

Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des Rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec
Proglacial Lakes Development and Déglaciation of the Upper Basin of au Saumon and Chaudière Rivers, Southern Québec
Entwicklung pro-glazialer Seen und Enteisung im Oberlauf der Flüsse Saumon und Chaudière im Südlichen Québec

Armand Larocque, Q. J. H. Gwyn et André Poulin

Volume 37, numéro 1, 1983

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032501ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032501ar>

[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

Larocque, A., Gwyn, Q. J. H. & Poulin, A. (1983). Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des Rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(1), 93–105.
<https://doi.org/10.7202/032501ar>

Résumé de l'article

Les études antérieures sur le Quaternaire du sud du Québec mettent en évidence un modèle général de déglaciation basé sur la position des moraines principales. Notre étude, axée sur une logique des formes et des dépôts, détaille l'évolution de la récession glaciaire et le développement des lacs retenus par le front de l'inlandsis, dans une sous-région de l'Estrie. Le drainage proglaciaire a évolué en quatre systèmes principaux : le système des « étangs Frontaliers » (1), composés de petits lacs qui se sont d'abord vidés de façon diffuse vers la Nouvelle-Angleterre, avant que le drainage ne se concentre vers le fleuve Kennebec (2), puis vers le fleuve Connecticut (3), pour finalement se faire vers le lac proglaciaire Memphrémagog (4). L'évolution du retrait glaciaire commence par l'apparition de nunataks, résultant de l'amincissement de l'inlandsis. L'allure du front reflète dès lors la configuration du relief sous-jacent qui influence directement le mode de fusion de la glace. Le retrait de la glace est relativement plus rapide dans les vallées orientées dans le sens de la déglaciation et il existe une corrélation inverse entre la pente du relief et la vitesse de recul de l'inlandsis.

DÉVELOPPEMENT DES LACS PROGLACIAIRES ET DÉGLACIATION DES HAUTS BASSINS DES RIVIÈRES AU SAUMON ET CHAUDIÈRE, SUD DU QUÉBEC

Armand LAROCQUE, Q.J.H. GWYN et André POULIN, Département de géographie, université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1.

RÉSUMÉ Les études antérieures sur le Quaternaire du sud du Québec mettent en évidence un modèle général de déglaciation basé sur la position des moraines principales. Notre étude, axée sur une logique des formes et des dépôts, détaille l'évolution de la récession glaciaire et le développement des lacs retenus par le front de l'inlandsis, dans une sous-région de l'Estrie. Le drainage proglaciaire a évolué en quatre systèmes principaux: le système des «étangs Frontaliers» (1), composés de petits lacs qui se sont d'abord vidés de façon diffuse vers la Nouvelle-Angleterre, avant que le drainage ne se concentre vers le fleuve Kennebec (2), puis vers le fleuve Connecticut (3), pour finalement se faire vers le lac proglaciaire Memphrémagog (4). L'évolution du retrait glaciaire commence par l'apparition de nunataks, résultant de l'amincissement de l'inlandsis. L'allure du front reflète dès lors la configuration du relief sous-jacent qui influence directement le mode de fusion de la glace. Le retrait de la glace est relativement plus rapide dans les vallées orientées dans le sens de la déglaciation et il existe une corrélation inverse entre la pente du relief et la vitesse de recul de l'inlandsis.

ABSTRACT *Proglacial lakes development and deglaciation of the upper basin of the Saumon and Chaudière rivers, southern Québec.* The general pattern of deglaciation in southern Québec in previous studies is based primarily on the location of the principal moraines. This article presents the detailed evolution of proglacial lakes and the retreat of the ice front based upon a study of the geomorphology and Quaternary deposits in a subregion of the Eastern Townships. Four main systems of proglacial drainage have been mapped: the «Étangs Frontaliers» (1) drained through various cols toward New England before the drainage concentration first in the Kennebec River (2) then in the Connecticut River (3), and finally into proglacial Lake Memphrémagog (4). The evolution of the ice front position began with the development of nunataks, resulting from the thinning of the ice-sheet and its shape reflected the underlying topography. The local retreat was faster in valleys oriented in the direction of the deglaciation and, in general, there is an inverse correlation between slope line and rate of glacier retreat.

ZUSAMMENFASSUNG *Entwicklung proglazialer Seen und Enteisung im Oberlauf der Flüsse Saumon und Chaudière im Südlichen Québec.* Die früheren Forschungsarbeiten über das Quartär im Süden von Québec zeigen ein allgemeines Muster der Enteisung, das sich auf die Lage der wichtigsten Moränen stützt. Dieser Artikel zeigt die genaue Entwicklung proglazialer Seen und den Rückzug der Eisfront, gestützt auf eine Erforschung der Geomorphologie und Quartär Ablagerungen in einer Subregion der Cantons de l'Est. Vier Hauptsysteme für proglaziale Entwässerung wurden kartographiert: "Étangs Frontaliers" (1) entwässert durch verschiedene Joche nach New England hin, bevor eine Entwässerungskonzentration zuerst im Kennebek Fluss (2) dann in den Connecticut Fluss (3), und schliesslich in den proglazial See Memphrémagog (4) geschieht. Die Evolution der Eisfrontposition begann mit der Entwicklung von Nunataken, als Resultat von der Verdünnung der Eiskecke, und ihre Form spiegelte die unterliegende Topographie wider. Der örtliche Rückzug war in den Tälern, die mit der Richtung der Enteisung übereinstimmten schneller, und im Allgemeinen gibt es eine umgekehrte Korrelation zwischen Hanglinie und der Geschwindigkeit des Gletscher Rückzuges.

INTRODUCTION

Le territoire couvert par cette étude se situe dans le sud du Québec, plus précisément dans la partie est de la région qui se nomme l'Estrie (fig. 1). Le relief de la région est caractérisé par le passage, du nord-ouest au sud-est, d'un plateau faiblement ondulé et incliné vers le nord-ouest à une chaîne continue de montagnes, aux versants parfois abrupts, appelée « montagnes Frontalières » par DUBOIS (1974). Cette zone montagneuse, dominée par plusieurs sommets qui culminent entre 700 et 1200 m, détermine la ligne de partage des eaux entre le versant atlantique au sud-est et le bassin du Saint-Laurent au nord-ouest. La région est drainée par deux systèmes hydrographiques importants : celui de la rivière Saint-François et de ses affluents, l'Eaton et la rivière au Saumon, et celui de la rivière Chaudière (fig. 2). Du côté américain, on retrouve trois bassins principaux occupés par les fleuves Connecticut, Androscoggin et Kennebec qui vont se jeter dans l'océan Atlantique. De nombreux petits cours d'eau occupent les vallées et déversent leurs eaux dans l'un ou l'autre de ces bassins.

Plusieurs études portant sur la géomorphologie et la géologie du Quaternaire y ont été effectuées depuis quelques années. Les principales sont celles de SHILTS (1970, 1981), de McDONALD (1967, 1969), et de CLÉMENT et PARENT (1977). De plus, une carte qui montre les principales positions de retrait du front de l'inlandsis, lors de la dernière déglaciation de la fin du Wisconsinien supérieur, a été aussi publiée par GADD, McDONALD et SHILTS (1972). Ces études montrent que la dernière déglaciation appartenant à l'événement glaciaire du Lennoxville s'est faite en direction du nord-ouest. Régressant dans le sens du drainage actuel des rivières, le front du dernier inlandsis a endigué ainsi de nombreux lacs. Cependant, peu de travaux portent sur le développement et la disposition de ces étendues d'eau, excepté ceux qui décrivent les lacs proglaciaires Memphrémagog et Chaudière. De même, nous ne connaissons que les principaux stades du retrait glaciaire, et les positions intermédiaires étaient, jusqu'à présent, peu connues. Nos travaux ont permis de reconstituer l'évolution détaillée du drainage des lacs proglaciaires pour une sous-région de l'Estrie et d'y définir un modèle régional d'évolution de la dernière déglaciation wisconsinienne.

MÉTHODOLOGIE

Le lac proglaciaire est défini comme une étendue d'eau stagnante alimentée, en majeure partie, par la fonte du glacier et retenue par la glace et le relief (A. LAROCQUE et GWYN, 1981). L'existence de ces plans d'eau est liée à l'épaisseur de la glace qui retient l'eau et à certaines caractéristiques du relief : inclinaison générale vers le front glaciaire et présence de cuvettes et de couloirs (LUNDQVIST, 1972). Les points faibles de cet étau, représentés par des cols ou des chenaux au front de la glace, contrôlent le drainage des plans d'eau.

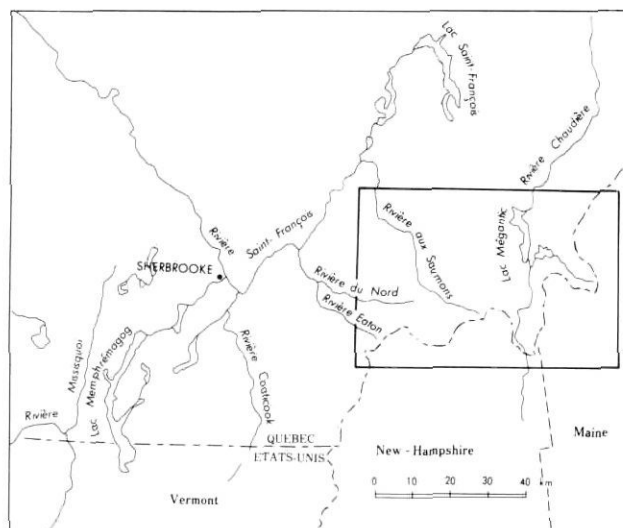


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude.

Location of the studied area.

Le recul du front crée d'autres exutoires à des altitudes inférieures par la libération d'autres cols ou le creusement d'autres chenaux proglaciaires. Ainsi, la déglaciation est accompagnée de la formation d'une multitude de lacs dont les niveaux sont décroissants et progressivement décalés dans le sens du retrait glaciaire.

La reconstitution que nous présentons s'échafaude à partir de l'existence de ces lacs proglaciaires et de leurs différents niveaux. Cette méthodologie a déjà été utilisée avec succès pour la reconstitution de la déglaciation de l'île de Baffin, dans le nord du Canada (ANDREWS et BARNETT, 1979), ainsi qu'en Scandinavie (SEPPÄLÄ, 1980 ; LUNDQVIST, 1972). La position instantanée de la marge glaciaire qui fut mise en corrélation avec les niveaux des divers lacs a été déduite des formes juxta-glaciaires. La délimitation des lacs et des fronts s'appuie sur la détermination des positions frontales, la délimitation des périmètres lacustres, l'identification de leurs niveaux et la détermination du sens de leur drainage. Le tableau I résume les indices utilisés pour définir les caractéristiques de chacun des lacs. Nous avons aussi appliqué le principe d'horizontalité des plans d'eau pour délimiter l'extension des lacs. Ce principe a aussi été utilisé pour tracer les positions frontales le long des reliefs et a permis de définir ce que l'on peut appeler des lignes de front d'altitude minimale. Un tel procédé n'a que peu de conséquence à l'échelle locale, car les écarts d'altitude du front entre les indices cotés ne peuvent qu'être faibles. De plus, suivant ce même principe, il est raisonnable de présumer la contemporanéité des événements attribués à chacune des phases glacio-lacustres. À cause de la faible étendue et de la brièveté des lacs décrits, le calcul des déformations isostatiques n'aurait rien ajouté à l'étude. L'inventaire des formes et des dépôts s'appuie sur une inter-

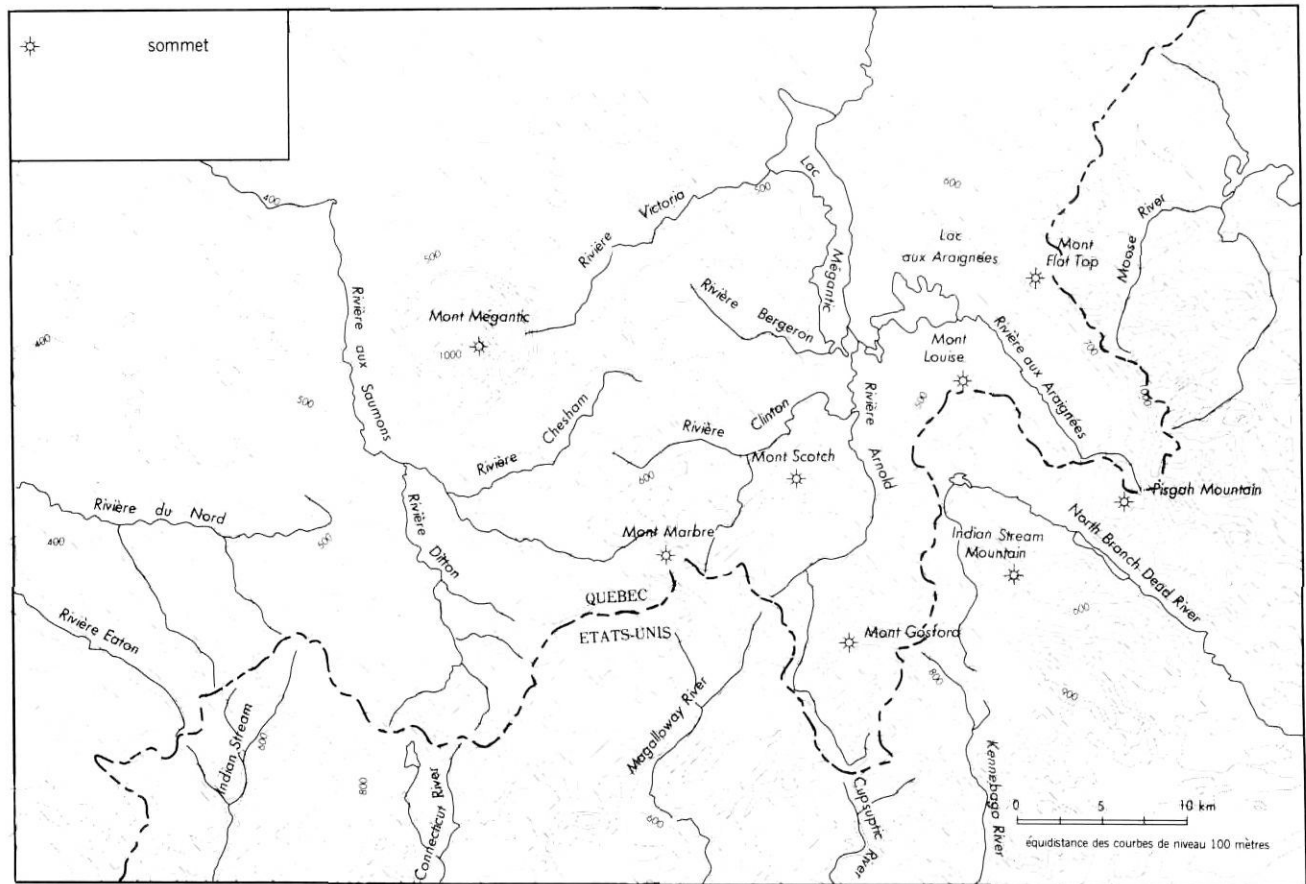


FIGURE 2. Hydrographie et physiographie de la région.

Hydrography and physiography of the area.

TABLEAU I

*Caractéristiques des lacs proglaciaires du haut bassin
des rivières au Saumon et Chaudière*

niveau :	— altitude de l'exutoire — altitude des formes glacio-lacustres — déformation isostatique des plans d'eau
étendue :	— distribution des formes et des dépôts glacio-lacustres — position de la glace
drainage :	— localisation du déversoir — sens d'écoulement des eaux proglaciaires
position de la glace :	— distribution des formes et des dépôts juxta-glaciaires — distribution des formes et des dépôts glacio-lacustres — niveau du lac

prétation des photographies aériennes à l'échelle de 1/15 000, ainsi que de 1/10 000 lorsque c'était possible ; les renseignements ainsi obtenus ont été par la suite vérifiés sur le terrain. De plus, des analyses granulométriques et l'interprétation des faciès dans les dépôts ont permis de préciser les milieux de sédimentation.

L'existence des divers niveaux glacio-lacustres est surtout soulignée par des formes et des dépôts d'anciens rivages. Les paléo-deltas sont les formes les plus évidentes et leurs dimensions sont proportionnelles à l'apport sédimentaire. Ces anciens deltas étaient alimentés soit par des chenaux proglaciaires, soit par des cours d'eau semblables à ceux qui existent aujourd'hui. Par contre, les lignes de rivages sont peu développées et prennent la forme de ruptures de pente le long des versants recouverts, le plus souvent, de till. Le remaniement des dépôts de surface par l'action lacustre se manifeste par la concentration de cailloux et de blocs en surface et de quelques dépôts provenant de plages peu développées. Les sédiments d'eau profonde sont surtout présents sous forme de varves déposées dans le fond des vallées et parfois mises au jour par le travail érosif des cours d'eau. La vidange de ces lacs était assurée par des exutoires dont le calibre dépendait du débit des eaux de drainage. Ces déversoirs sont des chenaux à fond plat et à côtés abrupts, localisés sur les cols qui parsèment les interfluvies ou sur les versants de la vallée.

Par ailleurs, les formes juxtaglaciaires viennent préciser les positions frontales de la glace. Les plus importantes et les plus nombreuses sont des chenaux proglaciaires qui ont surtout été creusés à flanc de vallée.

Leur calibre suggère un fort courant qui a creusé le till plaqué sur les versants. Les bourrelets morainiques y sont plus rares, tout comme les terrasses de kame.

La cartographie des positions frontales de la glace et des niveaux lacustres permet d'établir une correspondance spatiale des facteurs géomorphologiques et de faire une reconstitution de la paléogéographie du retrait de l'inlandsis. La séquence des différentes étapes de retrait du front et d'évacuation des eaux de fusion, issues du glacier et des culots, y est précisée. Dans la région étudiée, nous avons identifié vingt-quatre phases glacio-lacustres correspondant à autant de stades du retrait de la glace, auxquelles s'ajoutent quelques phases intermédiaires moins apparentes. Le détail de cette morpho-séquence dépend essentiellement de l'abondance des repères qui montrent les divers niveaux glacio-lacustres et les anciennes positions du front glaciaire.

ÉVOLUTION GLACIO-LACUSTRE

PHASE I (fig. 3a)

Cette phase correspond au début de la déglaciation de la région à l'étude. Le mont Gosford émerge d'abord et forme un nunatak. Par la suite, de petites étendues d'eau sont emprisonnées entre la glace et le versant de la montagne. Le surplus d'eau de ces lacs est évacué vers le sud, par la rivière Kennebago, affluent de l'Androscoggin. La position de la glace a été tracée d'après la topographie et la présence d'une terrasse de kame entre le lac de niveau 915 et celui de 860 m. Le niveau du dernier lac est déterminé par un col situé le long de la frontière.

PHASE II (fig. 3b)

Elle correspond à l'existence d'un lac de niveau 755 m dans la vallée de l'Arnold, qui est bien marqué par la

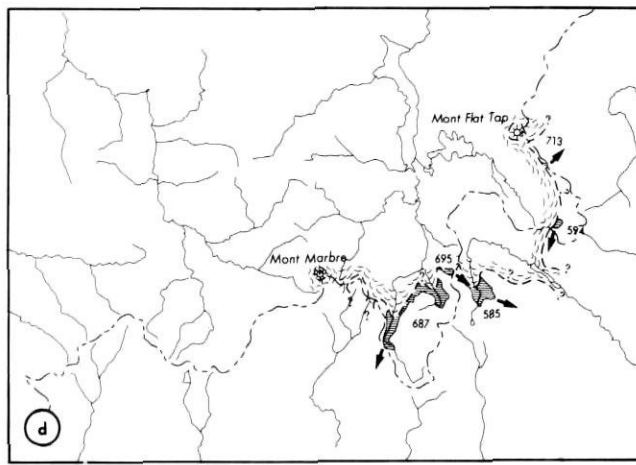
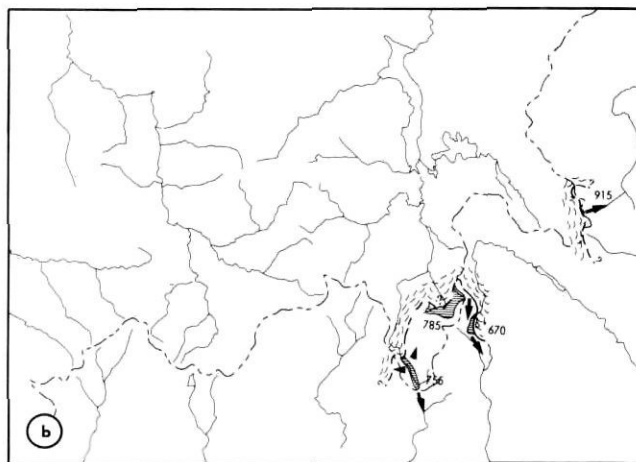
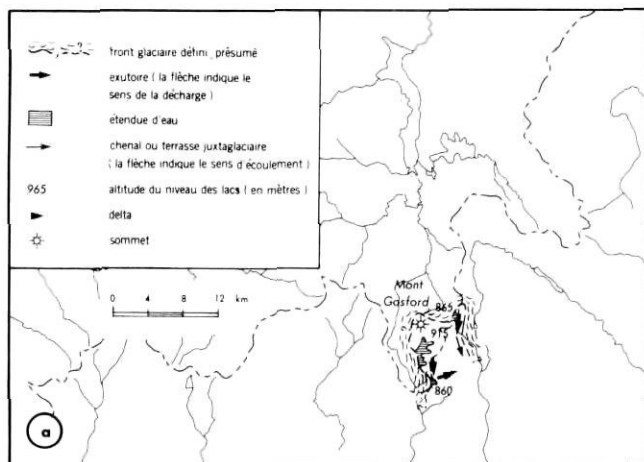


FIGURE 3a. Phase glacio-lacustre I.

Glacio-lacustral phase I.

FIGURE 3c. Phase glacio-lacustre III.

Glacio-lacustral phase III.

FIGURE 3b. Phase glacio-lacustre II.

Glacio-lacustral phase II.

FIGURE 3d. Phase glacio-lacustre IV.

Glacio-lacustral phase IV.

présence de deux deltas. Les eaux de vidange du lac de niveau 785 m longent alors le front glaciaire, pour se jeter dans un autre lac dont le niveau avoisine les 670 m. Le niveau du second lac est réglé par un lobe qui bloque la vallée du Kennebec et force les eaux de fonte à s'écouler vers le sud, le long de ce lobe. Tous ces lacs aboutissent à l'Androscoggin. Le découvrément des sommets sur le versant est du bassin de la rivière aux Araignées est indiqué par la présence d'un petit lac solitaire à 915 m.

PHASE III (fig. 3c)

Durant cette phase, les « montagnes Frontalières » commencent véritablement à émerger de la couverture de glace. Pour la première fois, l'existence d'un lac y est régie par la position de la glace qui contrôle un exutoire le long d'un versant. Ce lac, situé à 762 m, ceinture les flancs nord et ouest du mont Gosford. Ailleurs, l'effritement du front glaciaire provoque la libération d'un col sur l'interfluve entre les bassins de l'Androscoggin et du Kennebec, fixant ainsi le niveau des eaux d'un autre lac à une altitude de 640 m. La glace borde alors le versant nord du mont Indian Stream, en y décrivant un bel arc de cercle. Le front vient ensuite longer les montagnes qui délimitent la frontière, en y construisant une série de terrasses de kame à proximité du lac de niveau 708 m. Ce lac se déverse dans le bassin du Kennebec, par l'entremise de la rivière Dead.

Pendant une phase mineure subséquente non illustrée, un bassin tributaire de la rivière Dead est occupé par plusieurs lacs coalescents qui forment ainsi un vaste plan d'eau contrôlé par un exutoire dont l'altitude est de 685 m; la position de la glace est indiquée par des chenaux proglaciaires sur les versants.

PHASE IV (fig. 3d)

Durant cette phase, l'émergence de plusieurs sommets le long de la frontière montre l'influence du relief sur l'allure du front glaciaire. Dans la vallée de la rivière Arnold, le lac de niveau 687 m s'étend de plus en plus. Sa forme et son étendue expriment les rapports étroits entre la configuration du relief et la position de la glace. La disparition d'un lac de niveau 708 m, dans la vallée de la rivière aux Araignées, et son remplacement par un plan d'eau plus modeste, contrôlé par un chenal proglaciaire à une altitude de 594 m, relèvent du même type d'organisation.

PHASE V (fig. 3e)

Cette phase correspond à une récurrence glaciaire régionale qui a construit la « moraine de la Frontière » (Frontier Moraine), décrite par SHILTS (1970, 1981) comme la plus ancienne de l'Estrie. Elle est formée de crêtes de till sur les parties élevées et de deltas de contact dans les vallées. Le drainage du bassin de la rivière Arnold est totalement bouleversé pendant cette phase et ses eaux s'écoulent maintenant en direction du bassin

du fleuve Kennebec. Cette translation s'effectue par une chaîne de quatre lacs qui débute au plan d'eau placé à une altitude de 670 m pour se déverser l'un dans l'autre vers l'est. Dans le bassin de la rivière aux Araignées, le recul du front libère peu à peu le versant et emprisonne de petits étangs reliés par des chenaux d'érosion le long de la marge glaciaire.

PHASE VI (fig. 3f)

D'abord, la fusion de la glace abaisse le niveau du lac barré dans la vallée de l'Arnold à une altitude de 650 m (non illustré) et les eaux sont évacuées vers le sud, par un col ouvert sur le bassin de la rivière Magalloway. Par la suite, les eaux de la vallée de l'Arnold s'écoulent à nouveau vers l'est (fig. 3f). Au même moment, le mont Scotch émerge au-dessus de la surface de l'inlandsis. Les eaux de drainage longent le front et se jettent dans une série de lacs qui se déversent dans la rivière Dead. Sur la bordure nord-est de la glace, un petit système de lacs s'établit à la faveur d'un col transfrontalier.

PHASE VII (fig. 3g)

L'organisation du système de drainage vers le Kennebec s'étend à l'ouest. De nombreux lacs et étangs proglaciaires s'installent dans la portion ouest du bassin supérieur de la Chaudière. La position de la glace et son épaisseur permettent à la fois la retenue de plusieurs lacs le long du front et l'apparition probable de nombreux sommets le long de la frontière Québec-États-Unis. Ces reliefs morcellent le front en lobes. Le bassin de la rivière aux Araignées est occupé par deux lacs contigus de niveau 460 et 451 m qui vont se déverser dans un troisième lac en aval. Ce dernier est barré par le lobe qui occupe la vallée de la rivière Dead et ne peut s'écouler que par un chenal proglaciaire situé à une altitude de 440 m.

PHASE VIII (fig. 3h)

L'émergence de nombreux sommets des « montagnes Frontalières », placés le long de l'interfluve entre les bassins de la rivière au Saumon et de l'Androscoggin, caractérise la phase VIII. Cet événement prépare la scission entre l'inlandsis principal situé au Québec et des masses glaciaires résiduelles au New Hampshire. C'est aussi le début du fonctionnement d'un col situé au sud du mont Scotch dont la forme allongée permettra le contrôle, pendant un certain temps, de tout le drainage provenant des lacs plus à l'ouest, à un niveau de 570 m. Ces eaux vont se jeter dans les lacs barrés à des altitudes de 567 et 564 m dans le bassin de la rivière Arnold qui atteignent alors leur extension maximale. Toutes les eaux de ce système s'écoulent le long du côté sud du lobe de la rivière Dead. Ce lobe bloque, sur son côté nord, un petit lac de niveau 420 m qui est alimenté par un autre plan d'eau sis à 451 m. Ce dernier est retenu par le lobe de la vallée de la rivière aux Araignées.

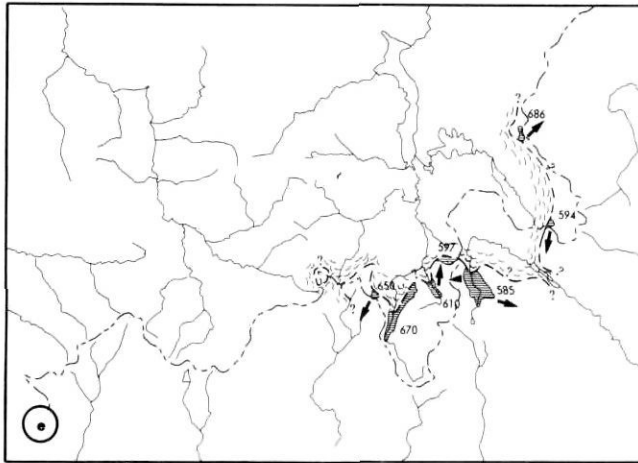


FIGURE 3e. Phase glacio-lacustre V.

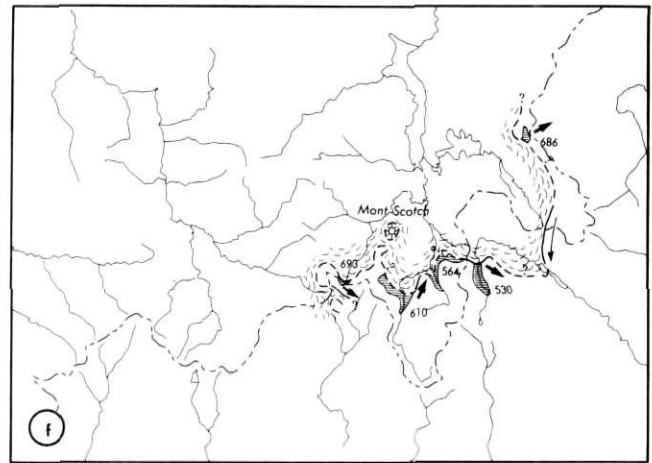
Glacio-lacustral phase V.

FIGURE 3f. Phase glacio-lacustre VI.

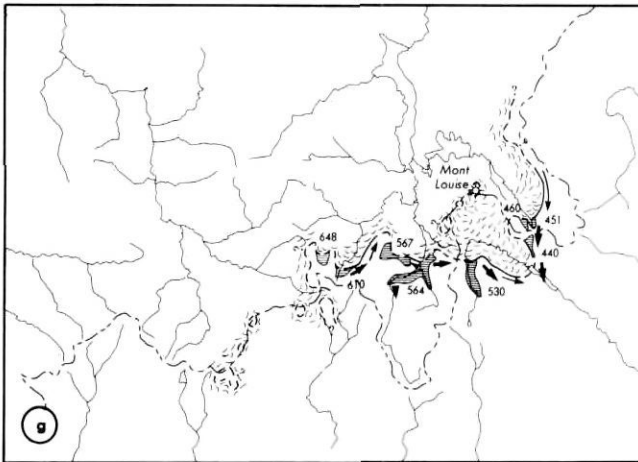
Glacio-lacustral phase VI.

FIGURE 3g. Phase glacio-lacustre VII.

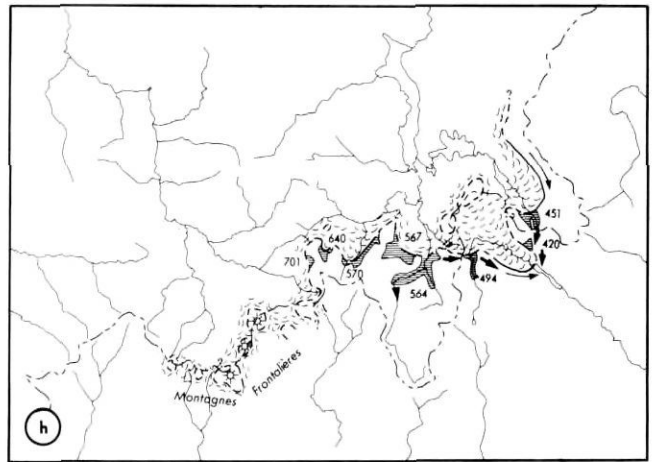
Glacio-lacustral phase VII.

FIGURE 3h. Phase glacio-lacustre VIII.

Glacio-lacustral phase VIII.

PHASE IX (fig. 3i)

La rupture de la masse de glace le long de la frontière Québec-New Hampshire s'achève par l'émergence d'une autre partie de l'interfluve. La fusion de la glace libère plusieurs sommets qui délimitent l'interfluve entre les bassins de la Chaudière et de la rivière au Saumon. Ces dégagements favorisent la retenue de lacs dans la partie supérieure des vallées, lacs qui alimenteront plus tard le bassin de la rivière au Saumon. Dans le bassin de la rivière Arnold, le recul du front entraîne une baisse générale du niveau des lacs, toujours liés à la présence de lobes glaciaires dans les vallées. Quant au lobe du bassin de la rivière Dead, il fond peu à peu sur place et emprisonne un autre lac au niveau de 465 m, sur sa bordure nord. Durant cette phase, le front de la glace est bien défini par des chenaux proglaciaires et par des terrasses de kame le long des versants.

PHASE X (fig. 3j)

La scission entre l'inlandsis principal et des masses résiduelles de glace situées à la tête des vallées localisées outre-frontière est un fait accompli. Par ailleurs, une chaîne de lacs se développe sur la lisière de la masse glaciaire et favorise l'écoulement des eaux vers l'est. Le lobe de la vallée de la rivière Dead est en train de fondre par décrépitude tout en épousant la forme du fond de la vallée. Peu à peu, ce lobe qui traverse un col entre les bassins des rivières Arnold et Dead va se détacher de la masse principale. Dans la vallée de la rivière aux Araignées, c'est le début d'un lac de niveau 430 m, contrôlé par le col le plus bas le long de la frontière. Ce col contrôlera plus tard le plus haut niveau du lac proglaciaire Chaudière.

PHASE XI (fig. 3k)

Dans le bassin de la rivière au Saumon, le front de la glace emprisonne des lacs allongés aux niveaux de 670

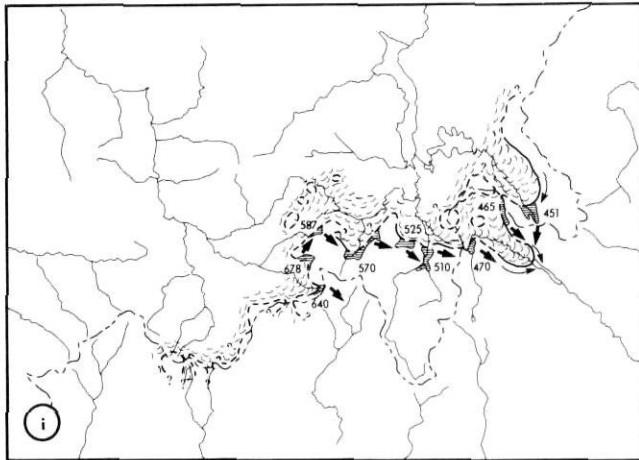


FIGURE 3i. Phase glacio-lacustre IX.

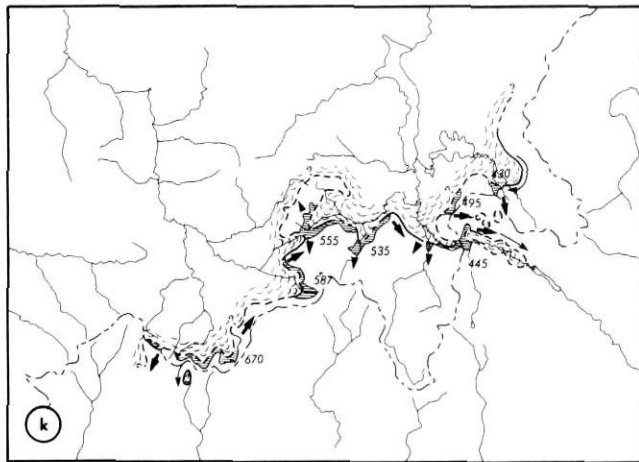
Glacio-lacustral phase IX.

FIGURE 3k. Phase glacio-lacustre XI.

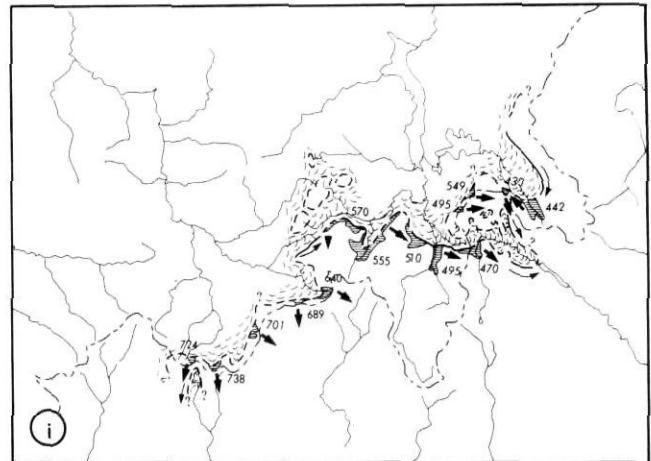
Glacio-lacustral phase XI.

FIGURE 3j. Phase glacio-lacustre X.

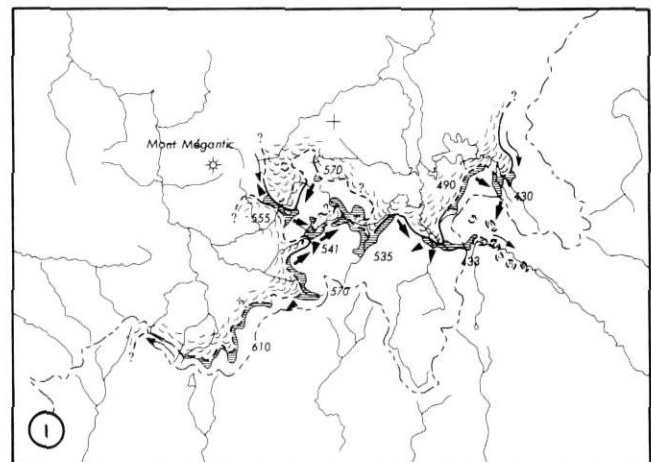
Glacio-lacustral phase X.

FIGURE 3l. Phase glacio-lacustre XII.

Glacio-lacustral phase XII.

et 587 m, et dont la configuration est clairement influencée par le relief. L'émergence des sommets et la séparation de la glace à la hauteur d'un col entre les bassins des rivières au Saumon et Chaudière individualisent deux lobes bien délimités. La libération du col joignant les bassins de l'Arnold et de la rivière Dead, associée au morcellement de la masse de glace morte dans la vallée de la rivière Dead, contribue à la formation d'un lac de niveau 445 m. Pendant ce temps, un culot de glace situé dans le New Hampshire, près de la frontière, fond lentement à l'intérieur de la cuvette du lac Third Connecticut.

PHASE XII (fig. 31)

De par sa hauteur et son étendue, le sommet du mont Mégantic est sans doute parmi les premiers points du relief de cette région à percer la surface de la calotte glaciaire. Mais ce n'est qu'au cours de cette phase qu'une brèche sépare la glace qui ceinturait jusqu'alors ce massif, emprisonnant un lac de niveau 555 m. Un petit lobe, relié au nord à l'inlandsis, est bordé par deux

gouttières. L'une d'elle est accolée au pied du versant est du mont Mégantic et l'autre longue, à l'est, le versant de l'interfluve. Les deux alimentent le petit lac interlobaire qui est retenu au sud par le front de la masse de glace qui occupe la tête de la rivière au Saumon. Dans cette dernière vallée, le front glaciaire délimite deux lacs de niveau 610 et 570 m qui s'étirent comme de minces rubans. Leurs eaux se jettent dans le bassin de la rivière Clinton, alors occupé par une masse de glace isolée qui contrôle l'évacuation des eaux venant de l'ouest. Dans la vallée de la rivière Dead, les nombreux culots, qui font suite à la décrépitude du lobe qui occupait la vallée, fondent sur place et laissent des cuvettes plus ou moins circulaires. Ces cuvettes sont présentement remplies d'eau ou de matière organique.

PHASE XIII (fig. 3m)

Le système de drainage vers le Kennebec continue de s'élaborer, à mesure que la glace recule vers le nord

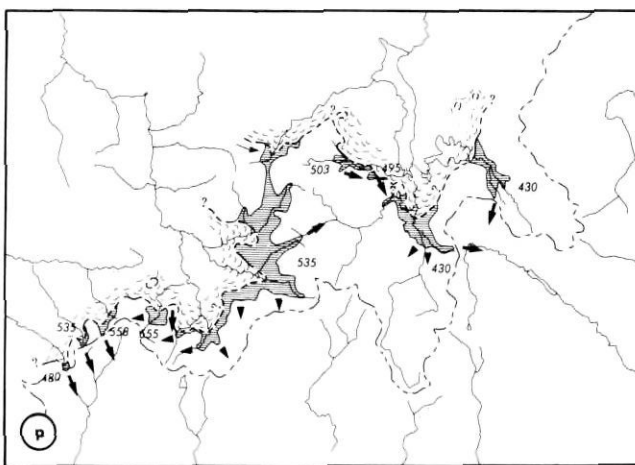
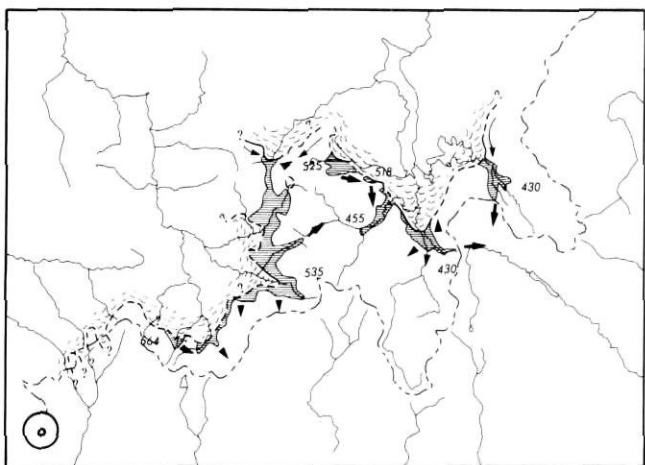
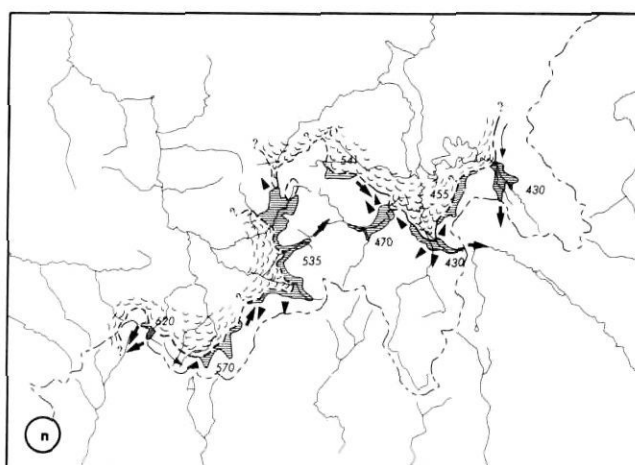
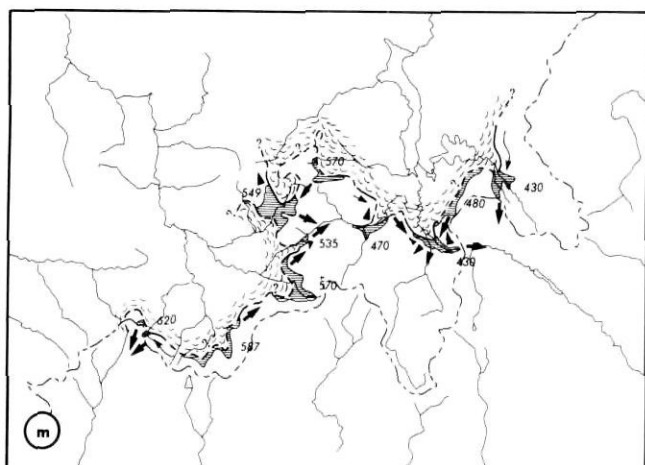


FIGURE 3m. Phase glacio-lacustre XIII.

Glacio-lacustral phase XIII.

FIGURE 3o. Phase glacio-lacustre XV.

Glacio-lacustral phase XV.

FIGURE 3n. Phase glacio-lacustre XIV.

Glacio-lacustral phase XIV.

FIGURE 3p. Phase glacio-lacustre XVI.

Glacio-lacustral phase XVI.

et le nord-ouest. La phase XIII correspond à une des premières positions de la moraine de Woburn, définie par SHILTS (1970, 1981). Cette position est bien marquée par des deltas de contact et des chenaux. Les eaux barrées dans la vallée de la rivière Arnold s'écoulent par un col d'une altitude de 430 m. Le lac ainsi formé est alimenté par des étendues d'eau qui s'y déversent, en longeant d'abord la marge de la glace avant d'y construire des deltas. Les lacs occupant le bassin de la rivière au Saumon continuent leur vidange vers l'est par l'entremise des cols qui coupent la ligne de faite vers le bassin de la Chaudière. Le système de drainage devient de plus en plus complexe comme le démontre la chaîne de lacs composée des étendues d'eau occupant les vallées des rivières Bergeron, Chesham et Clinton. La brèche qui s'était créée dans la masse de glace de la vallée du Chesham s'est maintenant agrandie, favorisant l'extension du plan d'eau interlobaire, à une altitude de 549 m.

PHASE XIV (fig. 3n)

Durant cette phase, les eaux de drainage vont se jeter dans le bassin du Kennebec, à l'exception de celles provenant de quelques lacs éphémères qui longent la frontière, au sud-ouest, et qui se déversent dans le bassin du Connecticut. La fonte de la glace, dans le bassin de la rivière au Saumon, permet le regroupement de plusieurs lacs indépendants qui ne forment maintenant qu'un seul plan d'eau, retenu à une altitude de 535 m par un col juché sur l'interfluve du bassin de la Chaudière. La haute vallée de la rivière Chesham enferme une masse de glace, délimitée par des terrasses de kame et des chenaux proglaciaires. L'absence de sédimentation lacustre dans cette partie de la vallée appuie aussi cette interprétation, alors qu'un mince lobe occupe le col entre les bassins des rivières Chesham et Victoria. Dans la vallée de l'Arnold, la glace marque alors la deuxième et dernière position de la moraine de Woburn.



FIGURE 3q. Phase glacio-lacustre XVII.
Glacio-lacustral phase XVII.

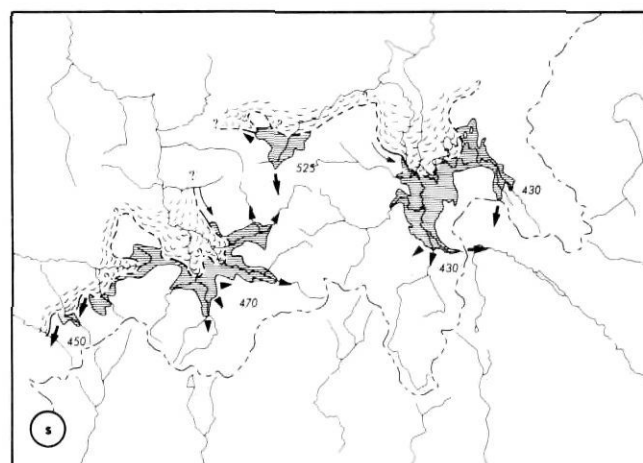


FIGURE 3s. Phase glacio-lacustre XIX.
Glacio-lacustral phase XIX.



FIGURE 3r. Phase glacio-lacustre XVIII.
Glacio-lacustral phase XVIII.



FIGURE 3t. Phase glacio-lacustre XX.
Glacio-lacustral phase XX.

PHASE XV (fig. 30)

Le lac de niveau 535 m est de forme allongée et s'étend sur une très grande distance, au contact de la glace. La glace qui obstrue les vallées des rivières au Saumon et Chesham maintient ce lac dans lequel des deltas se construisent à l'embouchure de quelques cours d'eau. Des sommets apparaissent déjà au-dessus de la glace, au sud-ouest, dans le haut bassin de la rivière Eaton. Les niveaux des lacs barrés dans les vallées secondaires du versant ouest du bassin de la Chaudière baissent peu à peu, au fur et à mesure que le front se retire vers le nord.

PHASE XVI (fig. 3p)

La vallée de la rivière au Saumon est encore noyée par les eaux du lac de niveau 535 m qui s'étend de plus en plus, car il ne dispose que d'un exutoire élevé. La forme indentée du lac est la conséquence de l'adaptation du drainage au relief local et de l'allure lobée du

front glaciaire. La tête du bassin de l'Eaton est alors occupée par trois lacs autonomes. L'orientation des chenaux proglaciaires souligne l'emplacement du front qui épouse la forme des vallées. Le flanc ouest du lobe qui occupe la vallée de la Chaudière barre encore la vallée de la rivière Bergeron, d'où la présence de deux petits lacs latéraux, alors que la partie inférieure de la vallée de la rivière Clinton est encore obstruée par un culot de glace.

PHASE XVII (fig. 3q)

Le système de drainage vers le bassin du Connecticut commence à s'organiser. Les eaux d'une série de lacs contigus passent d'une vallée à l'autre, avant d'être drainées par un col d'une altitude de 480 m, rejoignant la vallée de la rivière Indian Stream, tributaire du Connecticut. À mesure que la glace libère le versant, le niveau du lac qui se jette dans la vallée de l'Eaton baisse graduellement pour se stabiliser à 495 m. Dans le bassin

de la rivière au Saumon, le retrait du front s'accélère, probablement par vèlage dans le lac de retenue et en raison de la forme bombée des interfluvés. Cette phase correspond à l'extension maximale du lac de niveau 535 m, alors que la glace est sur le point de libérer un autre exutoire. La forme du lac dépend de la configuration du relief et de la position de la glace qui lui confère un allongement prononcé. Les deux principaux lacs retenus dans le bassin de la Chaudière vont bientôt fusionner.

PHASE XVIII (fig. 3r)

Le drainage du bassin de la rivière au Saumon est alors modifié par la mise en place du système d'écoulement vers le Connecticut. Les eaux qui étaient auparavant évacuées vers le bassin de la Chaudière sont dorénavant drainées vers le bassin de l'Eaton, par suite de la libération d'un col plus bas sur la rive ouest du lac. Ce changement se fait brusquement, lorsque le barrage de glace cède; l'immense masse d'eau ainsi libérée creuse fortement le nouvel exutoire du lac. Ce lac digité qui épouse la forme des vallées, tout comme les lobes de glace, dépend d'un col situé à une altitude de 495 m. Il est exagérément long par rapport à sa largeur et de nombreux deltas détaillent son périmètre. L'abaissement du niveau précité crée un lac à la tête du bassin de la rivière Victoria, dont le niveau de 525 m est contrôlé par un col placé le long de l'interfluve. Ailleurs, l'ancêtre du lac Mégantic, le lac proglaciaire Chaudière, atteint le niveau de 430 m. L'exutoire principal du lac semble être le col situé à la tête de la rivière aux Araignées. Cependant, le col situé dans le bassin de la rivière Arnold est aussi connu comme un exutoire du lac, malgré une faible différence d'altitude avec le col précédent (SHILTS, 1970 et 1981). Les deux cols ont peut-être fonctionné simultanément en périodes de crue.

PHASE XIX (fig. 3s)

Le niveau du lac qui occupe la vallée de la rivière au Saumon diminue progressivement, avant de se stabiliser à une altitude de 470 m. La forme du lac est digitée, car elle épouse l'allure des vallées. Plusieurs deltas s'étalent le long de ses rives. Un chenal proglaciaire contrôle son drainage et communique avec un lac de niveau 450 m qui se déverse dans la vallée de la rivière Eaton. La séparation du front en deux lobes, qui occupent les vallées des rivières au Saumon et du Nord, provoque l'émergence d'un nouvel interfluve à cet endroit. La déglaciation accélérée du bassin de la rivière au Saumon est sans doute liée au dégagement des hauteurs qui séparent les divers sous-bassins et qui morcellent ainsi le front. Deux petits lobes se forment au nord-est du mont Mégantic, par l'émergence d'un autre interfluve. Durant cette phase, le lobe qui occupe la vallée de la Chaudière se résorbe et atteint la limite sud de la dépression qui deviendra plus tard le lac Mégantic.

PHASE XX (fig. 3t)

Cette phase est une étape de transition dans le développement du lac proglaciaire de la vallée de la rivière au Saumon. Un col, formé par un chenal proglaciaire fortement creusé sur un versant, retient les eaux du lac à un niveau de 455 m. Ce lac ne dure qu'un court laps de temps et ne laisse que peu de marques dans le paysage, à l'exception de quelques deltas de petite dimension. Le front du lobe qui barre la vallée de la rivière au Saumon est net et contribue, avec celui de la vallée de la rivière du Nord, à la retenue d'un lac à cheval sur l'interfluve. Le lac de la vallée de la Victoria est stationnaire, pendant que la glace s'appuie encore sur le flanc abrupt du versant sud-est de la vallée.

PHASE XXI (fig. 3u)

Les bassins voisins des rivières au Saumon et Eaton se déversent encore dans le Connecticut. Le niveau du lac barré dans ces deux bassins s'abaisse jusqu'à 450 m. Ailleurs, les eaux du bassin de la Chaudière, exception faite de celles de la vallée de la Victoria, s'écoulent vers le bassin du Kennebec. Les lacs qui occupent les vallées de la Chaudière et de la Victoria continuent de s'étendre. Dans la vallée de la rivière au Saumon, une plaine d'épandage et des deltas de contact délimitent le nouveau front. Des chenaux proglaciaires marquent la position de la glace dans les autres vallées.

PHASE XXII (fig. 3v)

Le recul du front, dans le bassin de la rivière Eaton, provoque l'abaissement des eaux dans la vallée de la rivière du Nord. Cet événement entraîne la diminution du niveau du lac qui occupe la vallée de la rivière au Saumon qui est maintenant contrôlé par la ligne d'interfluve entre les deux bassins. Les nombreux deltas montrent que le niveau de la retenue est de 419 m. Les formes de rivage mieux développées indiquent une meilleure stabilité de ce niveau par rapport aux niveaux antérieurs. Un petit lac occupe une des vallées à l'intérieur du massif du mont Mégantic et un chenal proglaciaire, creusé à flanc de montagne, en retient les eaux jusqu'à une altitude de 510 m. Le front glaciaire est marqué par des chenaux proglaciaires, des deltas de contact et aussi par la présence d'un complexe morainique construit sur le versant ouest de la vallée de la rivière au Saumon. À partir de cette phase, l'évolution de la déglaciation du bassin de l'Eaton n'influence plus directement le drainage des lacs barrés dans la vallée de la rivière au Saumon.

PHASE XXIII (fig. 3w)

Le lac barré dans la vallée de la Victoria s'abaisse, alors qu'un nouveau contrôle de la hauteur des eaux s'effectue par un col d'une altitude proche de 503 m. Après avoir traversé l'interfluve, les eaux de drainage longent la marge glaciaire et creusent des chenaux au pied du flanc nord-ouest du mont Mégantic. Elles édi-

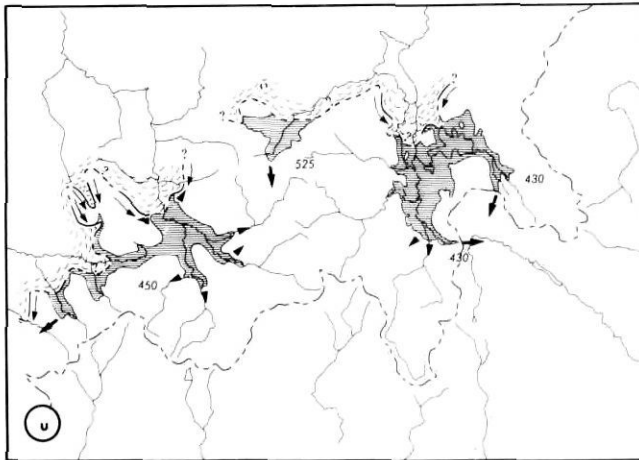


FIGURE 3u. Phase glacio-lacustre XXI.

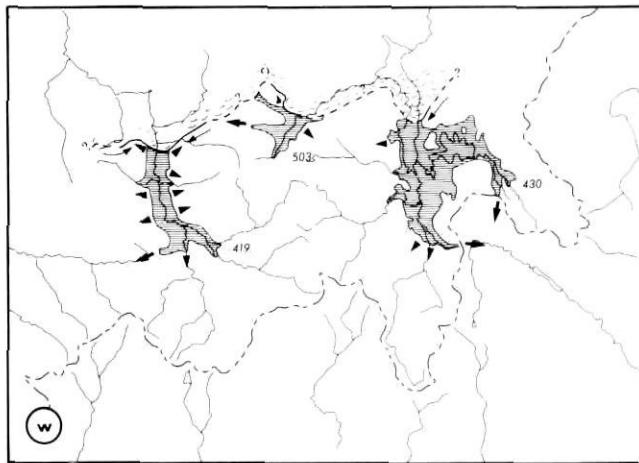
Glacio-lacustral phase XXI.

FIGURE 3w. Phase glacio-lacustre XXIII.

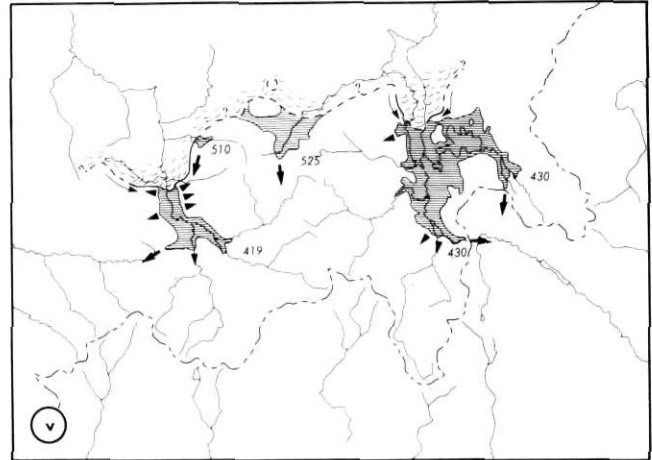
Glacio-lacustral phase XXIII.

FIGURE 3v. Phase glacio-lacustre XXII.

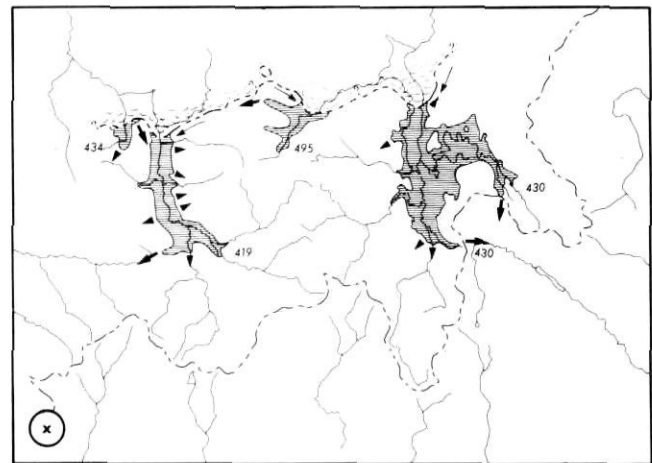
Glacio-lacustral phase XXII.

FIGURE 3x. Phase glacio-lacustre XXIV.

Glacio-lacustral phase XXIV.

fient aussi un delta dans le lac qui barre la vallée de la rivière au Saumon. Ce lac, encore maintenu au niveau de 419 m, s'étale au pied du massif du mont Mégantic. Pendant ce temps, le lac qui occupe le bassin de la Chaudière, à l'avant de la glace, s'accroît peu à peu vers le nord. De nombreux chenaux proglaciaires, qui se terminent parfois par des deltas de contact dans les plans d'eau, délimitent cette nouvelle marge glaciaire. Le système glacio-lacustre se simplifie.

PHASE XXIV (fig. 3x)

Cette phase correspond à la moraine de Ditchfield que SHILTS (1970) considère comme étant la position frontale la plus fortement développée de la région. Le niveau de 419 m du lac de la vallée de la rivière au Saumon persiste, tandis que le lac reçoit les déversements du plan d'eau barré dans une petite vallée adjacente. Les eaux de vidange de la vallée de la Victoria se jettent dans la vallée de la rivière au Saumon, même si le ni-

veau du lac s'abaisse jusqu'à une altitude de 495 m. La libération d'un col sur l'interfluve permet l'utilisation de ce nouvel exutoire. Ce niveau constitue la dernière étape du système de drainage des eaux de la vallée de la rivière Victoria vers le bassin de la rivière au Saumon. Sur la bordure est de la vallée de la Chaudière, les eaux construisent une terrasse de kame entre le lobe et le versant de la cuvette du lac Mégantic.

La déglaciation de la région se poursuit ainsi. La glace bloque le drainage normal, faisant évoluer des lacs ainsi endigués dans les vallées. Le niveau du lac de la vallée de la rivière au Saumon baisse graduellement, à mesure que de nouveaux exutoires sont libérés plus en amont (LAROCQUE, G. et al., 1983). Quant au lac de la vallée de la Chaudière, il reste au niveau de 430 m pendant une assez longue période, jusqu'à ce que la glace dégage un autre déversoir moins élevé, situé à plusieurs dizaines de kilomètres au nord.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le développement des phases, basé sur les changements de localisation des exutoires montre l'interdépendance des plans d'eau proglaciaires vis-à-vis du relief et de la glace. Dès les premiers signes de dégagement du relief de la région, le drainage des eaux de fusion s'ébauche en fonction des principaux bassins hydrographiques. Les systèmes qui se sont succédé dans les bassins de la rivière au Saumon et de la Chaudière (tabl. II) ont pour limite les plus bas cols qui longent leur interfluve. Le système des «étangs Frontaliers» (fig. 3a à 3n) a constitué le premier réseau de drainage. Ce système est relié à la formation de plans d'eau de faible dimension, le long de la crête soulignée par la frontière. L'absence de hiérarchisation du drainage se traduit par le déversement des eaux dans différents bassins. Dans le bassin de la rivière Arnold, cette organisation se développe davantage lorsque s'élabore l'écoulement des eaux vers le fleuve Androscoggin (fig. 3a à 3d). En général, la vie de ces lacs est éphémère, surtout à cause de leur position élevée qui longe une ligne principale de partage des eaux. La disparition du premier système s'effectue lentement, à mesure que des systèmes plus évolués s'organisent à l'intérieur des principaux bassins hydrographiques. Le système de drainage vers le fleuve Kennebec prend peu à peu la relève dans le bassin de la rivière Chaudière (fig. 3e à 3x) et s'étend, par étapes, jusque dans la vallée de la rivière au Saumon (fig. 3i à 3q). Il est marqué par un développement rapide de l'organisation du drainage des eaux proglaciaires et par la naissance du lac proglaciaire Chaudière. Dans le bassin de la rivière au Saumon, ce système de drainage est ensuite remplacé successivement par ceux qui s'écoulent d'abord vers le Connecticut (fig. 3r à 3u) et ensuite vers le lac proglaciaire Memphrémagog (fig. 3v à 3x). Depuis le début du retrait, le drainage des eaux de fusion se fait normalement vers l'Atlantique. Cette constatation exige que les vallées de la Nouvelle-Angleterre soient déjà libres de glace ou que la glace qui s'y trouve ne constitue pas un obstacle majeur à l'écoulement des eaux vers le sud.

Au début de la déglaciation, les lacs piégés entre la glace et le relief ont des formes simples. Plus tard, la complexité s'accroît, lorsque le tracé des lacs obéit au modelé des versants des «montagnes Frontalières» et des échancrures du haut bassin de la rivière au Saumon. Cette complexité disparaît lorsque la glace ne recouvre plus que les plateaux situés plus au nord; le tracé du front devient plus rectiligne et les plans d'eau se simplifient, tout en augmentant de volume. Le lac confiné dans la vallée de la rivière au Saumon en est un bon exemple. Au moment de l'extension maximale du niveau 419 m (fig. 4), ce lac couvrait une superficie quatre fois supérieure à celle du lac Mégantic actuel.

La carte des principales positions de retrait du front glaciaire souligne mieux le rôle fondamental du relief sur la décomposition de la masse glaciaire (fig. 5). Le

TABLEAU II

Altitudes limites des systèmes d'écoulement des lacs proglaciaires, hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière.

systèmes d'écoulement	Rivière au Saumon	Rivière Chaudière
«Étangs Frontaliers»	plus de 587 m	plus de 650 m
Kennebec	de 587 à 535 m	de 650 à 430 m
Connecticut	de 535 à 419 m	
Memphrémagog	moins de 419 m	

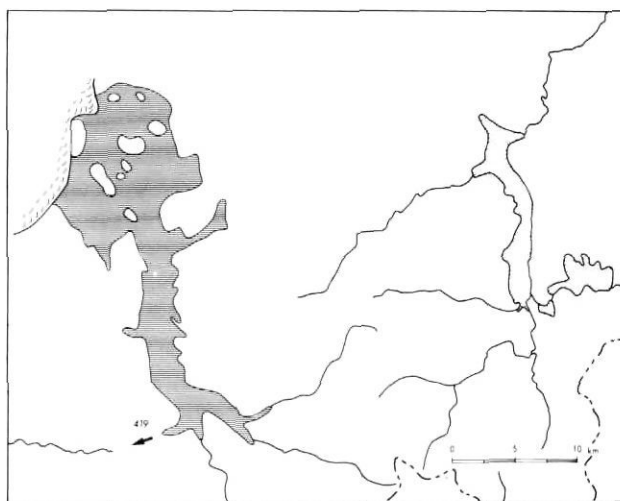


FIGURE 4. Comparaison entre la taille du lac proglaciaire au Saumon, niveau 419 m, au moment de son extension maximale, avec celle du lac Mégantic actuel.

Comparison between the size of proglacial lake au Saumon, level 419 m, at its maximal extension, and the size of the actual Lake Mégantic.

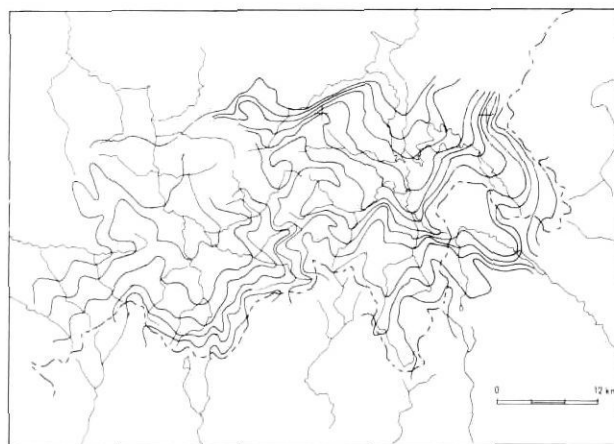


FIGURE 5. Position des principaux stades de recul du front, lors de la dernière déglaciation.

Position of the main stages of ice-retreat, during the last deglaciation.

relief dissèque le front et fragmente la bordure de glace en lobes confinés dans les vallées, pendant que les hauteurs des interfluvés délimitent leurs rebords. L'orientation des vallées principales influence le tracé de la marge de glace, moulant les lobes qui s'y trouvent. Par contre, des culots de glace peuvent se séparer de la masse principale, surtout du côté sud-est des interfluvés et dans le fond des vallées orientées perpendiculairement au sens du retrait. Le relief a probablement influencé la vitesse de recul du front. Le début de la déglaciation est caractérisé par l'apparition des sommets et des lignes de faite, par suite de l'amincissement régional de la calotte. Une fois les collines émergées, les lobes encastrés dans les vallées décroissent par l'abaissement de profil du front et par vélage au contact des lacs, alors que la marge régresse plus lentement le long des versants. Le relief favorise les effets positifs de poussée des petits lobes dans les vallées et l'état de stagnation sur les hauteurs. La vitesse de fusion de la glace serait contrôlée sub-régionalement par les pentes, l'exposition des versants et l'orientation des axes du relief.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Jean-Marie Dubois, Léo Provencher et Gérard Larocque pour leurs commentaires et les discussions qu'ils ont bien voulu susciter. Nous tenons aussi à souligner le travail de Diane Langlois qui a mis les différentes figures au propre. L'étude a été réalisée en partie grâce à une subvention du C.R.S.N.G., projet A-4250, accordée à Q.H.J. Gwyn. La mise au propre des figures a pu être effectuée grâce à une subvention de l'université de Sherbrooke.

RÉFÉRENCES

- ANDREWS, J.T. et BARNETT, D.M. (1979): Holocene (Neoglacial) moraine and proglacial lake chronology, Barnes Ice Cap, Canada, *Boreas*, vol. VIII, n° 3, p. 341-358.
- CLÉMENT, P. et PARENT, M. (1977): Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, p. 217-228.
- DUBOIS, J.M.M. (1974): Proposition de régions physiographiques pour les Cantons de l'Est: un apport à la classification de Bostock, *Géoscope*, vol. V, n° 2, p. 13-46.
- GADD, N.R., McDONALD, B.C. et SHILTS, W.W. (1972): *Déglaciation of Southern Quebec*, Geological Survey of Canada, Paper 71-47, Ottawa. 19 p.
- LAROCQUE, A. et GWYN, Q.H.J. (1981): Évolution du drainage des lacs proglaciaires et les positions frontales associées, hautes vallées de la Saint-François et de la Chaudière, *Annales de l'ACFAS*, résumés des communications, vol. 49, p. 103.
- LAROCQUE, G., GWYN, Q.H.J. et POULIN, A. (1983): Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation du haut Saint-François, sud du Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXVII, n° 1, p. 85-92.
- LUNDQVIST, J. (1972): Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range, *Boreas*, vol. 1, n° 1, p. 27-54.
- McDONALD, B.C. (1967): *Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of Southeastern Quebec*, Ph.D. thesis, Univ. of Yale, 161 p. (non publié).
- (1969): *Surficial geology of La Patrie-Sherbrooke area, Quebec, including Eaton river watershed*, Geological Survey of Canada, Paper 67-52, Ottawa, 21 p.
- SEPPÄLÄ, M. (1980): Deglaciation and glacial lake development in the Kaamasjoki river basin, Finnish Lapland, *Boreas*, vol. IX, p. 311-319.
- SHILTS, W.W. (1970): *Pleistocene geology of the Lake-Mégantic region, Southern Quebec*, Ph.D. thesis, Syracuse Univ 154 p.
- (1981): *Surficial Geology of the Lac-Mégantic area, Québec*, Geological Survey of Canada, Memoir 397, Ottawa, 102 p.