardy, L. (1977). L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 357-372. <https://doi.org/10.7202/1000283ar>

Résumé de l'article

On présente une nouvelle interprétation de l'évolution des phases lacustres des lacs glaciaires Barlow et Ojibway, à partir d'une synthèse des données recueillies sur le versant québécois des bassins de l'Outaouais supérieur et de la baie de James. Ces nappes d'eau (11 500 et 7900 ans BP) ont été les dernières d'une série continue de lacs qui suivirent la marge glaciaire laurentidienne depuis le début de la dernière déglaciation. Les lignes de rivage associées à ces phases lacustres montrent que l'altitude maximale des plans d'eau se relève vers le nord-nord-est et que le relèvement différentiel varie entre 0,5 et 1,2 m/km. Le niveau des eaux était contrôlé par des séries d'exutoires localisés aux ruptures de pente le long de l'axe fluvial constitué par les vallées de l'Outaouais, de la rivière des Quinze et du Kinojévis. Le tracé des plans de déformation des niveaux lacustres comparé au profil longitudinal actuel de ces vallées montre qu'au moment de la déglaciation, la ligne de partage des eaux a été déplacée loin vers le sud. Ce gauchissement temporaire de la surface a permis la rétention des eaux du lac Barlow. La coupure entre les lacs Barlow et Ojibway représente la rupture de pente la plus importante de tout l'axe fluvial. Son émergence a confiné les eaux du lac Barlow au bassin du Témiscamingue et a donné naissance à un autre lac indépendant, le lac Ojibway, qui s'est agrandi vers le nord et le nord-est sur le territoire nouvellement déglacé.

L'ÉVOLUTION ET L'EXTENSION DES LACS GLACIAIRES BARLOW ET OJIBWAY EN TERRITOIRE QUÉBÉCOIS

Jean-Serge VINCENT et Léon HARDY, respectivement de la Commission géologique du Canada, 401, rue Lebreton, pièce 228, Ottawa, Ontario K1A 0E8, et des Laboratoires Ville-Marie, 1200 ouest, boul. Saint-Martin, Laval, Québec H7S 2E4.

RÉSUMÉ On présente une nouvelle interprétation de l'évolution des phases lacustres des lacs glaciaires Barlow et Ojibway, à partir d'une synthèse des données recueillies sur le versant québécois des bassins de l'Outaouais supérieur et de la baie de James. Ces nappes d'eau (11 500 et 7900 ans BP) ont été les dernières d'une série continue de lacs qui suivirent la marge glaciaire laurentidienne depuis le début de la dernière déglaciation. Les lignes de rivage associées à ces phases lacustres montrent que l'altitude maximale des plans d'eau se relève vers le nord-nord-est et que le relèvement différentiel varie entre 0,5 et 1,2 m/km. Le niveau des eaux était contrôlé par des séries d'exutoires localisés aux ruptures de pente le long de l'axe fluvial constitué par les vallées de l'Outaouais, de la rivière des Quinze et du Kinojévis. Le tracé des plans de déformation des niveaux lacustres comparé au profil longitudinal actuel de ces vallées montre qu'au moment de la déglaciation, la ligne de partage des eaux a été déplacée loin vers le sud. Ce gauchissement temporaire de la surface a permis la rétention des eaux du lac Barlow. La coupure entre les lacs Barlow et Ojibway représente la rupture de pente la plus importante de tout l'axe fluvial. Son émergence a confiné les eaux du lac Barlow au bassin du Témiscamingue et a donné naissance à un autre lac indépendant, le lac Ojibway, qui s'est agrandi vers le nord et le nord-est sur le territoire nouvellement déglacé.

ABSTRACT *The evolution and extent of Barlow and Ojibway glacial lakes in Québec.* A new interpretation of the lacustrine phases of these glacial lakes is presented, based on a synthesis of the data collected from the upper Ottawa River and James Bay drainage basins in Québec. These water bodies (11,500 and 7,900 BP) were the penultimate lake phases in a series of proglacial lakes that followed the retreating Laurentide ice margin from its late Wisconsinan maximum stand. Shorelines associated with these lacustrine phases show that the maximum elevation of the water planes are tilted up towards the north-northeast and that differential uplift varies from 0.5 to 1.2 m/km. Lake levels were controlled by series of outlets situated at slope inflections along the Ottawa, Des Quinze, and Kinojevis river system. The plot of the water-level planes on the long profile of the present river valleys indicates that at the time of deglaciation, the drainage divide was displaced far to the south by isostatic delevelling. It was this temporary deformation of the earth's surface that retained Lake Barlow waters. The separation of lakes Barlow and Ojibway represents the most important inflection of slope in the whole fluvial system. The emergence of this sill confined Lake Barlow waters to the Témiscaming basin and created Lake Ojibway, a completely independent lake that extended towards the north and northeast on the recently deglaciated terrain.

РЕЗЮМЕ ЭВОЛЮЦИЯ И ПРОСТИРАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР И ОЖИБВЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ КВЕБЕКА. Мы предлагаем новую интерпретацию эволюции озерных фаз ледниковых озер Барло и Ожибвей, начиная с синтезисом собранных данных кающихся водосборных бассейнов бухты Джеймс и верхней части реки Оттава. Эти зеркала воды (которые датируются соответственно 7900 и 11500 лет тому назад) были последними из непрерывной серии озер которые следовали, с тех пор когда началось последнее ледниковое отступление, за Лаврентийским Гляциальным краем. Береговые линии, относящиеся к этим озерным фазам, показывают что максимальная высота уровней воды поднималась в направлении север-северо-восток и что дифференциальное повышение варьировалось между 0,5 и 1,2 км-а на м. У перегибов залежи лежавших вдоль коренного потока, составленного из долин реки Оттава, Кэнз и Киножевис, находились серии устьев которые способствовали урегулированию уровней воды. Сравнение чертеж плана деформации озерных уровней с действительным продольным профилем этих долин показывает что в то время когда началось отступление линия водораздела уже была передвигена далеко к югу. Это временное коробление поверхности дало возможность удержанию вод озера Барло. Разрез между озерами Барло и Ожибвей есть самый важный перегиб залежи всего коренного потока. Всплывание этого потока ограничило воды озера Барло к пределам бассейна Темискаменг и одновременно послужило образованию другого независимого озера именуемого Ожибвей которое распространилось в северном и северо-восточном направлении в районы где недавно происходило таяние льдов.

INTRODUCTION

Au cours de la déglaciation des bassins hydrographiques de l'Outaouais supérieur et de la baie de James (fig. 1), la rétention des eaux entre la marge glaciaire en récession vers le nord et la ligne de partage des eaux, déplacée loin vers le sud par le gauchissement temporaire de la surface du terrain, a donné naissance à de vastes étendues lacustres. Au fur et à mesure du recul de l'inlandsis, la superficie de ces lacs s'est agrandie considérablement sur le territoire nouvellement déglacé, alors que leur littoral sud évoluait sous l'influence du relèvement isostatique différentiel, de l'émersion d'exutoires disposés en série et de l'entaille fluviale de ces exutoires. L'épisode lacustre s'est subitement terminé avec la vidange des eaux vers le nord, survenue au moment où le glacier du Nouveau-Québec¹ s'est retiré jusqu'à la position de Sakami et que la glace de la crue de Cochrane II occupait encore sa position maximale (HARDY, 1976).

La présente étude relate les principales phases de l'évolution des lacs Barlow et Ojibway sur le territoire québécois et fournit une interprétation d'ensemble. La présente interprétation diffère de celle des travaux antérieurs (COLEMAN, 1909 et 1922; WILSON, 1918; ANTEVS, 1925; PREST, 1970) par la considération de phases lacustres contrôlées par des exutoires disposés en série, dont l'émersion successive fut contrôlée par un relèvement isostatique différentiel. L'étude s'appuie sur une synthèse des données géologiques, morphologiques et biologiques disponibles, auxquelles s'ajoutent quelques données récentes inédites.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

En étudiant la distribution des argiles varvées ainsi que l'altitude des plages et des exutoires, COLEMAN (1909) a considéré que les dépôts glacio-lacustres, rencontrés au sud de la ligne de partage des eaux, avaient été mis en place dans un lac constituant une prolongation vers le nord-est du lac Algonquin. Tout en admettant la possibilité d'une extension locale du lac dans le bassin hydrographique de la baie de James, COLEMAN (1909) estime que le front glaciaire est demeuré stable pendant une longue période, alors qu'il se trouvait immédiatement au nord de la ligne de partage des eaux, empêchant ainsi l'extension du lac Algonquin. Par suite de la déglaciation des vallées du Mattawa et de l'Outaouais, le lac Algonquin se serait drainé vers l'est. L'abaissement des eaux jusqu'au niveau Nipissing aurait alors donné naissance à un autre lac situé au nord de la ligne de partage des eaux. COLEMAN

1. Voir la définition des termes « glacier du Nouveau-Québec » et « glacier d'Hudson » dans HARDY (1977).

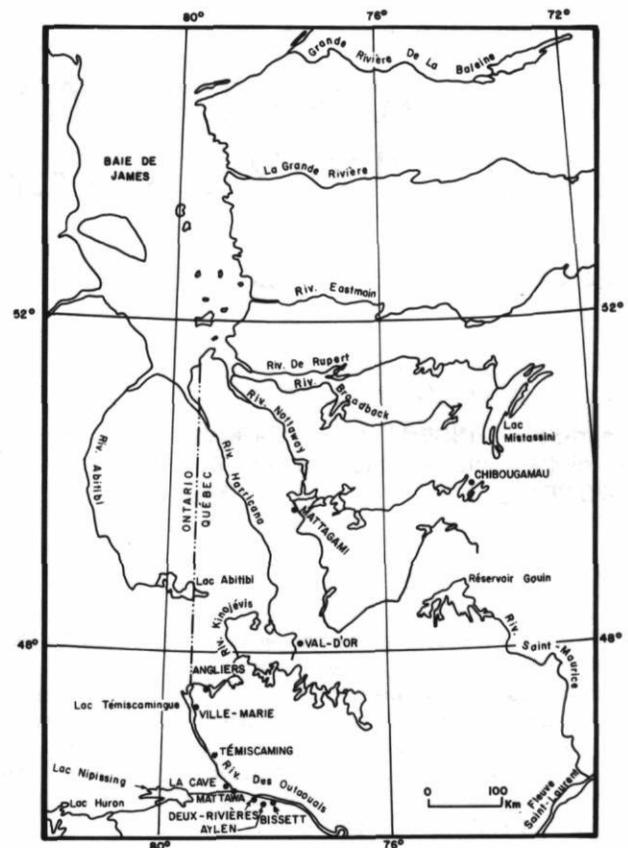


FIGURE 1. Carte de localisation.

Location map.

(1909, p. 284) proposa le terme Ojibway, du nom d'une tribu indienne qui avait occupé la région, pour désigner ce lac proglaciaire.

Dans une étude ultérieure, WILSON (1918) montre que les sédiments glacio-lacustres observés aux environs du lac Témiscamingue se poursuivent au-delà de la ligne actuelle de partage des eaux entre les bassins de la mer d'Hudson et du Saint-Laurent. Il conclut alors que leur mise en place s'est effectuée dans un même lac. Il ajoute que ce lac fut séparé du lac Algonquin pendant la plus grande partie de son existence et lui donne alors le nom de Barlow. Pour expliquer sa formation au-dessus du niveau actuel du lac Témiscamingue (178 m), WILSON (1918) invoque la présence d'un culot de glace obstruant la dépression du Témiscamingue. Le lac Barlow se serait agrandi vers le nord parallèlement au retrait du glacier. La fonte du culot de glace aurait entraîné la vidange du lac sauf pour la partie située au nord de la ligne actuelle de partage des eaux que COLEMAN (1909, p. 293) situe à la tête du bassin des lacs Duparquet et Opasatica, soit à une altitude d'environ 285 m. Cette valeur est probablement supérieure de quelques mètres à l'altitude réelle.

De son côté ANTEVS (1925) reprend certaines conclusions de WILSON (1918), mais considère que la rétention des eaux est attribuable à une barrière morainique obstruant la dépression du Témiscamingue et au fait que le terrain était plus déprimé au nord qu'au sud. Le lac Barlow se serait progressivement agrandi vers le nord et se serait fusionné au lac Ojibway pour former une seule masse d'eau appelée lac Barlow — Ojibway (ANTEVS, 1925, p. 75). BOISSONNEAU (1968, p. 105) a repris l'idée d'un barrage morainique, mais suggère plutôt que c'est la moraine du lac McConnell, située à 18 km au nord de Témiscaming, qui a servi d'entrave.

La localisation et les caractéristiques des exutoires ont reçu peu d'attention depuis les travaux de COLEMAN (1909, p. 292-293) et d'ANTEVS (1925, p. 74-77). HUGHES (1965, p. 557) invoque pour sa part l'existence d'un déversoir sis à une altitude relativement faible pour expliquer un approfondissement subit des eaux, qui correspondrait à la varve de l'année 1528. Par ailleurs, PREST (1970, p. 733-734) considère que la phase d'eau peu profonde qui a précédé la mise en place de la varve 1528 pourrait être due à un écoulement temporaire vers l'ouest, dans le bassin du lac Supérieur. Il discute aussi des autres exutoires qui auraient pu contrôler l'altitude des plans d'eau pendant toute la durée de l'épisode glacio-lacustre. Plus récemment, HARRISON (1972) a déterminé la localisation et l'altitude des déversoirs qui ont contrôlé les lacs post-Algonquin dans les secteurs de Mattawa et de North Bay.

L'extension du lac et les niveaux maximums de la nappe d'eau ont été étudiés par plusieurs auteurs, notamment par COLEMAN (1909), ANTEVS (1925), HUGHES (1965), BOISSONNEAU (1966 et 1968), McDONALD (1968) et PREST (1970), pour le versant ontarien, et par GILL (1929), COOKE *et al.* (1933), NORMAN (1938 et 1939), J. T. WILSON (1938), LONGLEY (1943), SHAW (1944), AMBROSE (1941), L. P. TREMBLAY (1956), IGNATIUS (1958), HUGHES (1959), ALLARD (1974), G. TREMBLAY (1974), VINCENT (1975) et HARDY (1976) pour le versant québécois. À ces données s'ajoutent les mesures inédites de J.-C. Dionne, D. R. Grant, L. Hardy, V. K. Prest et J.-S. Vincent. L'annexe résume les valeurs connues de l'altitude des plans d'eau sur le versant québécois.

NORMAN (1939) et SHAW (1944) ont utilisé les moraines de De Geer pour déterminer l'extension vers le nord-est du lac Barlow-Ojibway. PREST (1970) a fourni une série de cartes schématiques montrant les limites variables du lac au cours de toute la durée de l'épisode glacio-lacustre. Enfin, HARDY (1976) a déterminé l'extension vers le nord des eaux lacustres et la position des marges glaciaires au moment de la vidange du lac glaciaire. DADSWELL (1974) a utilisé la distribution des crustacés *Mysis relicta*, *Pontoporeia affinis*, *Limnocalanus macrurus* et *Senecella calanoides*, et du poisson

Myoxocephalus quadricornis pour définir les limites sud et sud-est du lac proglaciaire.

La chronostratigraphie de l'épisode lacustre fut établie par ANTEVS (1925, 1928) qui mesura un total d'environ 2 027 varves. Une partie de ces mesures, soit les varves n^{os} 1163 à 2027, fut reprise par HUGHES (1965) qui y ajouta un minimum de 60 varves, mises en place pendant la réavancée de Cochrane. Dans son étude, Hughes distingue trois phases d'eau profonde et d'eau peu profonde qu'il associe à des changements possibles de déversoir ou des blocages temporaires d'un même déversoir. VINCENT (1973 et 1975) et G. TREMBLAY (1974) ont publié des dates ¹⁴C pour l'émergence de la partie sud du territoire inondé. HARDY (1976) a déterminé par le décompte des varves, la durée de l'épisode lacustre dans la section des basses terres de la baie de James.

Peu d'auteurs se sont hasardés à préciser le lieu de la vidange finale du lac. ANTEVS (1931) pense que le drainage a dû s'effectuer près de la marge glaciaire dans les environs de l'embouchure des rivières Hayes et Nelson, au Manitoba, hypothèse qui est reprise par PREST (1970, p. 734). LEE (1968) suggère que l'invasion marine a débuté sur le versant est de la baie de James et de la mer d'Hudson, ce qui laisse entendre que le lac se serait drainé par le versant québécois. SKINNER (1973) pense que la vidange aurait pu s'effectuer vers le nord suivant une ligne passant par le cap Henrietta Maria. HARDY (1976) a montré, par les caractéristiques de l'horizon de vidange, que les eaux ont dû se drainer vers le nord entre la marge des glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec.

Tous ces auteurs à l'exception d'Antevs mentionnent implicitement un âge minimum pour la vidange du lac, âge fourni par les datations au ¹⁴C obtenues sur les coquillages de la mer de Tyrrell qui a succédé immédiatement à l'épisode lacustre. La vidange du lac se serait effectuée il y a un peu plus de 7700-7900 ans BP.

L'EXTENSION DES LACS PROGLACIAIRES

L'extension des lacs proglaciaires peut-être déduite grâce à la présence de lignes de rivage, des sédiments glacio-lacustres et des moraines de De Geer ainsi que par la distribution de certains organismes indicateurs dans les lacs actuels. La discussion qui suit décrit ces différents éléments qui permettent de reconnaître l'extension des lacs.

LES LIGNES DE RIVAGE

Sont considérées comme lignes de rivage les différentes marques qui témoignent de l'activité littorale comme les accumulations, le remaniement et le délavage des matériaux par l'action des vagues et des

glaces flottantes. Les valeurs d'altitude des observations disponibles sont énumérées dans l'annexe. Ces valeurs représentent le plus souvent la limite supérieure lacustre et permettent d'établir l'aire totale du territoire ennoyé. Elles permettent également de déterminer la pente et la direction de l'axe du soulèvement différentiel post-glaciaire (*tilt*). Les données disponibles montrent que la direction moyenne de cet axe est de N20°E pour la moitié sud du territoire submergé et qu'elle se tourne progressivement vers le nord-est dans la moitié nord. Les observations sur les niveaux intermédiaires sont trop fragmentaires pour corrélérer les plans d'eau et donc pour définir leur vraie déformation. Cependant, comme la vidange du lac Ojibway a été synchrone pour l'ensemble du territoire, il serait possible de déterminer la déformation de ce dernier plan d'eau par la limite inférieure de l'activité littorale.

L'altitude des hautes lignes de rivage reconnues est comprise entre 293 m à proximité du lac Témiscamingue, et un peu plus de 457 m près de l'extrémité nord-est de l'aire d'inondation du lac Ojibway. Comme l'indique l'annexe, l'altitude maximale des plans d'eau varie considérablement d'un endroit à l'autre, particulièrement au sud de l'actuelle ligne de partage des eaux. Ces variations sont liées à la déglaciation d'exutoires situés à des altitudes différentes ou au développement d'entailles par les eaux de déversement. Au nord de la ligne de partage des eaux, les niveaux lacustres maxima suivent une progression plus constante vers le nord-nord-est en raison de la migration vers le nord d'exutoires correspondant à des seuils rocheux.

La comparaison des valeurs d'altitude maximale de part et d'autre de la moraine interlobaire d'Harricana², ou de son prolongement présumé vers le sud, montre que pour une latitude donnée, le plan d'eau s'établissait à environ 25 m plus haut du côté ouest. Ce décalage peut s'expliquer par une déglaciation plus hâtive à l'ouest de la moraine. Soulignons cependant que l'inondation lacustre, à l'est de la moraine est manifeste surtout au nord de la ligne de partage des eaux actuelle.

À l'exception des mesures rapportées par L.P. TREMBLAY (1956) et AMBROSE (1941), toutes les valeurs d'altitude réunies dans l'annexe s'intègrent parfaitement aux phases lacustres présentées plus loin. L'hypothèse de LAVERDIÈRE (1969, p. 235) reprise par ALLARD (1974, p. 278) et G. TREMBLAY (1974, p. 57) à l'effet que les plages les plus élevées auraient été construites dans de «petits lacs juxtaglaciaires ou annulaires autour de nunataks» n'a pas été retenue. Il semble que ces auteurs aient ignoré le déséquilibre isostatique

2. Voir la définition du terme «moraine interlobaire d'Harricana» dans HARDY (1977).

différentiel du terrain au moment de l'inondation lacustre.

SÉDIMENTS VARVÉS ET MORAINES DE DE GEER

La topographie de l'aire d'inondation lacustre n'a pas permis d'observer de lignes de rivage dans la section des basses terres de la baie de James, tout ce territoire étant demeuré sous le niveau du lac Ojibway. La distribution des sédiments d'eau profonde montre cependant que le lac Ojibway s'est étendu jusqu'au nord de la Grande Rivière et jusqu'à la moraine de Sakami vers l'est (HARDY, 1976). Les sédiments glacio-lacustres comprennent essentiellement des silts argileux varvés. Au nord de la latitude 52° N, leur distribution est très sporadique et est généralement limitée aux dépressions.

Les dépôts de silts varvés sont exceptionnels à l'est des basses terres, au-dessus de l'altitude de 325 m. Dans ce secteur, l'extension du lac Ojibway jusqu'à la moraine de Sakami est confirmée par la présence de moraines de De Geer.

ORGANISMES INDICATEURS

Les travaux récents de DADSWELL (1974), sur la distribution de crustacés tels que *Mysis relicta* et du poisson *Myoxocephalus quadricornis* dans les lacs actuels, démontrent que la dispersion de ces espèces s'est effectuée par migration dans des nappes d'eau proglaciaires et que leur aire de distribution est fonction des limites de ces étendues lacustres. Cette technique a aussi été utilisée pour définir l'extension du lac Algonquin (MARTIN et CHAPMAN, 1965) et des lacs qui ont suivi le retrait du rebord sud-est de la calotte scandinave (SEGERSTRÅLE, 1976).

Dans la région concernée, DADSWELL (1974) a examiné un peu plus de 150 lacs afin de vérifier la présence des organismes indicateurs. Ses résultats ont été incorporés dans les cartes de synthèse (fig. 3a à 3i). Dans l'ensemble, les données d'ordre biologique correspondent parfaitement avec les autres manifestations de l'extension des nappes d'eau glacio-lacustres. Cependant, dans certains secteurs où ces manifestations sont peu apparentes, les résultats de Dadswell représentent la principale indication de l'étendue des lacs proglaciaires.

LES EXUTOIRES ET LES PLANS D'EAU ASSOCIÉS

Les exutoires considérés sont rarement marqués dans le paysage par une morphologie évidente en raison de leur situation le long d'axes fluviaux occupés par des rivières qui ont pu en modifier le modelé ou qui pourraient théoriquement expliquer la présence des entailles dans les matériaux meubles. La localisation

des exutoires est déduite d'indices d'ordre morphologique et topographique et aussi de certaines considérations comme l'extension des différentes phases lacustres, les plans de déformation du terrain et les positions successives de la marge glaciaire. Il faut souligner que le profil longitudinal naturel des axes fluviaux est masqué par des ouvrages hydro-électriques. La figure 2 fait voir le profil original des cours d'eau obtenu des relevés hydrologiques antérieurs à l'aménagement hydro-électrique.

L'interprétation des exutoires laisse évidemment une part d'arbitraire quant à leur position précise et leur importance réelle dans l'histoire des lacs proglaciaires. Rappelons par ailleurs la fragilité des interprétations antérieures qui expliquent la rétention des eaux par un culot de glace dans l'auge du Témiscamingue (WILSON, 1918) où par des barrières morainiques (ANTEVS, 1925; BOISSONNEAU, 1968) dont aucun vestige n'a pu être observé du côté québécois. HUGHES (1959, p. 154) suggère que le relèvement isostatique différentiel, à partir du seuil de Témiscaming, peut expliquer la présence de lignes de rivage à 100 m au-dessus de l'actuelle ligne de partage des eaux et leur étagement jusqu'à 422 m (valeur corrigée) sur la colline Plamondon. Cette hypothèse ne tient pas compte des lignes de rivage qui s'élèvent jusqu'à 300 m de part et d'autre du lac Témiscamingue, ni de la dispersion des organismes indicateurs dans des lacs perchés à 318 m à l'ouest du lac Témiscamingue. Ces valeurs d'altitude, pour un plan d'eau contrôlé par un exutoire à Témiscaming, impliqueraient un relèvement différentiel de 3,6 m/km. Tout en retenant le relèvement différentiel comme cause première, il faut déplacer vers le sud, soit jusqu'à Aylen (42 km à l'est de Mattawa), le premier barrage qui aurait retenu les eaux du lac Barlow.

L'exutoire d'Aylen est constitué d'une accumulation morainique que les eaux ont d'abord contournée par le sud en creusant un chenal dans les matériaux meubles entre Deux-Rivières et Bissett (Harrison, 1976, comm. pers.). Le creusement de ce chenal s'est heurté à la roche en place, à une altitude de 225 m (fig. 2). Les lignes de rivage associées à cet exutoire se retrouvent surtout près de l'extrémité nord du lac Témiscamingue et se raccordent à un plan d'eau incliné de 1 m/km vers le sud-sud-ouest. Le développement d'une entaille à travers les matériaux morainiques a entraîné un déplacement de l'exutoire et un abaissement du niveau du lac d'environ 75 m. Suite au développement de cette entaille, l'exutoire a probablement migré rapidement vers l'amont, à l'endroit de seuils rocheux dont l'altitude atteint 160 m dans la région de La Cave.

Avec le soulèvement différentiel, l'exutoire s'est déplacé vers l'amont pour se fixer à la rupture de pente la plus importante située immédiatement au sud de Témiscaming. L'altitude actuelle du seuil rocheux est de

178 m. Compte tenu du profil longitudinal de l'Ouataouais en amont de Témiscaming et de l'altitude du lac Témiscamingue, il apparaît que cet exutoire a dû constituer la limite sud du lac Barlow pendant le reste de son existence. Les lignes de rivage associées se retrouvent jusqu'à la ligne de partage des eaux et leur altitude implique un relèvement différentiel moyen de 1,2 m/km.

Le seuil rocheux d'Angliers sur la rivière des Quinze, à 20 km à l'est de l'extrémité nord du lac Témiscamingue, représente la première rupture de pente importante depuis Témiscaming. Son émergence a donné naissance au lac Ojibway. L'exutoire d'Angliers se retrouve à l'altitude de 260 m, à la tête d'une série de rapides qui enregistrent une dénivellation totale de 81 m.

Avec le relèvement isostatique différentiel, il est fort probable que tout le système de la rivière Kinojévis a émergé progressivement du sud vers le nord et a servi d'exutoire aux eaux du lac Ojibway. L'extrémité sud du Kinojévis est à une altitude de 267 m et s'élève vers le nord jusqu'à 295 m, au lac Preissac. La vallée du Kinojévis est constituée de gonflements, qui localisent des accumulations d'argile entaillées sur une trentaine de mètres, et de resserrements provoqués par la présence de collines rocheuses. L'exutoire du Kinojévis semble se poursuivre entre les lacs Preissac et Malartic dans des entailles développées dans l'argile. La plaine argileuse, de part et d'autre de la ligne de partage des eaux actuelle, est coupée de plusieurs dépressions linéaires dont les dimensions ne peuvent s'expliquer que par un écoulement temporaire des eaux de déversement immédiatement avant l'émergence définitive. L'exutoire de COLEMAN (1909, p. 293) situé à la ligne de partage des eaux entre les lacs Dasserat (Mattawagogig) et Opasatica présente ces mêmes caractéristiques. Les altitudes du terrain le long de l'isoligne de relèvement qui passe par ce site et le Kinojévis montrent que la vallée du Kinojévis se trouvait inondée au moment de l'émergence du site de Coleman et qu'elle devait logiquement être utilisée par les eaux de déversement. Il est très probable que l'exutoire de Coleman ne fut utilisé qu'au moment de l'émergence de la ligne de partage des eaux actuelle, en même temps que plusieurs autres exutoires d'altitude équivalente.

Les plus hautes lignes de rivage associées aux exutoires d'Angliers et du système du Kinojévis sont tangentes à des lignes dont l'inclinaison moyenne varie de 0,5 m/km à 0,9 m/km suivant un axe tourné vers le N20° E.

La figure 2 montre la distribution des lignes de rivage et des lacs échantillonnés par DADSWELL (1974) en relation avec les exutoires qui ont contrôlé les différents plans d'eau.

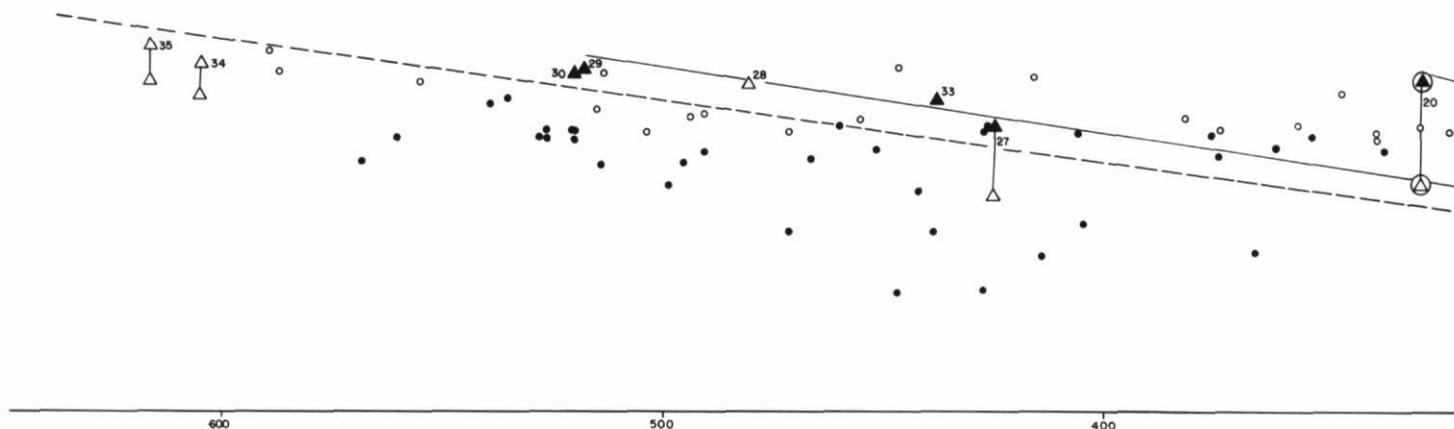


FIGURE 2. Schéma de déformation des plans d'eau.

Deformation of water planes.

Distance en Km

- ▲ Site où l'altitude de la limite lacustre a été établie.
Locality where highest lake shoreline was measured.
- △ Site où l'altitude d'un niveau lacustre intermédiaire a été établie.
Locality where the altitude of a lower lake shoreline was measured.
- Lac échantillonné contenant des organismes indicateurs (tiré de Dadswell, 1974).
Lakes where indicator species were found (from Dadswell, 1974).
- Lac échantillonné dépourvu d'organismes indicateurs (tiré de Dadswell, 1974).
Lakes where no indicator species were found (from Dadswell, 1974).
- Site à l'ouest de la moraine Harricana ou de sa projection vers le sud.
Locality situated west of the Harricana moraine or its projection towards the south.
- Exutoire.
Outlet.
- ~~~~~ Profil longitudinal des cours d'eau.
Long profile of the streams.

Les sites d'observations ont été projetés sur un axe tourné vers le N20° E et recoupant les exutoires concernés. Les légères distorsions dans le plan général de soulèvement, à l'échelle de l'ensemble des lacs Barlow et Ojibway, ont entraîné un certain éparpillement des points qui ont souvent été projetés sur des distances supérieures à 200 km. Les droites rejoignant les points d'altitude maximale indiquent que, pour une phase donnée, la limite supérieure de la nappe d'eau se relève de façon à peu près linéaire vers le nord-nord-est à des taux variant de 0,5 à 1,2 m par km. Ces valeurs sont équivalentes aux données obtenues pour d'autres lacs proglaciaires (voir tabl. I, dans ANDREWS et BARNETT, 1972) et les raccordements proposés entre les lignes de rivage et leur exutoire apparaissent très vraisemblables.

Le recoupement du profil longitudinal des axes fluviaux et des droites, qui représentent le relèvement différentiel moyen, rend incontestable l'utilisation de certains exutoires (fig. 2). En tenant compte de la défor-

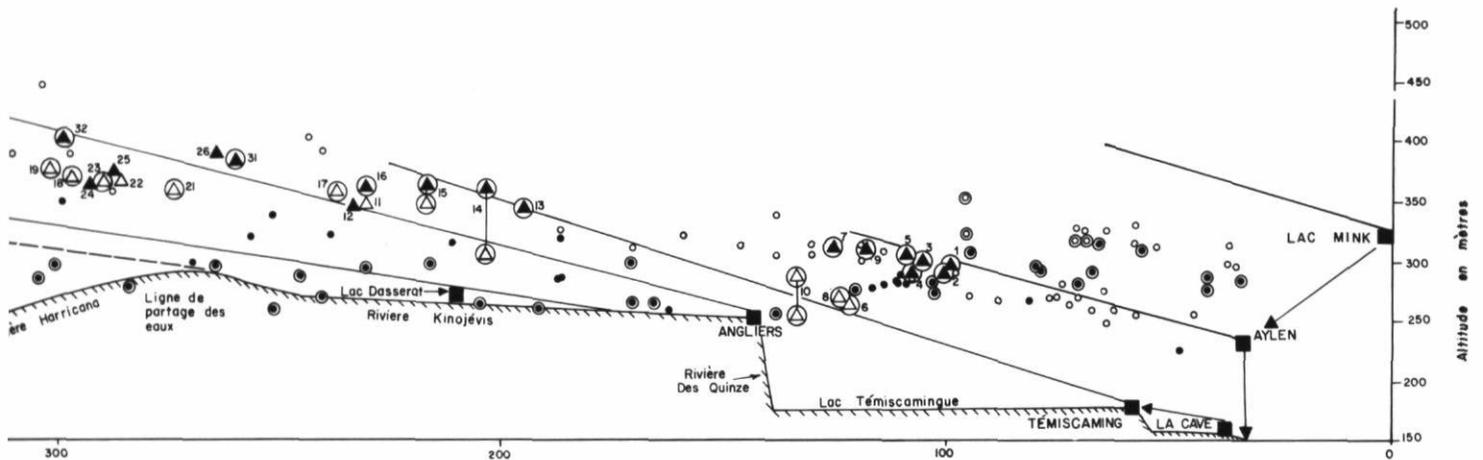
mation réelle des plans d'eau à travers le temps, laquelle serait représentée par une série de courbes exponentielles situées sous les droites de la figure 2 et les rejoignant aux extrémités, il devient évident que les exutoires décrits plus haut ont été utilisés.

RECONSTITUTION DES PHASES LACUSTRES

Les lacs Barlow et Ojibway furent les derniers d'une série de lacs glaciaires qui suivirent le recul du front de l'inlandsis laurentidien au cours de la dernière déglaciation. Leur évolution est étroitement liée au taux de recul et au tracé du front glaciaire ainsi qu'à l'émersion des exutoires définis dans la section précédente.

La reconstitution des phases lacustres est illustrée par une série de neuf figures (3a à 3i) qui schématisent les positions successives du front glaciaire, la localisation des exutoires ainsi que l'extension et l'altitude maximale des plans d'eau. Bien que les niveaux intermédiaires n'aient pu être corrélés, nous avons tenté de faire en sorte que les isolignes de l'altitude d'un plan d'eau donné traduisent une déformation exponentielle. Étant donné l'absence de données, il est probable que les valeurs des figures 3a à 3i sont quelque peu différentes des altitudes réelles, sauf à l'endroit de l'exutoire et à proximité du front glaciaire.

La formation du lac Barlow a été précédée de deux phases lacustres post-algonquiennes qui ont atteint le versant ontarien de l'Outaouais. Le lac post-Algonquin Sheguiandah, contrôlé par l'exutoire du lac Mink à une altitude de 328 m, s'est étendu au nord de North Bay dans un profond rentrant de l'inlandsis (HARRISON, 1972) (fig. 3a). Les eaux de déversement empruntaient la vallée du Petawawa, puis de l'Outaouais, pour rejoindre la mer de Champlain. Le développement d'un ren-



trant dans le rebord sud de l'inlandsis est attribué au fait qu'au sud-est de Mattawa, la glace se retirait des hauteurs algonquiennes alors que plus à l'ouest, son recul était accéléré par le vêlage dans les eaux des lacs Algonquin et post-Algonquin. Cette concavité s'est maintenue et même approfondie vers le nord avec la scission progressive du secteur glaciaire du Labrador de l'inlandsis laurentidien en deux entités distinctes, soit le glacier d'Hudson et le glacier du Nouveau-Québec (HARDY, 1976).

Au nord du réservoir Décelles (rivière des Outaouais), le lieu de scission est marqué par la moraine interlobaire d'Harricana. Au sud du réservoir, ce lieu de scission n'a pas été précisé, bien qu'il doive se trouver généralement le long d'un axe vers le nord-ouest partant de North Bay et allant jusqu'au réservoir Décelles. Un examen des marques d'écoulements glaciaires et des dépôts de contact glaciaire dans cette région pourrait permettre de fixer plus précisément la limite.

Le recul du front glaciaire jusqu'aux collines qui bordent le versant de l'Outaouais, au sud de Mattawa, a permis un écoulement des eaux de déversement vers l'est, entre l'inlandsis et le versant de la vallée. Pendant cette phase lacustre, appelée phase de Korah, le niveau du lac post-Algonquin s'est progressivement abaissé jusqu'au niveau de l'exutoire d'Aylen (HARRISON, 1972) (fig. 3b). Le tracé du front glaciaire vers le nord-ouest a permis aux eaux lacustres de s'étendre jusqu'au bassin du lac Témiscamingue et a permis la pénétration d'organismes indicateurs (DADSWELL, 1974, p. 54). La distribution actuelle de ces organismes dans des lacs d'altitude intermédiaire entre le niveau des plans d'eau contrôlés par les exutoires du lac Mink et d'Aylen confirme leur dispersion pendant une phase d'abaissement de la nappe d'eau (fig. 2).

La déglaciation complète de la vallée de l'Outaouais, à la hauteur de Mattawa, a entraîné un abaissement de la nappe d'eau jusqu'au niveau de l'exutoire d'Aylen qui a contrôlé la première phase du lac Barlow (fig. 3c). Pendant la phase d'Aylen le plan d'eau se poursuivait dans le bassin du lac Nipissing, mais il était coupé du bassin des Grands Lacs, où les phases Stanley-Hough étaient amorcées.

L'exutoire d'Aylen a été utilisé au moins jusqu'à ce que la glace ait atteint la partie nord du lac Témiscamingue. Dans ce secteur, la limite supérieure des lignes de rivage varie entre 293 et 312 m d'altitude, pour un relèvement moyen de 1 m/km vers le nord-nord-est.

L'entaille des matériaux morainiques, qui obstruaient la vallée de l'Outaouais entre Deux-Rivières et Bissett, a donné lieu à un abaissement d'environ 75 m de l'exutoire. Cet abaissement jusqu'à l'altitude de 160 m a interrompu la contiguïté qui existait entre les bassins de l'Outaouais et du lac Nipissing et a mis fin à la phase d'Aylen (fig. 3d).

Avec le relèvement isostatique différentiel, l'exutoire a migré vers l'amont pour se fixer à la tête d'une série de rapides à Témiscaming à l'altitude de 178 m (fig. 3e et 3f). La phase de Témiscaming fut marquée d'une période de transgression pendant laquelle le lac Barlow s'agrandissait avec le recul du front glaciaire, et une période de régression qui s'est amorcée avec l'émersion de l'exutoire d'Angliers. La progression vers le nord des limites du lac Barlow est contrôlée par le rebord du glacier dont le contour est indiqué notamment par une moraine frontale (PREST, GRANT et RAMPTON, 1968) que nous proposons d'appeler moraine de Roullier, du nom de la localité la plus rapprochée. À la même latitude, la séparation des glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec commence à se préciser et le lieu de cette séparation est marqué dans l'espace par la moraine interlobaire d'Harricana (HARDY, 1976).

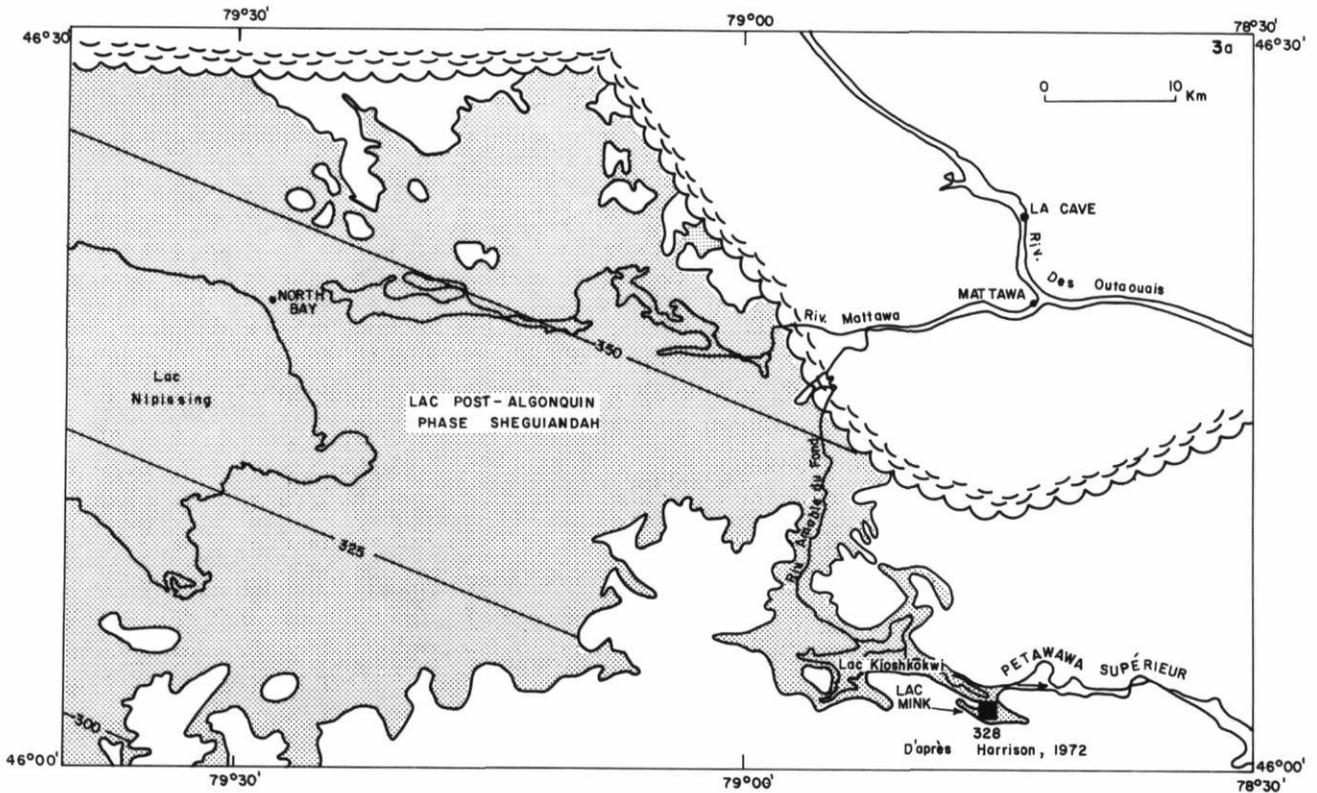


FIGURE 3a. Reconstitution schématique des phases lacustres : lac post-Algonquin, phase de Sheguiandah.

Schematic reconstruction of the lacustrine phases: post-Algonquin Lake, Sheguiandah Phase.

LÉGENDE DE LA FIGURE 3.

FIGURE 3 LEGEND.

-  Position approximative de la marge glaciaire.
Presumed location of ice margin.
-  Aire d'inondation lacustre.
Area submerged by glacial lake.
-  Isoligne donnant l'élévation maximale d'un plan d'eau.
Isoline showing maximum elevation of a water plane.
-  Moraines frontales et interlobaires.
End and interlobate moraines.
-  Direction d'écoulement des eaux de déversement.
Direction of lake drainage.
-  Lac échantillonné contenant des organismes indicateurs (tiré de Dadswell, 1974).
Lakes where indicator species were found (from Dadswell, 1974).
-  Lac échantillonné dépourvu d'organismes indicateurs (tiré de Dadswell, 1974).
Lakes where no indicator species were found (from Dadswell, 1974).
-  Exutoire avec altitude en mètres.
Outlet with altitude in meters.
-  Site où l'altitude de la limite lacustre a été établie.
Locality where highest lake shoreline was measured.
-  Site où l'altitude d'un niveau lacustre intermédiaire a été établie.
Locality where a lower lake shoreline was measured.

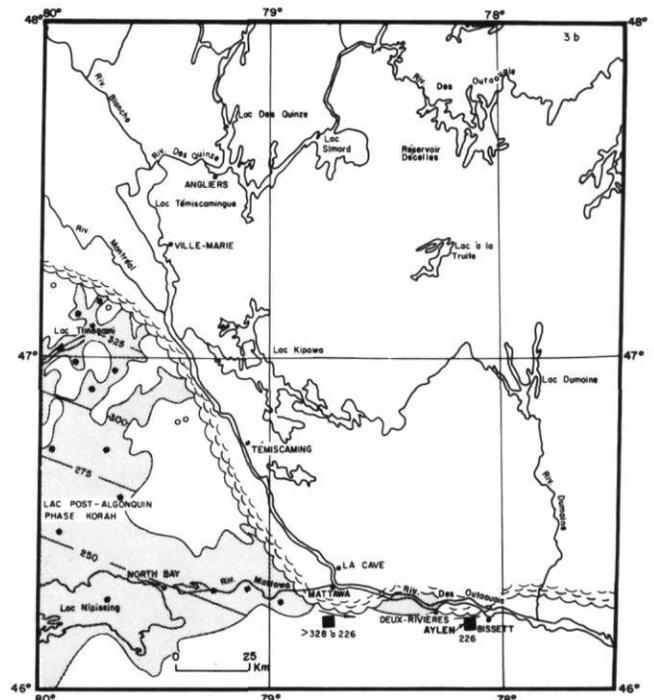


FIGURE 3b. Reconstitution schématique des phases lacustres : lac post-Algonquin, phase de Korah.

Schematic reconstruction of the lacustrine phases: post-Algonquin Lake, Korah Phase.

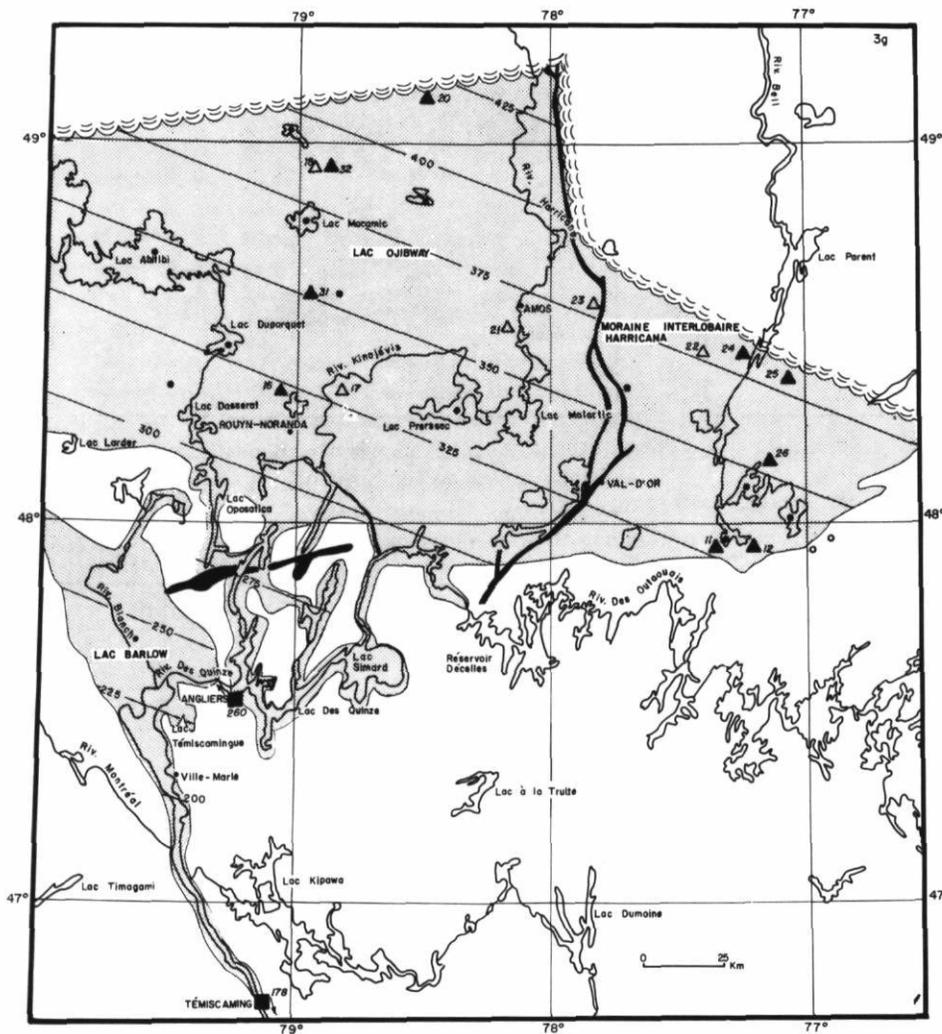


FIGURE 3g. Reconstitution schématique des phases lacustres: lac Ojibway, phase d'Angliers (lac Barlow, phase de Témiscaming en régression).

Schematic reconstruction of the lacustrine phases: Lake Ojibway, Angliers Phase (Lake Barlow, Temiscaming Phase in regression).

Il est délicat de fixer la position du front glaciaire ou l'extension maximale du lac Barlow vers le nord avant l'émergence de l'exutoire d'Angliers. Les dernières lignes de rivage qui pourraient se raccorder à l'exutoire de Témiscaming suivant un plan de déformation réaliste, se retrouvent à proximité de l'actuelle ligne de partage des eaux, à des altitudes variant entre 349 et 371 m (sites 13 à 15 de l'annexe et des fig. 2 et 3). Plus au nord, la plupart des lignes de rivage se raccordent à des plans d'eau contrôlés par les exutoires d'Angliers ou de Kinodjévis (fig. 2). Il est donc probable que l'actuelle ligne de partage des eaux représente la limite approximative de l'extension du lac Barlow. À l'ouest de la moraine d'Harricana, il s'est probablement étendu un peu plus au nord en raison du tracé des fronts glaciaires (fig. 3f et 3g).

Vers la toute fin de la période de transgression de la phase de Témiscaming, les interfluviaux étaient émergés

près de la ligne de partage des eaux, mais un plan d'eau uniforme se projetait vers le nord à travers les vallées. L'émergence du seuil d'Angliers a scindé en deux la nappe d'eau. Le lac Barlow, devenu une entité indépendante, a été confiné à l'auge du Témiscaming dont la partie nord était encore fortement déprimée par rapport au seuil de Témiscaming (fig. 3g). Son évolution subséquente a été commandée par un relèvement différentiel décroissant.

L'exutoire d'Angliers a contrôlé la première phase du lac Ojibway. Les limites du lac se retrouvent donc au sud de celles proposées par COLEMAN (1909) dans sa définition du lac Ojibway. Cependant, le profil des vallées de même que la direction et les valeurs du relèvement différentiel montrent que le lac n'a pu être contrôlé par un seuil unique situé à la ligne de partage des eaux actuelle, mais par une série de seuils qui ont servi successivement d'exutoires à partir d'Angliers jusqu'à la ligne de partage des eaux.

La phase d'Angliers, comme la phase de Kinojévis qui suivit, fut marquée par une transgression rapide vers le nord et le nord-est sur les terrains nouvellement déglaciés et par un déplacement beaucoup plus lent au sud résultant de l'émersion progressive des différents seuils de la vallée du Kinojévis (fig. 3h et 3i).

La disposition en série des exutoires rend peu probable les variations rapides dans la profondeur de l'eau qui aurait été contrôlée par le relèvement isostatique et, à un degré moindre, par l'entaille des exutoires. De même, les caractéristiques des séquences varvées visibles sur les berges du lac Matagami indiquent qu'il n'y a pas eu de vidange intermédiaire du lac, du moins dans les 600 dernières années de son existence (HARDY, 1976).

La distinction des phases d'Angliers et de Kinojévis, illustrée sur les figures 3g à 3i, s'appuie donc exclusi-

vement sur la position des exutoires et ne suppose pas de changement important dans la profondeur du lac.

Le lac Ojibway s'est agrandi vers le nord et le nord-est jusqu'à ce que les glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec se séparent complètement à la latitude de la mer d'Hudson, permettant ainsi une vidange rapide des eaux vers le nord. Le drainage s'est effectué, il y a environ 7 900 ans, au moment où le glacier du Nouveau-Québec s'était retiré jusqu'à la position de Sakami et au moment où la glace de Cochrane II avait conservé son extension maximale au sud de la baie de James (fig. 3i).

La distribution du crustacé *Mysis relicta* indique qu'un lac proglaciaire a subsisté dans le bassin du lac Mistassini après la vidange du lac Ojibway. L'altitude du plan d'eau a varié d'environ 395 m au sud à 410 m au nord. Ce lac s'est drainé vers la mer de Tyrrell d'abord par le Rupert et puis par l'Eastmain.

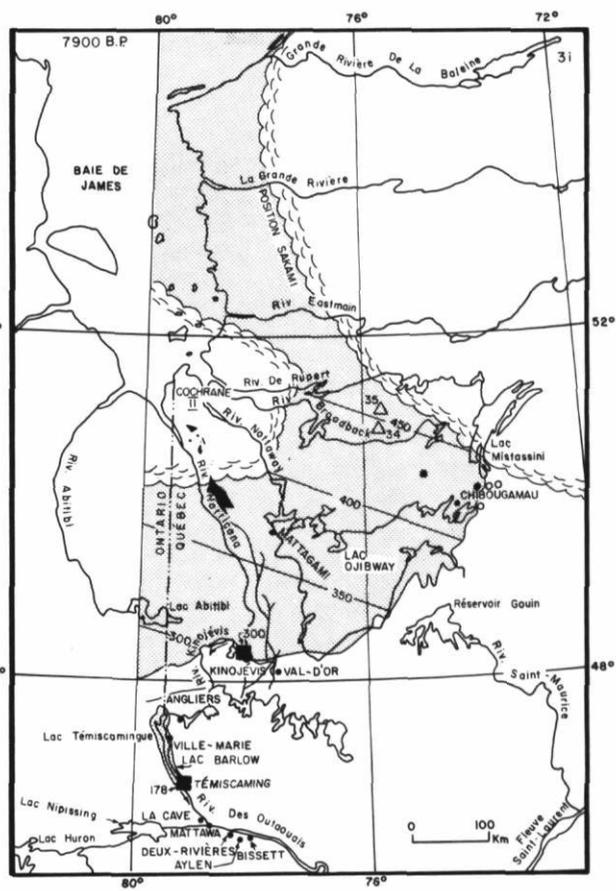
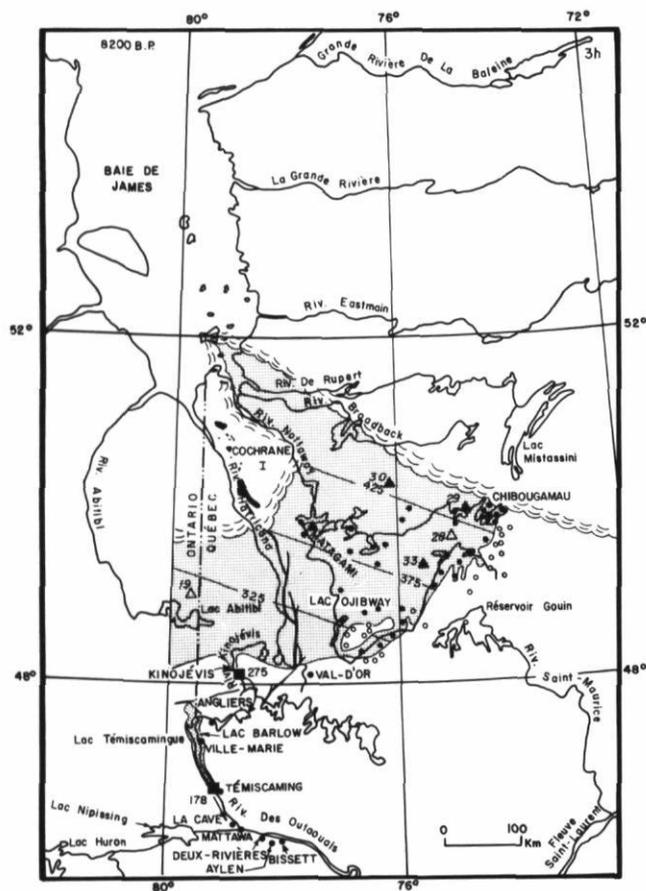


FIGURE 3h. Reconstitution schématique des phases lacustres: lac Ojibway, phase de Kinojévis (lac Barlow, phase de Témiscaming en régression).

Schematic reconstruction of the lacustrine phases: Lake Ojibway, Kinojevis Phase (Lake Barlow, Temiscaming Phase in regression).

FIGURE 3i. Reconstitution schématique des phases lacustres: lac Ojibway, phase de Kinojévis (lac Barlow, phase de Témiscaming en régression).

Schematic reconstruction of the lacustrine phases: Lake Ojibway, Kinojevis Phase (Lake Barlow, Temiscaming Phase in regression).

CONCLUSION

Le traitement des différentes données pertinentes à la section québécoise des lacs Barlow et Ojibway nous permet d'ébaucher une nouvelle interprétation des phases lacustres. Cette interprétation s'appuie sur le fait que la déformation du terrain, au moment de la déglaciation, a provoqué un déplacement vers le sud de la ligne de partage des eaux, et la récupération isostatique post-glaciaire a entraîné un lent retour vers le nord jusqu'à sa position actuelle.

L'extension des nappes d'eau et la déformation du terrain, superposées au profil longitudinal actuel des vallées qui ont logiquement servi de passage aux eaux de déversement, montrent que le lac Barlow a été retenu d'abord par l'exutoire d'Aylen où le profil de la vallée était relevé par une accumulation morainique. La migration vers le nord de la ligne de partage des eaux s'est effectuée par étapes, correspondant à l'émersion des principaux seuils. Ainsi, après l'entaille de l'exutoire d'Aylen, la limite sud du lac Barlow a migré jusqu'à Témiscaming. Les limites nord du lac ont probablement dépassé la ligne de partage des eaux actuelle, mais l'émersion du seuil d'Angliers a mis fin à cette expansion. Étant donné que le lac Barlow a subsisté pendant une longue période dans la dépression du Témiscamingue, il convient de désigner par lac Ojibway, la nappe d'eau indépendante retenue entre cette nouvelle position de la ligne de partage des eaux et la marge glaciaire.

Pendant les phases lacustres d'Angliers et de Kinojévis, la migration de la ligne de partage des eaux vers le nord s'est effectuée de façon très progressive étant donné le profil beaucoup plus régulier des axes fluviaux. L'expansion du lac vers le nord et le nord-est s'est poursuivie jusqu'à ce que la séparation des glaciers d'Hudson et du Nouveau-Québec, à la latitude de la mer d'Hudson, permette une vidange rapide des eaux vers le nord.

Cette interprétation ne tient pas compte des hypothétiques barrages morainiques ou glaciaires de l'auge du Témiscamingue et montre que seul le relèvement isostatique différentiel suffit à expliquer l'existence du lac Barlow. Des données additionnelles sur les niveaux intermédiaires devraient permettre de corréliser les plans d'eau, de fixer le moment d'émersion des exutoires et de déterminer leur importance relative dans l'histoire des lacs proglaciaires. Il est peu probable toutefois, dans le territoire inondé par le lac Barlow, que de telles corrélations puissent être effectuées étant donné l'exiguïté de la dépression et le développement médiocre des lignes de rivage.

REMERCIEMENTS

J. Harrison, de la Commission géologique du Canada, nous a présenté le résultat de ses recherches sur les exutoires sud du lac Barlow et a ainsi aiguillonné notre travail. Nous avons eu des échanges très fructueux avec D. R. Grant et V. K. Prest, également de la Commission géologique. Ces derniers, ainsi que J.-C. Dionne, d'Environnement Canada, nous ont permis d'utiliser des documents inédits. J. A. Elson de l'Université McGill et J.-C. Dionne ont aimablement lu et corrigé le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, M. (1974): Géomorphologie des eskers abitibiens, *Cah. Géogr. Qué.*, vol. 18, p. 271-296.
- AMBROSE, J. W. (1941): *Cléricky and La Pause map-areas, Québec*, Geol. Surv. Can., Mem. 233, 86 p.
- ANDREWS, J. T. et BARNETT, D. M. (1972): Analysis of strandline tilt directions in relation to ice centers and post-glacial crustal deformation, Laurentide ice sheet, *Geog. Ann.*, vol. 54, Ser. A, p. 1-11.
- ANTEVS, E. (1925): *Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada*, Geol. Surv. Can., Mem. 146, 142 p.
- (1928): The last glaciation, with special reference to the ice retreat in north-eastern North America, *Am. Geogr. Soc. Res. Ser.*, 17.
- (1931): *Late-glacial correlations and ice recession in Manitoba*, Geol. Surv. Can., Mem. 168, 76 p.
- BOISSONNEAU, A. N. (1966): Glacial history of northeastern Ontario, I. The Cochrane-Hearst area, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, p. 559-578.
- (1968): Glacial history of northeastern Ontario, II. The Timiskaming — Algoma area, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 5, p. 97-109.
- COLEMAN, A. P. (1909): *Lake Ojibway; last of the great glacial lakes*, Ont. Bur. Mines Ann., Rept. 18, p. 284-293.
- (1922): *Glacial and post-glacial lakes in Ontario*, Univ. Toronto Stud., Biol. Ser., 76 p.
- COOKE, H. C., JAMES, W. F. et MAWDSLEY, J. A. (1933): *Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricaw (Québec)*, Comm. géol. Can., Mém. 166, 333 p.
- DADSWELL, M. J. (1974): *Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America*, Nat. Mus. Can., Publ. Zool. 11, 110 p.
- GILL, J. E. (1929): Province of Québec, Canada. In: Report of the committee on sedimentation 1928-1929, *Reprint and Circular Ser. 92*, Nat. Res. Council, p. 99-102.
- 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.
- (1977): La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, n^{os} 3-4, p. 261-273.

- HARRISON, J. E. (1972): *Quaternary Geology of the North Bay — Mattawa region*, Geol. Surv. Can., Pap. 71-26, 37 p.
- HUGHES, O. L. (1959): *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.
- (1965): Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada, in *International Studies on the Quaternary*, H. E. Wright Jr. et D. G. Frey (éd.), Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 84, p. 535-565.
- HUME, G. S. (1925): *The Palaeozoic outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Québec*, Geol. Surv., Mem. 145, 129 p.
- IGNATIUS, H. (1958): On the Late-Wisconsin deglaciation in eastern Canada, *Acta Geogr.*, vol. 16, p. 1-34.
- LAVERDIÈRE, C. (1969): Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau-Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 23, p. 233-246.
- LEE, H. L. (1968): Quaternary Geology, in *Science, History and Hudson Bay*, C. S. Beals (éd.), Dept. Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 503-543.
- LONGLEY, W. W. (1943): *Kitchigama Lake area, Abitibi Territory*, Qué. Dept. Mines, Geol. Rept. 12, 34 p.
- LUMBERS, S. B. (1963). *South Patten River area*, Ont. Dept. Mines, Geol. Rept. 14, 40 p.
- MARTIN, N. V. et CHAPMAN, L. J. (1965): Distribution of certain crustaceans and fishes in the region of Algonquin Park, Ontario, *J. Fish. Res. Board Can.*, vol. 22, p. 969-976.
- MCDONALD, B. C. (1968): Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowlands, in *Earth sciences symposium on Hudson Bay*, P. J. Hood (éd.), Geol. Surv. Can., Pap. 68-53, p. 78-99.
- NORMAN, G.W.H. (1938): The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Québec, *Trans. Roy. Soc. Can.*, vol. 32, sect. IV, p. 69-86.
- (1939). The south-eastern limit of glacial lake Barlow-Ojibway in the Mistassini Lake region, Québec, *Trans. Roy. Soc. Can.*, vol. 33, sect. IV, p. 59-65.
- PREST, V. K. (1970): Quaternary geology of Canada, in *Geology and economic minerals of Canada*, R.J.W. Douglas (éd.), Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. 1, 5^e éd., p. 676-764.
- PREST, V. K., GRANT, D. R. et RAMPTON, V. N. (1968): *Carte glaciaire du Canada*, Comm. géol. Can., carte 1253A.
- SEGERSTRÅLE, S. G. (1976): Immigration of glacial relicts into northern Europe, *Boreas*, vol. 5, p. 1-7.
- SHAW, G. (1944): Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bay, Québec, *Trans. Roy. Soc. Can.*, vol. 38, sect. IV, p. 79-85.
- SKINNER, R. G. (1973): *Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario*, Geol. Surv. Can., Bull. 225, 77 p.
- THOMSON, R. (1960): *Geology of the north part of Lorrain township (Con. VII to XII), District of Timiskaming, Ont.* Dept. Mines, Prel. Rept. 1960-1, 60 p.
- TREMBLAY, G. (1974): *Géologie du Quaternaire, régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi, Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest*, Min. rich. nat. Qué., Doss. publ. 236, 100 p.
- TREMBLAY, L. P. (1956): *Région de Fiedmont, Comté d'Abitibi, Québec*, Comm. géol. Can., Mém. 253, 141 p.
- VINCENT, J.-S. (1973): A palynological study for the Little Clay Belt, northwestern Québec, *Nat. can.*, vol. 100, p. 59-70.
- (1975): Le glaciaire et le postglaciaire de la région à l'est du lac Témiscamingue, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 29, p. 109-122.
- WILSON, J. T. (1938): Glacial geology of part of northwestern Québec, *Proc. Trans. Roy. Soc. Can.*, vol. 32, Sect. IV, p. 49-59.
- WILSON, M. E. (1918): *Timiskaming County, Québec*, Geol. Surv. Can., Mem. 103, 197 p.

QUESTIONS ET COMMENTAIRES

J. T. ANDREWS:

«Your strandlines show a tilt to the NE and are not apparently influenced by ice over central Hudson Bay/N James Bay where present uplift is 1.0-2.5 m/100 yr. — any comment?»

J.-S. VINCENT et L. HARDY:

«Nos conclusions ne s'appuient que sur des observations. L'altitude des terres sur la bordure immédiate de la baie de James n'a pas permis au rivage lacustre de s'y enregistrer. Il serait donc hypothétique d'y assigner des valeurs. Cependant, la limite marine montre très nettement un relèvement vers le NE. Les valeurs de soulèvement actuel de 1-2 m/100 ans sont basées sur des modèles mathématiques.»

ANNEXE

Altitudes des lignes de rivage
Altitudes of shorelines

Site	lieu	localisation		références	méthode de mesure	phénomènes mesurés et interprétation ¹	alt. (m)
		lat.	long.				
ALTITUDES RETENUES							
1	Canton de South Lorrain, Ont., Lac Oxbow.	47°10'	79°29'	Hughes, 1955, pl. 8.	photogrammétrie	limite supérieure du délavage	300
2	Canton de South Lorrain, Maidens, Ont.	47°13'	79°27'	Hughes, 1955, pl. 8.	photogrammétrie	limite supérieure du délavage	293
3	Canton de Fabre, colline à l'est de la baie de l'Africain, Qué.	47°14'	79°23'	Hughes, 1955, pl. 8.	photogrammétrie	limite supérieure du délavage	301
				Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde		303
4	Canton de Lorrain, Ont., Pointe Mission.	47°17'	79°28'	Hughes, 1955, pl. 8.	photogrammétrie	limite supérieure du délavage	294
				Thomson, 1960, p. 24-25.	baromètre anéroïde		296
5	Canton de Duhamel, colline à l'ouest de Miron, Qué.	47°17'	79°25'	Vincent, 1975, p. 119.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	≈ 305
6	Canton de Zucke, nord-ouest de Haileybury, Ontario.	47°27'	79°40'	Hume, 1925, p. 6-7.	baromètre anéroïde	* plage	267
7	Canton de Guiques, colline au SSE de Guiques, Qué.	47°26'	79°25'	Vincent, 1975, p. 119.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	313
8	Canton de Dymond, ouest de New Liskeard, Ont.	47°31'	79°44'	Hume, 1925, p. 7.	baromètre anéroïde	* 2 plages	275, 274
9	Canton de Lundy, Ont., est du Lac Hudfin.	47°30'	79°54'	Hughes, 1955, pl. 8.	photogrammétrie	limite supérieure du délavage	312
10	Canton de Kerns, Ont., nord-ouest de Milberta.	?	?	Prest, comm. pers. dans Hughes, 1955, pl. 8.	baromètre anéroïde	* 10 plages	9 entre 297 et 275 1 à 259
11	Canton de Villebon, entrée nord du parc de La Vérendrye, Qué.	47°53'	77°21'	Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde	* niveau de remaniement à la surface d'un esker (près de la limite supérieure ?)	355
12	Canton de Villebon, sud-est du lac Villebon, Qué.	47°54'	77°17'	Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	349
13	Canton de McGarry, Ont., sud-est de Kearns.	48°08'	79°33'	Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	349
14	Canton de Dasserat, versant nord des collines Swinging, Qué.	48°12'	79°24'	Gill, 1929, p. 100.	baromètre anéroïde	12 plages — plage de 366m interprétée comme étant à la limite supérieure	12 entre 366 et 305

Site	lieu	localisation		références	méthode de mesure	phénomènes mesurés et interprétation ¹	alt. (m)
		lat.	long.				
15	Canton de Beauchastel, Aldermac, Qué.	48°13'	79°14'	Cooke <i>et al.</i> , 1933, p. 167.	théodolite	3 plages — plage de 366m interprétée comme étant à la limite supérieure	366, 358 et 354
16	Canton de Dufresnay, Qué. Mine Amulet.	48°19'	79°52'	Cooke <i>et al.</i> , 1933, p. 168.	théodolite	plage interprétée comme étant à la limite supérieure	371
17	Canton de Cléricy, Qué, est du lac Savard.	48°20'	78°52'	Cooke <i>et al.</i> , 1933, p. 168.	courbes de niveau	* plage	365
18	Canton de Chazel, ouest des collines Nissing, Qué.	48°55'	78°52'	G. Tremblay, 1974, p. 58.	baromètre anéroïde	* ligne de rivage sur épandage fluvio-glaciaire	375
19	Nord-est du Canton d'Adair, Ont.	49°08'	79°33'	Lumbers, 1963, p. 30.	baromètre anéroïde	* 6 plages	6 entre 379 et 369
20	Canton de Céloron, Qué. colline Plamondon.	49°08'	78°33'	J.T. Wilson, 1938, p. 56-58.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	457
21	Canton de Figury, Qué., esker au sud de l'aéroport d'Amos, Qué.	?	?	G. Mizerovsky, pour J.-S. Vincent, 1976. G. Tremblay, 1974, p. 57.	photogrammétrie	* lignes de rivage sur un esker	422
22	Canton de Courville, Qué., esker à l'ouest du lac Carpentier, Qué.	48°25'	77°27'	G. Tremblay, 1974, p. 58.	carte topographique ?	* ligne de rivage sur un esker (près de la limite supérieure?)	366, 363, 360
23	Nord-est du canton de Landrienne, sur moraine interlobaire d'Harricana.	48°32'	77°49'	G. Tremblay, 1974, p. 58.	carte topographique ?	* lignes de rivage sur la moraine interlobaire Harricana (près de la limite supérieure ?)	~ 366
24	Canton de Montgay, nord de Senneterre, Qué.	48°26'	77°13'	Allard, 1974, p. 277-278. Prest et Vincent, 1976, inéd.	carte topographique	limite supérieure du délavage	~ 366
25	Canton de Dallard, Qué. nord de Mégiscane.	48°23'	77°06'	Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde	limite supérieure au délavage	364
26	Canton de Tiblemont, Qué, est du lac Fish.	48°11'	77°12'	Prest et Vincent, 1976, inéd.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	377
27	Canton de Lozeau, Qué, versant sud du mont Laurier.	49°48'	77°32'	Longley, 1943, p. 23.	?	* plage	396
				Hardy, 1976, p. 155	carte topographique, courbes de niveau à tous les 20 pi (6,096 m)	lignes de rivage — altitude de 395 m interprétée comme étant à la limite supérieure	entre 380 et 395
28	Canton de Brochant, Qué, sud-ouest de lac Sébastien.	49°36'	74°52'	Ignatius, 1958, p. 30.	carte topographique ?	* plage (près de la limite supérieure)	~ 427

Site	lieu	localisation		références	méthode de mesure	phénomènes mesurés et interprétation ¹	alt. (m)
		lat.	long.				
29	Collines aux environs du lac Opémisca, Qué.	?	?	Norman, 1938, p. 70.	?	plages interprétées comme étant à la limite supérieure) * plages	438
30	SSE du lac Amisquioumisca, Qué.	50°19'	76°07'	Shaw, 1944, p. 43 Dionne, comm. pers. 1975, dans Hardy, 1976, p. 157.	altimètre	plage à la limite supérieure	436
31	Canton de Paulariès, Qué. ouest du lac Duchat.	48°35'	78°57'	Prest et Grant, comm. pers., 1976.	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	389
32	Canton de Disson, Qué, collines Nissing.	48°54'	78°51'	Prest et Grant, comm. pers., 1976	baromètre anéroïde	limite supérieure du délavage	405
33	Canton de Du Guesclin, Qué, colline de l'ouest du lac Father.	49°21'	75°28'	Hardy, 1976, inéd.	carte topographique, courbes de niveau à tous les 10 pi (3,048 m)	limite supérieure du délavage	415
34	Est du lac Tésécau, Qué.	51°02'	75°45'	Hardy, 1976, inéd.	carte topographique, courbes de niveau à tous les 10 pi (3,048 m)	limite supérieure du délavage	> 442
35	Nord du lac Weakwaten, Qué.	51°10'	75°46'	Hardy, 1976, inéd.	carte topographique, courbes de niveau à tous les 10 pi (3,048 m)	limite supérieure du délavage	418
						limite supérieure du délavage	418
						limite inférieure du délavage	427
ALTITUDES REJETÉES ²							
36	Nord-ouest du canton de Senneville, Qué.	48°17'	77°45'	L.P. Tremblay, 1956 p. 83-84.	?	limite supérieure du délavage	450
37	Canton d'Aiguebelle, Qué, collines Abijevis	?	?	Ambrose, 1941, p. 4	?	plages	457

* Lignes de rivage reliées à des niveaux lacustres intermédiaires.

1. Dans quelques cas, la synthèse des données nous a amenés à reconsidérer l'interprétation de certains auteurs.
2. Les altitudes relevées par L. P. Tremblay (site 36) et Ambrose (site 37) ont été rejetées parce qu'elles nous ont semblé beaucoup trop élevées. Dans le premier cas, l'auteur se base sur la présence de « roche nue » pour définir sa limite, ce qui nous semble peu déterminant. Dans le second cas, l'auteur souligne que l'altitude n'a été relevée que très grossièrement.