

Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec

Late Wisconsinan Ice Retreat Model along the Appalachian Mountains, Southern Quebec

Характер отступления позднего висконсинского ледника вдоль Аппалачей в южном Квебеке

Gilbert Prichonnet, André Doiron and Marc Cloutier

Volume 36, Number 1-2, 1982

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032473ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032473ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Prichonnet, G., Doiron, A. & Cloutier, M. (1982). Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2), 125–137. <https://doi.org/10.7202/032473ar>

Article abstract

Ice retreat along the western edge of the Appalachian Mountains of Québec was controlled by the topography. The main physiographic elements are NNE-SSW ridges and depressions formed by tectonic forces (slices, klippen) and some monadnocks of intrusive rocks; the relief steps up eastward, from 80 to 960 m (at the Sutton Mountains). No significant stabilization of the ice margin can be inferred from the field data. Moreover, the mapped ice contact deposits do not relate to climatic events. The features associated with ice retreat are scattered glaciofluvial bodies that occupy slopes and bottoms of major valleys and minor thalwegs. Two different types of glacio-fluvial deposits have been observed. The first one, arcuate and concentric, is composed of NE-SW morainic crests, which are subparallel and irregularly spaced (100-500 m). The second one, trending SE-NW, is perpendicular to the former one. Sedimentary structures within the glaciofluvial ridges indicate unidirectional currents at their origin (mainly SE and S). Each accumulation or succession of deposits has to be analyzed individually. Several segments of the "Highland Front Moraine Complex" also correspond to this mode of ice retreat. During this very irregular retreat, the ice front was strongly influenced by the topography. Any tentative correlations of such minor ice fronts would be risky: they trend obliquely to the position of the "Highland Front Moraine Complex" which does not exist per se in the studied area.

LE MODE DE RETRAIT GLACIAIRE TARDIWISCONSINIEN SUR LA BORDURE APPALACHIENNE AU SUD DU QUÉBEC

Gilbert PRICHONNET, André DOIRON et Marc CLOUTIER, Département des sciences de la Terre, université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec H3C 3P8.

RÉSUMÉ Le retrait glaciaire sur la bordure occidentale des Appalaches du Québec fut influencé par la topographie. Le relief est marqué par des crêtes et des dépressions orientées NNE-SSO, d'origine structurale (écaillés, klippen) et quelques monadnocks de roches intrusives : il s'élève par paliers vers l'E, de 80 à 960 m (monts Sutton). On ne peut pas déceler de front de stabilisation important. De plus, les dépôts de contact glaciaire cartographiés ne paraissent pas avoir de signification climatique précise. Les corps sédimentaires fluvio-glaciaires associés au retrait glaciaire sont dispersés sur les pentes, au cœur des vallées majeures et dans des talwegs mineurs. Les dépôts sont organisés selon deux types nets : l'un arqué, concentrique, fait de segments morainiques NE-SO, subparallèles et irrégulièrement espacés (100 à 500 m) ; l'autre, SE-NO, donc radial et perpendiculaire au précédent. L'analyse des structures sédimentaires démontre le caractère unidirectionnel des courants à l'origine de chaque dépôt fluvio-glaciaire (vers le SE et le S). Chaque accumulation, ou série d'accumulations, constitue un phénomène qui doit être analysé et interprété « individuellement ». Plusieurs segments des dépôts antérieurement attribués au « Complexe morainique du front des Hautes Terres » ne font pas exception à ce modèle de retrait des glaces. Les fronts glaciaires s'adaptent aux reliefs, au cours d'un recul quelque peu erratique. Il paraît difficile de relier ces fronts glaciaires mineurs. Leur direction est oblique au « Complexe morainique du front des Hautes Terres » : celui-ci n'existe pas en tant que tel dans la région étudiée.

ABSTRACT *Late Wisconsinan ice retreat model along the Appalachian Mountains, Southern Québec.* Ice retreat along the western edge of the Appalachian Mountains of Québec was controlled by the topography. The main physiographic elements are NNE-SSW ridges and depressions formed by tectonic forces (slices, klippen) and some monadnocks of intrusive rocks; the relief steps up eastward, from 80 to 960 m (at the Sutton Mountains). No significant stabilization of the ice margin can be inferred from the field data. Moreover, the mapped ice contact deposits do not relate to climatic events. The features associated with ice retreat are scattered glaciofluvial bodies that occupy slopes and bottoms of major valleys and minor thalwegs. Two different types of glacio-fluvial deposits have been observed. The first one, arcuate and concentric, is composed of NE-SW morainic crests, which are subparallel and irregularly spaced (100-500 m). The second one, trending SE-NW, is perpendicular to the former one. Sedimentary structures within the glaciofluvial ridges indicate unidirectional currents at their origin (mainly SE and S). Each accumulation or succession of deposits has to be analyzed individually. Several segments of the "Highland Front Moraine Complex" also correspond to this mode of ice retreat. During this very irregular retreat, the ice front was strongly influenced by the topography. Any tentative correlations of such minor ice fronts would be risky: they trend obliquely to the position of the "Highland Front Moraine Complex" which does not exist *per se* in the studied area.

РЕЗЮМЕ *Характер отступления позднего висконсинского ледника вдоль Аппалачей в южном Квебеке.* Отступление ледника вдоль западного края Аппалачей было обусловлено рельефом местности. Полевые данные не дают возможности установить границу значительной стабилизации ледника. Более того, нанесенные на карту контактовые ледниковые отложения не связаны с климатическими изменениями. Черты, связанные с отступлением ледника, это разбросанные флювиогляциальные образования, которые расположены на склонах и на дне крупнейших долин и небольших тальвегов. Наблюдаются два разных типа флювиогляциальных отложений. Первый тип, дугообразный и концентрический, состоит из северо-восточных юго-западных моренных вершин, которые идут подпараллельно и расположены неравномерно (100-500 м). Второй тип, направленный на юго-восток северо-запад, перпендикулярен первому. Структура отложений в флювиогляциальных хребтах указывает на их происхождение от потоков, протекавших в одном направлении (в основном на юго-восток и юг). Каждая аккумуляция или серия отложений должна быть анализирована индивидуально. Некоторые сегменты нагорного комплекса фронтальных морен также соответствуют этому характеру отступления ледника. Во время этого неравномерного отступления на передний край ледника все время оказывалось влияние рельефа местности. Любые приблизительные соотношения таких незначительных краев ледника были бы рискованы: они направлены наклонно к положению нагорного комплекса фронтальных морен, который не существует сам по себе в изучаемом районе.

INTRODUCTION

Cet article présente quelques-uns des résultats d'une étude régionale des dépôts quaternaires recouvrant les premiers reliefs appalachiens, au sud-est des basses terres du Saint-Laurent (fig. 1). Cette étude repose sur un programme de cartographie de 3 feuillets à 1/50 000 par le premier auteur¹, et l'analyse détaillée de deux secteurs partiellement inclus dans la zone principale et débordant sur les feuillets voisins, à l'est, par les co-auteurs². Le territoire dont il sera question ici couvre environ 1700 km².

Nous présenterons les données qui peuvent éclairer le recul glaciaire du Wisconsinien supérieur tardif. Elles reposent principalement sur l'analyse des accumulations fluvio-glaciaires (formes et paléocourants). Quelques considérations tiendront compte des aspects connexes au recul glaciaire (hiérarchie des stries glaciaires, niveaux lacustres et marins).

Le but de l'exposé sera de démontrer que ce milieu montagneux présente un mode de déglaciation intéressant, comparable à celui de nombreux secteurs des Appalaches. En outre, le style de retrait décrit pourrait probablement s'appliquer à des situations analogues, à savoir lorsqu'un inlandsis en recul tend à se disloquer dans une chaîne montagneuse. Quelques remarques plus générales sur les interprétations paléoclimatiques en découlent.

REMARQUES SUR LE MILIEU PHYSIQUE

Dans le territoire considéré, les roches cambriennes et ordoviciennes ont été fortement déformées par l'orogénèse taconique, à la fin de l'Ordovicien: l'ensemble des plis présente un déversement vers l'ONO. Les crêtes (ou chaînons) disséquées et parallèles ont une direction NNE: cette direction est également celle des structures géologiques.

Trois intrusions magmatiques (fig. 2), d'âge crétacé, forment des reliefs subcirculaires: le mont Yamaska, massif, domine le paysage à la limite des basses terres du Saint-Laurent, tandis que les monts Shefford et Broome, plus au SE, sont situés dans le tracé des premières crêtes majeures appalachiennes.

Le relief général, qui n'est que de quelque 80 m un peu à l'ouest du secteur, s'élève vers l'est, où il atteint 1 000 m aux monts Sutton. Le territoire fait partie des «Hautes Terres de l'Est du Québec» (BOSTOCK, 1964: *Eastern Quebec Uplands*). Les incisions fluviales

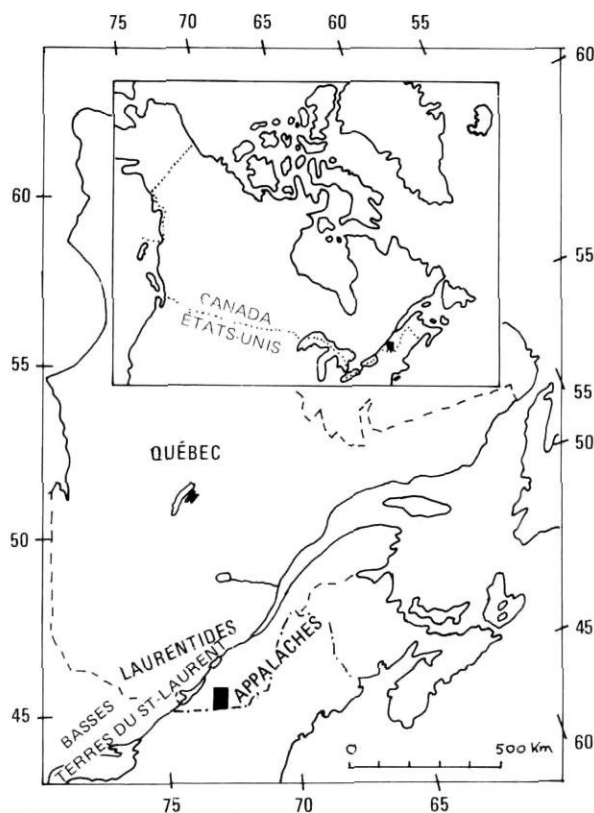


FIGURE 1. Cartes de localisation.

Location maps.

de la zone montagneuse sont profondes: par exemple, la vallée de Sutton (alignée grossièrement sur une structure synclinale et constituant un val) est sise à 150 m d'altitude; elle est dominée à l'ouest par le mont Pinnacle (710 m) et à l'est par la chaîne de Sutton (plusieurs sommets supérieurs à 850 m). La rivière Yamaska et ses deux branches (Sud-Est et Nord) drainent presque toute la région d'étude. Elles traversent les reliefs en s'écoulant vers le nord-ouest, mais certains de leurs segments sont encore adaptés aux structures. Un autre exemple de cheminements parallèle et perpendiculaire aux structures est offert par la rivière Missisquoi, qui draine la partie SE de la région. Ainsi, l'ensemble du réseau prend-il un aspect angulaire assez net.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Plusieurs auteurs ont traité de la géomorphologie régionale (BERNARD, 1966; BIRD, 1970; RITCHOT, 1968): ils ont également abordé certains aspects de la «sédimentation» glaciaire et fluvio-glaciaire, tels la disposition, l'importance ou l'origine de quelques ensembles sédimentaires. C'est ELSON (1962) qui, le premier, a cartographié quelques segments morainiques dans la région de Sutton. Les pédologues ont également reconnu, depuis longtemps (cf. CANN *et al.*, 1948), des ensembles de «graviers mal assortis en forme de kame et d'esker» (légende des cartes pédologiques).

1. Projet de convention 1977-81: Commission géologique du Canada, nos 210-4-78 et *passim* (feuillets de Granby 31 H/7; Cowansville 31 H/2; Saint-Hyacinthe 31 H/10).

2. Thèses de maîtrise: A. Doiron, secteur SE de Granby et bordure ouest de la carte d'Orford 31 H/8; M. Cloutier, secteur NE de Cowansville et bordure ouest de la carte de Memphrémagog 31 H/1.

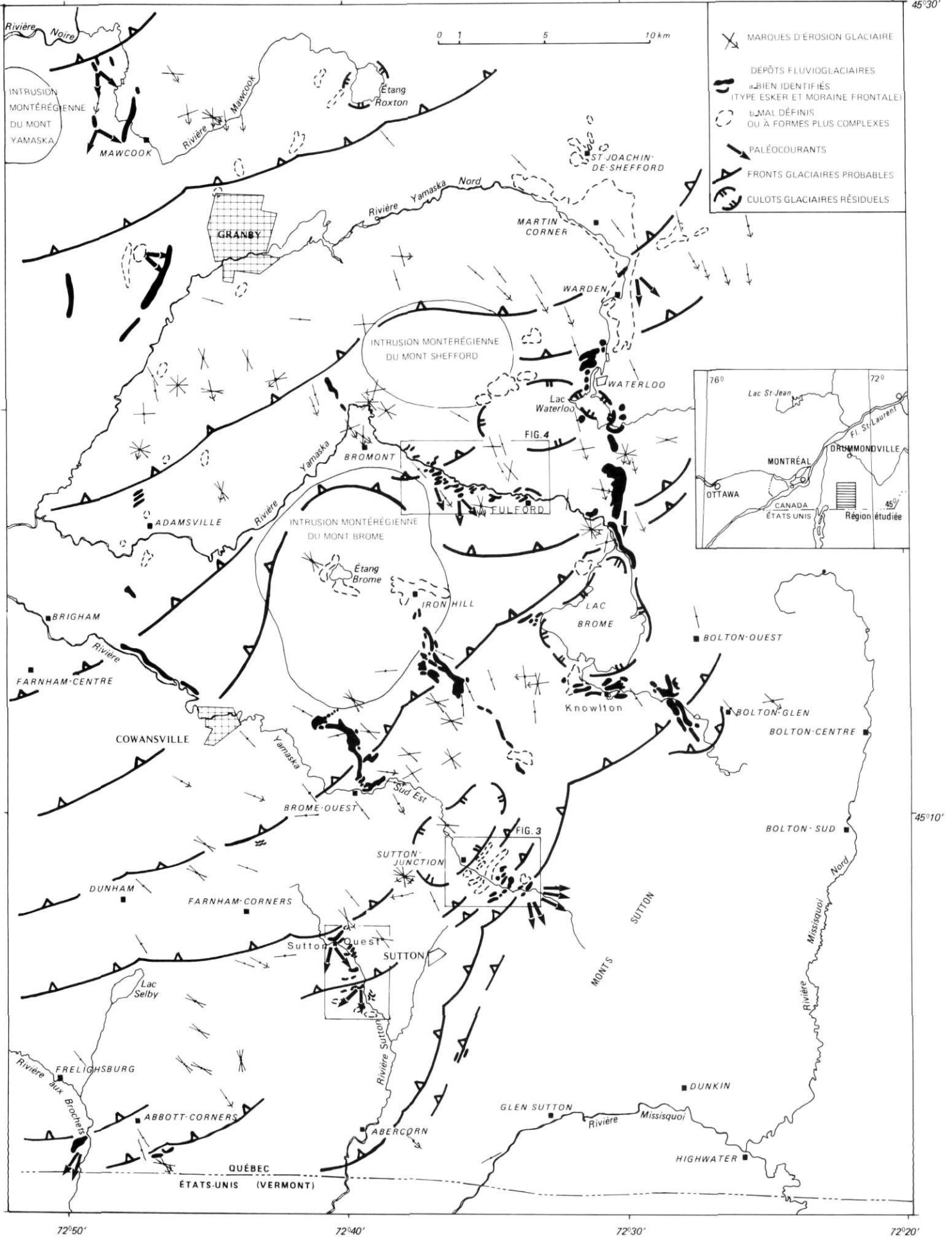


FIGURE 2. Répartition des dépôts fluvioglaciers reconnus. Pour *Distribution of the glacio-fluvial deposits. The ice front positions*

Le concept des grandes moraines de récession du sud du Québec a été établi depuis plus de 15 ans par GADD (1964) et *passim*. Les idées proposées par cet auteur ont marqué depuis lors la littérature traitant de la déglaciation régionale. On lui doit la définition du Complexe morainique du front des Hautes Terres³ regroupant surtout des dépôts fluvio-glaciaires de contact, et qui s'étendrait de Rivière-du-Loup jusqu'à Granby, au SO, soit sur plus de 350 km. Il présente également la Moraine de Drummondville comme étant parallèle à la précédente, quelque 30 km plus au NO : celle-ci s'étendrait sur 150 km — entre le Saint-Laurent et la région de Saint-Hyacinthe.

Un modèle de déglaciation pour tout le sud du Québec fut présenté ensuite par trois chercheurs qui avaient cartographié de larges secteurs des basses terres et des Appalaches (GADD *et al.*, 1972) : les deux fronts glaciaires mentionnés sont prolongés jusqu'à la frontière des États-Unis. Par la suite, GADD (1976) a discuté les relations du Complexe morainique du front des Hautes Terres avec les éventuelles masses glaciaires résiduelles sur certains secteurs appalachiens, lors du retrait de l'inlandsis (*cf.* LAMARCHE, 1971, 1974 ; LORTIE, 1975).

Les concepts de ces grands fronts morainiques ont influencé des modèles paléogéographiques (HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI, 1977), dans lesquels la brève mer de Champlain est subdivisée en plusieurs phases.

Toutefois, dès 1977, dans l'extrême sud du Québec, quelques observations de terrain permirent d'envisager des fronts glaciaires obliques à la Moraine de Drummondville (PRICHONNET, 1977) : cette nouvelle hypothèse entraînait le non-synchronisme d'une partie du tracé précédemment défini.

Récemment, dans la région de Québec, on a précisé la disposition des corps sédimentaires associés à ce Complexe morainique du front des Hautes Terres (LA-SALLE *et al.*, 1979) ; quelques nouveaux noms ont été introduits. Enfin, une approche nouvelle a été proposée pour le segment sud-ouest de ce complexe morainique (PRICHONNET *et al.*, 1980), ainsi que pour la moraine de Drummondville (entre Bedford et Drummondville ; PRICHONNET, 1980a). Les nombreuses données de terrain récoltées depuis 1978 permettent aujourd'hui d'étayer un schéma régional relativement cohérent. Quelques exemples vont l'illustrer.

ANALYSE RÉGIONALE

On décrira ici quelques cas types du mode de retrait glaciaire, en fonction de situations topographiques différentes. Ces exemples permettront de discuter plus précisément du modèle de retrait régional.

3. On adopte ici la terminologie de la carte n° 10-1971 de GADD *et al.* (1972).

PREMIER EXEMPLE : LE VERSANT NORD-OUEST DES MONTS SUTTON

Le versant occidental des monts Sutton offre de nombreux exemples de petites terrasses de kame accrochées à des altitudes variables : deux accumulations, relativement mineures quant à leur volume (6 à 7 m de hauteur), peuvent être signalées à 5 km au SSE de Sutton (fig. 2), le long d'une route secondaire, entre les altitudes 325 et 350 m. Les matériaux y sont composés de graviers à blocs et de sables de granulométries variables, disposés en couches irrégulières ; on y a relevé quelques déformations souples et d'autres cassantes. Par ailleurs, les lits obliques et les rides de courant indiquent un écoulement des eaux de fusion vers le SSO. Pour l'une des formes — bien conservée — on a relevé la présence d'un chenal d'écoulement parallèle à l'accumulation, entre celle-ci et le versant du relief. À lui seul, le chenal démontre que les eaux, à fort pouvoir érosif, s'écoulèrent, durant un certain temps, parallèlement aux courbes de niveau de la pente montagnaise. L'ensemble des caractères sédimentaires et géomorphologiques tendent donc à démontrer la présence d'un milieu aquatique, à très forte énergie, de type « contact glaciaire ».

Ces preuves du milieu fluvio-glaciaire — type « contact glaciaire » — ne sont probablement pas les seules, ni les plus élevées : des recherches plus attentives, dans les boisés denses, seraient certainement fructueuses. Les cas cités ici sont donnés à titre de modèle.

La haute vallée de la rivière Yamaska, en amont de Sutton-Junction, sera présentée comme exemple type d'accumulations attribuables à des contacts glaciaires de contre-pente, avec développement de plans d'eau glacio-lacustres en séquence (fig. 3).

Bien que l'érosion fluviale ait profondément entaillé les dépôts quaternaires (dépôts fluvio-glaciaires et till), et parfois les schistes du substratum, on peut reconstituer une série d'accumulations gravo-sableuses dont les alignements en arcs de cercle sont soulignés, à l'occasion, par des chenaux d'érosion parallèles. L'accumulation la plus importante, au SE, constitue un véritable segment morainique (fig. 3,1 et fig. 4.1 et 2).

L'exploitation en cours, dans cette colline de 500 m de long, révèle une puissance sans doute supérieure à 20 m (fig. 4.1) ; la largeur maximale de l'accumulation est de l'ordre de 250 m. Des mesures de stratifications prises dans le cœur de la « moraine » oscillent entre 13° et 19° d'inclinaison sédimentaire, plongeant vers un large secteur (064° à 167° ; *cf.* 3.1. Sur des galets plats (10 à 15 cm), on a relevé des inclinaisons atteignant 39° à 41° : l'enfoncement de ces éléments grossiers dans une matrice gravo-sableuse prouve le caractère instable des paléopentes sédimentaires ; les galets glissent sur un sédiment plus fin, fraîchement mis en place. L'empilement successif des couches graveleuses,

en direction du SE, permet d'imaginer une certaine permanence de la source du matériel. Cette source ne pouvant être qu'un front glaciaire occupant alors la dépression vers l'ouest, on doit admettre une importante activité des chenaux de fusion supraglaciaires.

Latéralement et en contre-bas, des sables fins à silteux recouvrent les pentes de ces matériaux grossiers : les dépôts fins s'étendent en direction de la dépression située à l'est de la moraine. De belles rides asymétriques sont fréquentes dans les 2 m de sédiments observés sous l'horizon du sol : elles permettent de reconstituer l'orientation des courants, soit vers le nord-ouest (324° à 344° ; fig. 3,2). A l'aide de ces rides et des chenaux d'incision affectant la terrasse sableuse — inclinée vers l'ouest et située au nord et au nord-ouest de la moraine — on peut reconstituer le plan d'eau, sans doute local, dont la vidange s'effectua lors d'une position glaciaire postérieure, légèrement en retrait de celle qui permit la construction morainique.

Plus d'une douzaine de positions du front glaciaire peuvent être ainsi interprétées sur une distance de 3km. Les quelques noyaux rocheux, envoyés par les accumulations fluvioglaciaires, ne semblent pas avoir joué un rôle dans la disposition de ceux-ci. Toutefois, de tels paléoreliefs sont peut-être à l'origine de l'isolement de culots glaciaires hectométriques. Quelques dépressions fermées ou semi-fermées marquent leur fonte (fig. 3,3).

En approchant de la dépression, (au NO) vers 225-230 m d'altitude, les alignements de collines sableuses ou sablo-graveleuses, sont associés à des champs de blocs et à des terrasses de quelque importance, dont les rebords font face au secteur NO. Dans l'une de ces terrasses, on a pu observer jusqu'à 2 m de graviers et de sables à strates lenticulaires : les mesures sédimentologiques (surtout lits obliques) mettent en évidence une mise en place par des courants de directions erratiques et fortement divergents. Aucun chenal n'a été décelé en surface, mais on peut expliquer assez

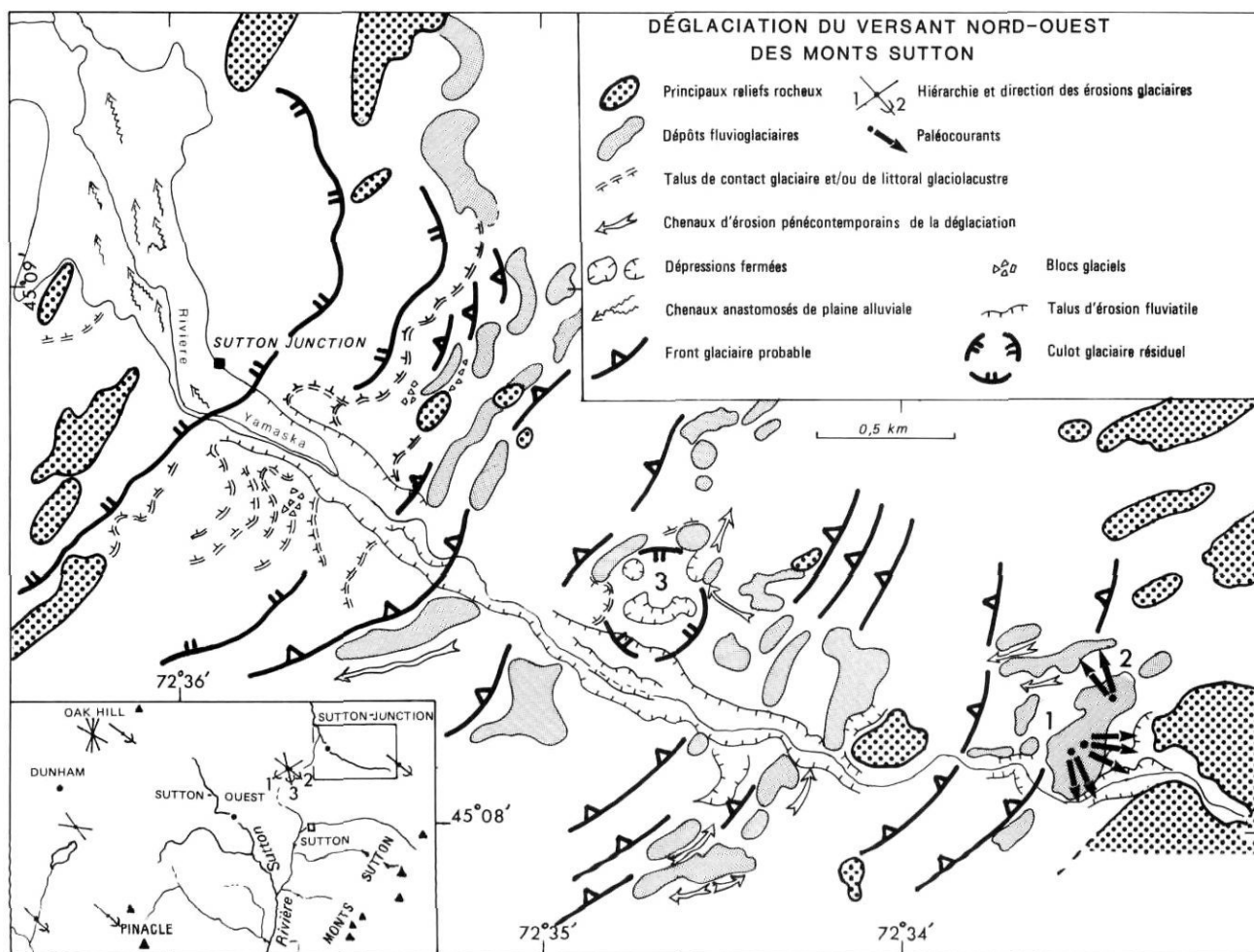


FIGURE 3. Moraines de Sutton-Junction : un mode de retrait glaciaire sur pente montagneuse (1 à 3 : voir discussion dans le texte). Photographies aériennes Q 65103, 142 à 145.

Sutton Junction Moraines : model of the ice retreat on a mountain slope (1 to 3 : see comments in text). Air photos Q 65103, 142 to 145.

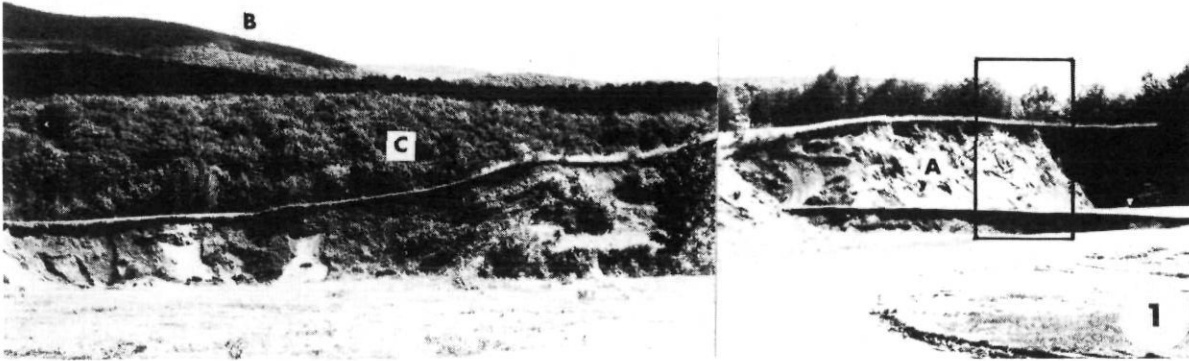
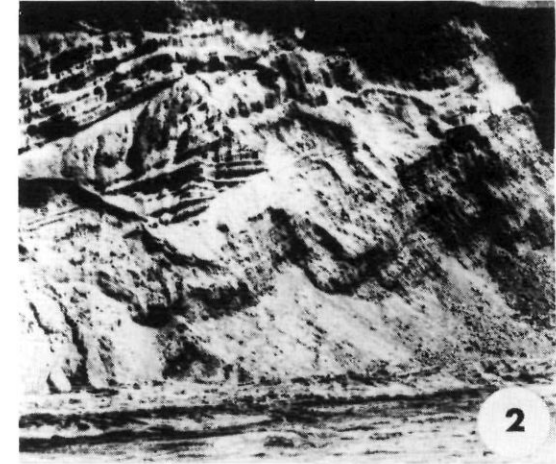


FIGURE 4. Exemples de moraines et de sédiments.

Examples of moraines and sediments.

1. Moraine de kame (A) sur les pentes NO des monts Sutton (B). Un lac proglaciaire (290-300 m d'altitude) ennoyait la dépression (maintenant boisée), au SE de la moraine (C). Zone encadrée, voir photo 2. Échelle donnée par le chargeur, à droite. Comparer avec figure 3,1 (vue vers le SSE).

1. Kame moraine (A) on the NW slope of Sutton Mountains (B). A proglacial lake (290-300 m in elevation) occupied the lower area (presently wooded) on the SE side of the moraine (C). In bracket, see photo 2. Scale given by the loader, on the right side. Compare with Figure 3,1 (SSE view).



2. Sédiments fluvio-glaciaires de contact, au cœur de la forme (détail de la photo 1). Pour la direction des paléocourants, voir figure 3,1 (vue vers le S).

2. Ice contact glaciofluvial sediments, in the core of the feature (detail of photo 1). For paleocurrent directions see Figure 3,1 (S view).



3. Moraine de Sutton-Ouest. La crête morainique est orientée NE-SO (M_1 - M_2), puis SE-NO (M_3 - M_4). Le front glaciaire lobé occupait la dépression au nord (A). Le côté proximal (x) est plus abrupt que le côté distal (y). Un chenal médian (C) servait d'exutoire aux eaux de fusion: la route occupe ce passage naturel. Des dépôts proglaciaires d'épandage (P) et des dépôts littoraux (L) se sont accumulés dans un lac proglaciaire (cf. Lac Vermont). TE: talus d'érosion fluviale postérieur.

3. West Sutton Moraine. The morainic ridge trends NE-SW (M_1 - M_2) and SE-NW (M_3 - M_4). The lobate ice front was standing in the depression to the north (A). The proximal side (x) presents a more steep slope than the distal one (y). A central channel (C) was dug by meltwaters: the road crosses this natural path. Outwash proglacial deposits (P) and nearshore sediments were laid down in a proglacial lake (cf. Lake Vermont). TE: late fluvial bank.

simplement ces changements de direction des courants. Les sédiments se sont mis en place tandis qu'une masse de glace occupait la dépression au NO. Les eaux proglaciaires et les eaux de ruissellement, provenant des pentes situées au SE, ont étalé les matériaux disponibles. Ces eaux s'écoulaient au gré d'exutoires latéraux et éphémères, sans direction dominante.

Un argument cartographique supplémentaire peut éclairer le mécanisme de déglaciation, dans le cas de cette dépression: il ne semble pas y avoir de dépôts fins de décantation dans le fond de la vallée. En fait, les derniers fronts glaciaires de ce secteur ne représenteraient pas des positions frontales de l'inlandsis, mais des accumulations bordant d'importants culots glaciaires en voie de fusion. Les crêtes appalachiennes, situées au NO, les isolèrent sans doute assez vite du front actif du glacier. La fusion de ces masses résiduelles de glace, entourées de plans d'eau glacio-lacustres, se réalisa lentement et inégalement selon les dépressions considérées: la présence de glace expliquerait l'absence de dépôts fins distaux, témoins des épandages proglaciaires normaux.

DEUXIÈME EXEMPLE: LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE YAMASKA (DE BROMONT À FULFORD)

La rivière Yamaska draine les eaux du lac Brome. Elle est assez encaissée et s'écoule vers l'ONO, d'abord au milieu des petites collines appartenant aux crêtes appalachiennes, puis entre les deux massifs crétacés des monts Shefford et Brome (fig. 2). De part et d'autre de son lit, sur 6 à 7 km de distance, on peut observer

des amas fluvio-glaciaires dont l'organisation n'est pas facile à déterminer, car ils sont envoyés par des dépôts silto-sableux, localement rythmiques. Quelques exploitations de matériaux meubles permettent d'observer les caractères habituels des dépôts de contact glaciaire: grande variabilité texturale (des gros cailloux aux sables), stratifications frustes ou lenticulaires, déformations engendrées par des petits culots de glace résiduelle.

Des mesures de stratifications ont été effectuées (DOIRON, 1981). Le caractère unidirectionnel (fig. 5) est dominant au centre des accumulations: les courants s'écoulaient vers le SE. Par contre, des divergences d'écoulement sont observables en bordure des formes.

Nous avons tenté de mettre en évidence les axes d'allongement de ces formes fluvio-glaciaires de contact. Bien qu'elles soient envoyées sous des sédiments d'origine incertaine (épandage proglaciaire, sédiments glacio-lacustres ou marins), elles montrent un certain parallélisme entre elles (fig. 5,1 et 2, par exemple). Nous pensons que, dans cet exemple comme dans le précédent, les collines fluvio-glaciaires correspondent à des fronts glaciaires successifs; leurs eaux de fusion tendaient à s'écouler vers le SE. Les formes sont moins caractéristiques que dans l'exemple précédent, où le talweg offrait un gradient de pente opposé au sens du recul glaciaire.

Seules deux formes particulières s'écartent du schéma général: l'une, près de Fulford (fig. 5,3), sensiblement perpendiculaire au front présumé, représenterait un

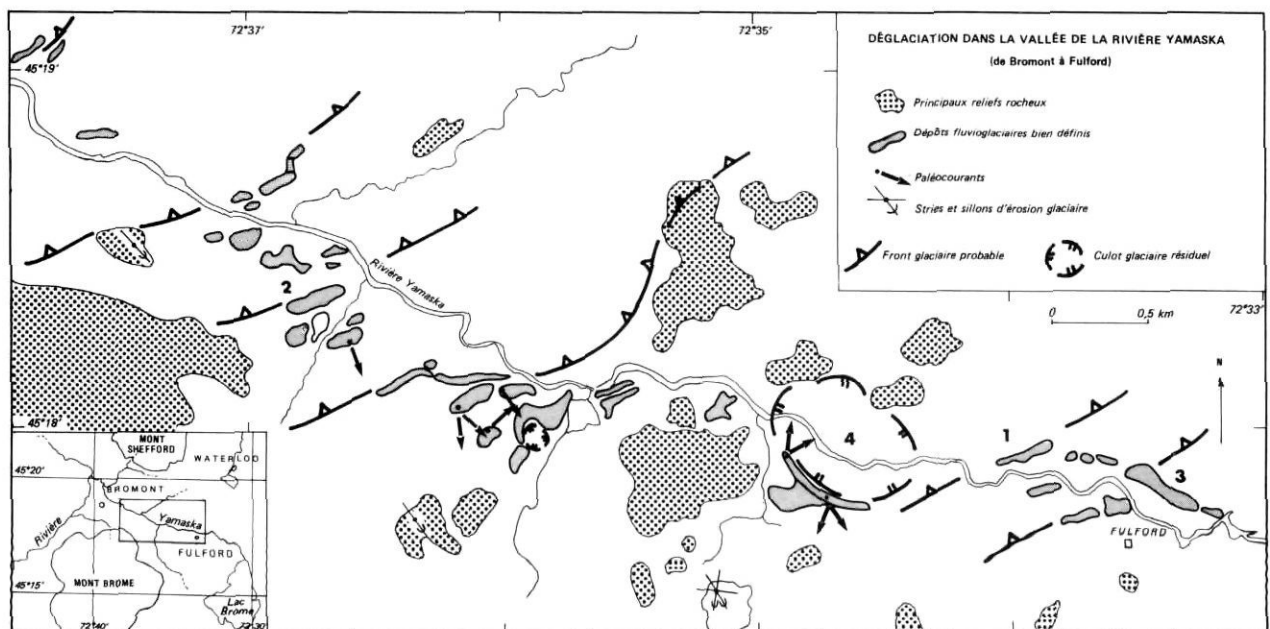


FIGURE 5. Moraines de Fulford: un mode de retrait glaciaire le long d'une vallée (1 à 4: voir discussion dans le texte). Photographies aériennes Q 65100, 214 à 220.

Fulford Moraines: model of the ice retreat along a valley (1 to 4: see comments in the text). Air photos Q 65100, 214 to 220.

dépôt de type esker; l'autre, au NO du cas précédent (fig. 5,4), est disposée en arc de cercle, et pourrait être un amas de contact, autour d'un bloc de glace résiduelle (remplissage de crevasse).

Ainsi, dans cette vallée, au moins une quinzaine de positions glaciaires successives marqueraient le recul de l'inlandsis.

Signalons, enfin, que le till de fond forme des amas importants le long du talweg: les conditions d'affleurement ne permettent pas d'établir fermement s'il s'agit de petites moraines (parallèles aux formes fluvio-glaciaires) ou simplement de noyaux de till partiellement érodés par l'action fluviale récente. SHILTS (1981, p. 26 et fig. 34) et McDONALD (1969) pensent que certaines crêtes de dépôts meubles peuvent être le résultat d'érosion par les eaux de fusion, qui s'évacuaient du front glaciaire grâce à des chenaux bordiers et parallèles à la glace.

En conclusions sur ces deux exemples, on peut noter que les situations sont différentes, mais le schéma d'organisation comparable. Aussi bien sur les pentes des reliefs que le long des vallées, les segments morainiques et les moraines de kame démontrent que le front glaciaire était situé au NO et se retirait par petites étapes (de moins de 100 m parfois).

D'autres exemples régionaux montreraient des modèles tout aussi probants: l'un d'eux, dans la vallée de la rivière Sutton, au sud de Sutton-Ouest (fig. 4.3), a été discuté (PRICHONNET, sous presse; voir localisation sur fig. 2). Un autre a été présenté par CADWELL (1978) dans l'état de New York.

TROISIÈME EXEMPLE: LES TRAINS D'ESKERS ET ESKERS ISOLÉS

Ils sont nombreux: l'un des plus importants fut cartographié par les pédologues au nord du lac Brome (CANN *et al.*, 1948). GADD (1964) le désigna sous le nom de complexe d'eskers, puis l'intégra au système morainique du front des Hautes Terres, le présentant pratiquement comme une moraine (GADD *et al.*, 1972). Il a été démontré qu'il s'agit d'une forme associée à des paléocourants qui s'écoulèrent essentiellement vers le sud (N 185°) (DOIRON et PRICHONNET, 1980; DOIRON, 1981).

Sur le territoire considéré, les dépôts fluvio-glaciaires correspondant à des accumulations allongées de type esker totalisent près de 40 km de longueur cumulative (fig. 2). Plusieurs traînées occupent des dépressions ou vallées majeures actuelles, tandis que d'autres sont orientées parallèlement aux directions structurales (voir au SO de Granby et à l'E du mont Yamaska).

Des mesures de paléocourants ont été effectuées dans plusieurs cas (à l'E du mont Yamaska; au NO de Cowansville; au N du lac Brome). Elles démontrent que

les eaux de fusion s'écoulaient systématiquement vers les secteurs SE ou SSE.

Dans quelques cas néanmoins, les formes sont plutôt de type arqué que de type linéaire, sans toutefois être parallèles aux segments morainiques précédemment définis (au SO de Granby; près de Fulford; au NNE du lac Brome). L'hypothèse du remplissage de crevasses autour de culots glaciaires résiduels est proposée pour les dépôts de Fulford (fig. 5, 4) et a déjà été évoquée pour ceux du lac Brome (BERNARD, 1966).

Au SO de Granby et à Knowlton, les formes observées pourraient correspondre également à des dépôts de crevasse, mais aussi à des accumulations aux fronts de lobes canalisés par les dépressions (cas de Knowlton).

À la suite des observations régionales précédentes, plusieurs conclusions peuvent être avancées:

(1) les dépôts fluvio-glaciaires de contact sont abondants dans la zone accidentée de la bordure appalachienne et plus dispersés vers le NO;

(2) Leur disposition s'ordonne selon deux modes principaux: a) l'un de type arqué, concentrique, à segments morainiques rapprochés et subparallèles, orientés sensiblement NE-SO; ces segments montrent des espacements moyens de 150 à 250 m; b) l'autre de type radial, perpendiculaire au précédent, orienté le plus souvent SE-NO;

(3) dans les deux cas, une influence des reliefs est à noter; les dépressions ont servi de pièges aux sédiments (fait déjà relevé dans des secteurs voisins; BIRD, 1970). Les pentes montagneuses, à l'est, ou les crêtes plus basses, vers l'ouest, ont également « retenu » des dépôts significatifs pour l'interprétation des positions glaciaires;

(4) les paléocourants identifiés sont principalement orientés vers les secteurs SE et S.

Il est donc proposé de désigner les séries de moraines bien individualisées par des noms locaux, puisque leur répartition ne permet pas de les rattacher à une seule position glaciaire. Les exemples intéressants sont les suivants: *moraines de Sutton-Junction, de Sutton-Ouest et de Fulford*; on retiendra aussi le cas de la *moraine de Warden* (PRICHONNET, sous presse), où une position glaciaire frontale, active est attestée par la présence de couches de till carbonaté, en coulée, interdigité avec les graviers et sables fluvio-glaciaires (voir les zones encadrées de la figure 2; Warden est situé à 2,5 km au N de Waterloo).

ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

La disposition des dépôts fluvio-glaciaires, reconnus ici, est tout à fait comparable à celle observée dans des régions voisines (McDONALD, 1966 et 1967): la tendance radiale des eskers (NO-SE) est particulièrement nette lorsque les reliefs sont peu prononcés (cf. carte de Rich-

mond, McDONALD, 1966). Dans tous ces cas, un retrait vers le NO a été établi.

Si l'on examine la carte d'ensemble du sud du Québec (GADD *et al.*, 1972), on constate que la déglaciation est plus complexe dans les zones orientales, fortement disséquées, que vers l'O et le NO. Les segments morainiques arqués résultent de l'individualisation de lobes glaciaires (moraines de la Frontière et de Mégantic), voire de véritables langues de glace dans certaines vallées. Les reliefs dominants jouent un rôle certain dans la scission du front glaciaire, provoquant même d'importantes accumulations interlobaires. Les étapes du retrait glaciaire établies par McDONALD (1967) ont été précisées par la suite (CLÉMENT et PARENT, 1977). Dans une analyse détaillée de certains secteurs, ces auteurs montrent (fig. 5 et 6) que les moraines secondaires, ou mineures, sont espacées de 130, 200 ou 400 m. Quelle que soit la signification de tels espacements, il semble bien que l'on puisse identifier de telles moraines, arquées et parallèles, en maintes régions des Appalaches (par exemple, voir SHILTS, 1981, fig. 49).

Les types d'accumulations, identifiés dans la région présentée ici, illustrent particulièrement bien un mode de retrait glaciaire erratique (fig. 2, 3, 5). Il n'est pas possible d'évoquer de longues stabilisations ni de relier très précisément tel segment morainique à tel autre. De proche en proche, par contre, la chronologie relative des séries de moraines, telles que définies plus haut, permettra d'établir un schéma d'ensemble du retrait glaciaire. Par ailleurs, sur une partie de son tracé SO, le Complexe morainique du front des Hautes Terres n'a pas de signification précise: on ne peut mettre en

évidence un front de stabilisation unique, correspondant à un événement marquant de la déglaciation (*cf.* GADD *et al.*, 1972, p. 12). C'est la disposition de la marge glaciaire par rapport aux reliefs appalachiens qui est responsable de l'importance et, sans doute, de l'apparente rythmicité des accumulations. Le front glaciaire, lobé dans les profondes vallées, ou simplement arqué dans les zones moins accidentées, s'adaptait à la topographie.

Considérant de plus vastes ensembles, GADD *et al.* (1972) ont opposé le retrait glaciaire dans les Appalaches du Québec à celui des Appalaches de la Nouvelle-Angleterre, en insistant, justement, sur le fait que le glacier se retirait à contre-pente dans un cas (aux États-Unis), et dans le sens de la pente dans l'autre (au Québec). Nous pensons qu'on peut aller plus loin et dire que c'est la dissection du relief qui est le facteur essentiel dans la forme du terminus et le piégeage des moraines de récession, mineures ou majeures. Dans l'État de New York, CADWELL (1978) a décrit d'autres exemples locaux de ce contrôle topographique dans la disposition des accumulations frontales de la glace.

Notons qu'il serait hasardeux d'attribuer une durée précise à tel ou tel de ces fronts et aux dépôts correspondants. Il semble que le glacier se comporta, sur la bordure appalachienne, comme il le fit le long de la vallée de l'Hudson et de la dépression du lac Champlain, au cours du Wisconsinien supérieur (CONNALLY et SIRKIN, 1973), quoique, sans doute, à une autre échelle de temps.

La figure 6 illustre le mode de piégeage des segments morainiques sur les pentes montagneuses: en B, le gla-

ESSAI DE RECONSTITUTION DU RECU L GLACIAIRE

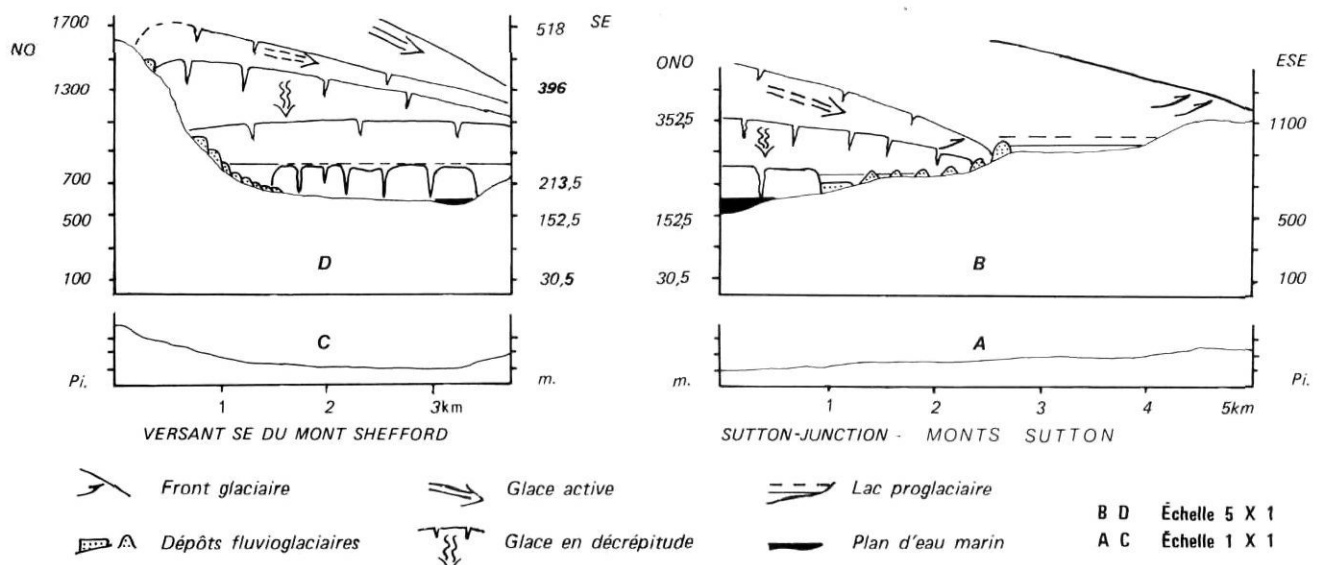


FIGURE 6. Reconstitution paléogéographique montrant le passage d'un front glaciaire actif à un culot résiduel de glace. Comparer avec la figure 3.

Paleogeographic framework: the active ice front is progressively replaced by an inactive ice core. Compare with Figure 3.

cier se retire selon la pente ; en D, un sommet émergeant de la glace favorise la création de crevasses annulaires (surtout du côté SE), et provoque la scission éventuelle du front, en lobes encore actifs ; les masses de glace, ainsi isolées dans les dépressions, peuvent coexister avec les plans d'eau postglaciaires.

Dans les secteurs largement ennoyés par les lacs proglaciaires, le comportement du glacier peut présenter des particularités (CLÉMENT et PARENT, 1977) : les eaux jouxtant le glacier favorisent le vélage, le recul accéléré ou des fluctuations de la marge glaciaire (cf. moraine de la rivière aux Cerises⁴). Nous avons déjà souligné l'importance des masses aquatiques qui favorisent les changements de direction d'écoulement en bordure de l'inlandsis (PRICHONNET, 1977). Il paraît probable que les mouvements tardifs sur la bordure glaciaire rendent compte des dernières marques d'érosion quelque peu erratiques, relevées en différents secteurs du piedmont appalachien (ex. : secteur NE de Cowansville 31 H/2 ; cf. CLOUTIER et PRICHONNET, 1980 ; CLOUTIER, en préparation ; carte de Granby, 31 H/7, PRICHONNET, en préparation).

Il faut retenir aussi que, lorsque de larges plans d'eau bordent l'inlandsis, les formes de contact peuvent être cachées par des sédiments de décantation, des deltas ou des remaniements littoraux : plusieurs exemples sont identifiés sur le territoire de Granby.

En fait, plusieurs facteurs sont responsables du comportement de la marge glaciaire. Citons, par exemple, les tendances climatiques générales et leur composante particulière en système montagneux. Même si les régions appalachiennes considérées ici sont peu élevées, l'incidence de l'altitude dut avoir un effet sur les précipitations et la température de la glace... Il semble bien, par exemple, que les sommets sous-jacents au terminus du glacier, en émergeant les premiers, ont pu favoriser la fusion autour d'eux. L'étendue et la profondeur des masses d'eau au front glaciaire sont également à considérer. Or, on sait que le Lac Vermont (STEWART et MacCLINTOCK, 1969) ennoyait les vallées au fur et à mesure que s'effectuait le recul glaciaire : les plans d'eau peuvent accélérer le vélage (HUGUES *et al.*, 1977). Et, HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI (1980) ont discuté le rôle de ce vélage accéléré dans la mise en place de ce qu'ils nomment « les moraines de rééquilibrage ». Peut-être faudrait-il aussi, pensons-nous, tenir compte du rôle de ces masses d'eau dans le bilan thermique régional.

PROBLÈMES EN SUSPENS

Nous évoquerons ici deux aspects corrélatifs du retrait glaciaire régional : celui des fronts et celui de la durée du recul.

4. Moraine de Cherry River dans les publications antérieures.

Sur la figure 7, on a reporté un certain nombre d'hypothèses concernant les positions glaciaires régionales de la fin du Wisconsinien supérieur. On peut voir que l'harmonie est loin d'avoir été atteinte, en comparant, par exemple, les positions de DENNY (1974) et celles de STEWART et MacCLINTOCK (1969). Les corrélations entre le côté ouest (PRICHONNET, 1977 et présent article) et le côté est des monts Sutton (BOISSONNAULT *et al.*, 1981) ne sont pas encore précisées. Par contre, il semble bien que le retrait sur la région Cowansville-Granby (PRICHONNET, sous presse) ne soit pas aussi simple que précédemment décrit (GADD, 1964 ; GADD *et al.*, 1972). L'établissement de fronts glaciaires obliques par rapport aux fronts précédemment définis devrait permettre d'améliorer le schéma régional.

Par ailleurs, les taux du retrait glaciaire, entre Long Island et la vallée du lac Champlain, ont été discutés par CONNALLY et SIRKIN (1973) : en considérant les positions glaciaires présentées par ces auteurs, on constate que ces taux ont pu varier de 60-65 m/an, entre 17 000 et 15 000 BP, à 130 m/an, entre 15 000 et 13 000 BP.

Pour le sud du Québec, plusieurs types de données chronologiques sont disponibles. D'une part, quelques dates sur matière organique fixent un ordre de grandeur pour la durée de la déglaciation et de la recolonisation végétale qui suivit. Ce sont : celle de l'étang sans nom, près du lac Mégantic à $14\,900 \pm 220$ BP (GSC 1339, *in* GADD *et al.*, 1972) ; celle du mont Saint-Hilaire, au SO de Saint-Hyacinthe à $12\,570 \pm 220$ BP (GSC 419, *in* LASALLE, 1966) ; celle du mont Shefford à $11\,400 \pm 340$ BP (I 8841, *in* RICHARD, 1978). D'autre part, on sait que la mer de Champlain débuta vers 12 500 BP, lorsque la glace permit le passage des eaux marines, au sud de Québec : une date à $12\,480 \pm 240$ BP a été obtenue sur une faune marine, à 15 km au SE de Saint-Hyacinthe (QC 475, *in* PRICHONNET, 1980b).

L'intervalle de temps défini par ces dates, pour la déglaciation des Appalaches du Québec, semble recouvrir plusieurs stades et interstades (mineurs ?) du Wisconsinien supérieur (DREIMANIS, 1977). On trouve alors des taux de retrait moyens très faibles : 10 à 20 m/an. Or, on a vu que des séries de moraines montrent des espacements variables, de 100 à 400 m. C'est donc de multiples questions qui se posent : nombre et importance des moraines majeures ; importance des réavancées ; durée (ou cyclicité) des moraines mineures (cf. les remarques de LAMB (1975) sur les cycles mineurs encore mal analysés) ; durée des séquences varvées et corrélations d'une séquence à une autre ;...

CONCLUSION

Le mode de retrait glaciaire, dans la région de Sutton-Granby, semble assez bien défini : des segments morainiques marquent des positions frontales plus ou moins erratiques, selon les vallées ou dépressions considérées.

DÉGLACIATION AUX LIMITES DU QUÉBEC ET DES ÉTATS DE NEW YORK ET DU VERMONT

- └└└└ 1 à 15: Positions glaciaires frontales de Denny (1974)
- Avancée de Fort-Covington de MacClintock et Stewart (1965)
- └└└└ } 1 à 5: Reculs de la phase de Burlington; Stewart et MacClintock (1969)
- Moraine de Drummondville de Gadd et al. (1972)
- └└└└ Complexe morainique du front des Hautes Terres (id. supra)
- ▲▲▲ a b d f Fronts glaciaires de Boissonnault et al. (1981)
- ▲▲▲▲ Fronts glaciaires à 12500 et 11500 BP de Prichonnet (1977)
- ▲▲▲ Positions glaciaires avec dépôt frontal (a) ou extrapolées (b) Présent article

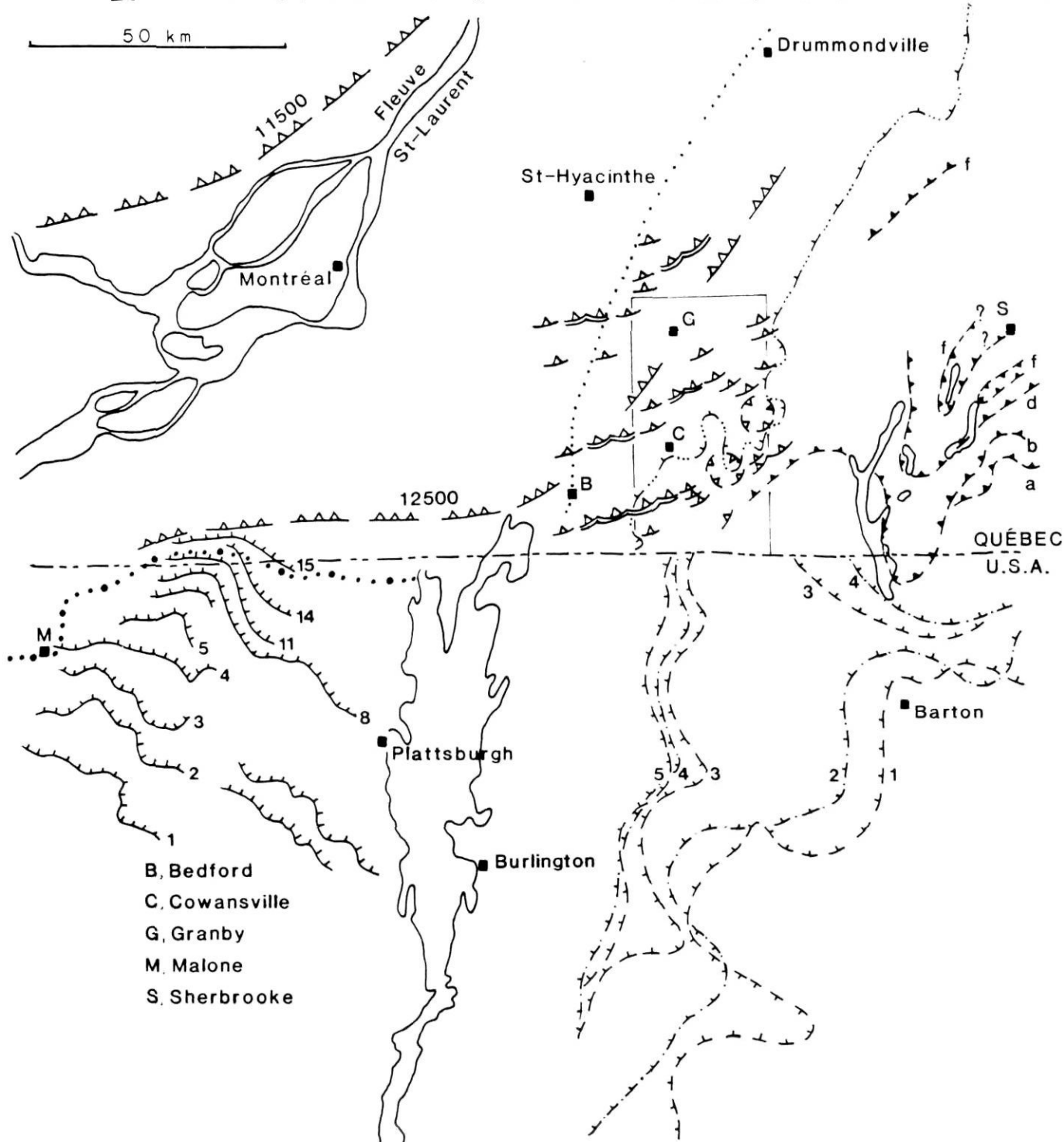


FIGURE 7. Les fronts glaciaires du Wisconsinien supérieur tardif, selon plusieurs chercheurs, dans le sud du Québec et les États *Late Wisconsinan glacial ice fronts according to several authors, in southern Québec and adjacent United States. Studied area in bracket*

rées. Ces positions sont toutefois grossièrement parallèles les unes aux autres et diachroniques: la glace se retirait vers le NO, tandis que les eaux de fusion s'écoulaient systématiquement vers les secteurs SE et S. Les trains d'eskers sont ordonnés plus ou moins perpendiculairement aux moraines, et l'étude des paléocourants, dans leurs sédiments, démontre également la même tendance unidirectionnelle vers le SE et le S.

Il ne semble pas possible de désigner les séries de moraines mineures décrites par le terme de Complexe morainique du front des Hautes Terres (cf. GADD, 1964). Si ce front, définissant une moraine de récession majeure (GADD *et al.*, 1972), existe effectivement ailleurs, il conviendra de l'évaluer avec plus de précision sur le terrain. Il faudra, en particulier, définir le nombre de moraines impliquées, les limites du front vers le SO, et en quoi les dépôts qu'on lui associe se distinguent des dépôts antérieurs ou postérieurs.

La signification climatique de fronts glaciaires mineurs, ainsi définis, est difficile à préciser pour le moment. Il serait intéressant de savoir si de tels segments ou complexes morainiques (GADD *et al.*, 1972; SHILTS, 1981; présente étude) correspondent, au moins partiellement, à des périodes de refroidissement, telles que définies par les variations isotopiques des glaciers, entre 13 000 et 12 500 ans BP, par exemple (DANSGAARD *et al.*, 1970).

On peut penser que des données plus nombreuses sur les moraines, les lacs proglaciaires (altitudes, exutoires, comptage de varves), et des datations nouvelles faciliteront la compréhension de ce que McDONALD (1971, p. 345) désignait comme un «*more or less regular backwasting of an active ice front, interrupted by relatively short-lived and commonly local readvances*». En fait, si la construction des moraines correspond le plus souvent à des positions glaciaires actives (présente étude), il ne faut pas exclure que certaines formes soient dues à l'érosion par les chenaux des eaux de fusion (SHILTS, 1981). Le retrait glaciaire est sans doute assez régulier à l'échelle régionale, mais les nombreuses moraines de récession cartographiées n'ont pas toutes la même signification: leur durée doit sans doute varier d'une vallée à une autre. Ce phénomène ne peut que rendre plus délicates les corrélations de ces segments discontinus sur de grandes distances.

REMERCIEMENTS

Cette recherche a bénéficié du soutien financier de la Commission géologique du Canada (Division de la science des terrains) et de l'université du Québec à Montréal (FIR): nous tenons à remercier ceux qui ont accordé leur appui à ce projet. Les co-auteurs ont également bénéficié de bourses d'études supérieures pour leurs études de maîtrise (M. Doiron: CRSNG; M. Clou-

tier: DGES (Québec): nos remerciements s'adressent également aux différents ministères responsables.

Plusieurs étudiants ont assisté le premier auteur dans ses recherches régionales: M^{lle} O. Mercier, MM. M. Cloutier, C. Marcotte, N. Koné, P. Corbeil et G. Lévesque; nous les remercions pour leur concours. Notre reconnaissance s'adresse à M^{me} C. Calado qui assura la réalisation du manuscrit.

Quelques chercheurs ont bien voulu nous faire part de leurs commentaires: M. N. Gadd, de la Commission géologique du Canada, visita les terrains d'étude à deux reprises. M. Claude Hillaire-Marcel, professeur à l'université du Québec à Montréal, a bien voulu faire une première lecture critique du manuscrit. MM. D.A. St-Onge et W.W. Shilts, lecteurs critiques, nous ont fait part de commentaires fort utiles.

Que chacun soit assuré de notre reconnaissance.

BIBLIOGRAPHIE

- BERNARD, C. (1966): *Les environs du lac Brome et de la bordure appalachienne dans le sud-ouest de l'Estrie; étude de géomorphologie structurale*, Diplôme d'études supérieures, Univ. de Montréal, Dép. de Géographie, 347 p., 20 fig.
- BIRD, J.B. (1970): Some aspects of the geomorphology of the Eastern Townships of Quebec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXIV, n° 4, p. 417-429.
- BOISSONNAULT, P., GWYN, Q.H.J. et MORIN, B. (1981): *Le lac proglaciaire Memphrémagog: géologie, géomorphologie, archéologie*, Livret-guide d'excursion, 48^e Cong. ACFAS, Univ. de Sherbrooke, Bull. Rech. n° 55, 42 p.
- BOSTOCK, H.S. (1964): *A provisional physiographic map of Canada*, Geol. Surv. Can., Paper 64-35, 24 p., map 13-1964.
- CADWELL, D.H. (1978): Bedrocks control of ice marginal positions in central New York, *Geology*, vol. 6, p. 278-280.
- CANN, D.B., LAJOIE, P. et STOBBE, P.C. (1948): *Étude des sols des Comtés de Shefford, Brome et Missisquoi dans la Province de Québec*, Serv. des fermes expérimentales, min. féd. de l'Agriculture, en collaboration avec le min. de l'Agr. du Québec et du collège MacDonald, Univ. McGill, Ottawa, 94 p., 3 cartes (1/63 360).
- CLÉMENT, P. et PARENT, M. (1977): Contribution à l'étude de la déglaciation dans le centre des Cantons de l'Est, Québec, *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 217-228.
- CLOUTIER, M. (en préparation): *Géologie des dépôts quaternaires et géomorphologie de la région de Cowansville et Knowlton, Québec*, thèse de maîtrise, Dép. sciences de la Terre, Univ. du Québec à Montréal.
- CLOUTIER, M. et PRICHONNET, G. (1980): Hiérarchie des stries glaciaires wisconsinniennes du secteur montagneux de Cowansville-Knowlton-Sutton, Québec, *Ann. ACFAS*, vol. 47, n° 1, résumé p. 113.
- CONNALLY, G.G. et SIRKIN, L.A. (1973): Wisconsinian history of the Hudson-Champlain lobe, in *The Wisconsinian Stage*, R.F. Black, R.P. Goldthwait et H.B. Willman, édit., Geol. Soc. Am., memoir 136, p. 47-69.

- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B. et LANGWAY, C.C. Jr. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core, in *Late Cenozoic Glacial Ages*, K.E. Turekian, édit., Yale Univ. Press, p. 37-56.
- DENNY, C. (1974): *Pleistocene Geology of the Northeast Adirondack Region, N.Y.*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 786, 50 p.
- DOIRON, A. (1981): *Les dépôts quaternaires de la région de Granby-Waterloo, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie*, thèse M. Sc., Univ. du Québec à Montréal, 198 p., 2 fig. h.-t.
- DOIRON, A. et PRICHONNET, G. (1980): Sédimentologie et géomorphologie d'un segment du Complexe morainique des Hautes Terres: de Warden au lac Brome, Québec (Wisconsinien supérieur), *Ann. ACFAS*, vol. 47, n° 1, résumé p. 114.
- DREIMANIS, A. (1977): Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St. Lawrence lowlands, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 1-2, p. 37-51.
- ELSON, J.A. (1962): *Geomorphology and Pleistocene Geology of the Sutton Area*, McGill Univ., Dept. of Geol. Sc., vol. 65, 8 p. (manuscrit).
- GADD, N.R. (1964): Moraines in the Appalachian region of Quebec. Short notes, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 75, p. 1249-1254.
- (1971): *Pleistocene Geology of the Central St. Lawrence Lowland*. Geol. Surv. Can., Mem. 359, 153 p. (réimpression 1973).
- (1976): Quaternary stratigraphy in Southern Quebec, in *Quaternary Stratigraphy of North America*, W.C. Mahaney, édit., Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 37-50.
- GADD, N.R., McDONALD, B.C. et SHILTS, W.W. (1972): *Deglaciation of Southern Quebec*, Geol. Surv. Can., Paper 71-47, 19 p.
- HILLAIRES-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1977): Fréquence des datations au ¹⁴C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 21, n° 1, p. 17-54.
- (1980): Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and postglacial events in eastern Canada, *Z. Geomorph. N.F.*, vol. 24, n° 4, p. 373-392.
- HUGHES, T., DENTON, G.H. et GROSSWALD, M.G. (1977): Was there a late-Würm arctic ice sheet?, *Nature*, vol. 266, p. 596-602.
- LAMARCHE, R.Y. (1971): Northward moving ice in the Thetford Mines area of Southern Quebec, *Am. J. Sci.*, vol. 271, n° 4, p. 383-388.
- LAMARCHE, R.Y. (1974): Southeastward, Northward and Westward ice movement in the Asbestos area of Southern Quebec, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 85, p. 465-470.
- LAMB, H.H. (1975): Remarks on the current climatic trend and its perspective, *Proc. WMO/IAMAP Symposium on long term climatic fluctuations*, WMO, vol. 421, p. 473-477.
- LASALLE, P. (1966): Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence Lowlands, Canada, *Leidse Géol. Meded.*, vol. 38, p. 91-128.
- LASALLE, P., MARTINEAU, G. et CHAUVIN, L. (1979): *Géologie du Quaternaire au sud de la ville de Québec (Thetford Mines, Beauce, Monts Notre-Dame)*, Livret-guide Exc. A.11. A.G.C.-A.M.C. Univ Laval, Québec, 32 p.
- LORTIE, G. (1975): Direction d'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec, in *Report of Activities*, Part A, Geol. Surv. Can., Pap. 75-1A, p. 415-416.
- MacCLINTOCK, P. et STEWART, D.P. (1965): *Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowlands*, New York State Museum and Science Service, Bull. 394, 152 p.
- McDONALD, B.C. (1966): *Géologie des dépôts meubles: Richmond, Dudswell, Québec*, Comm. géol. Can., Carte 4-1966 (1/63 360).
- (1967): *Géologie des dépôts meubles: Sherbrooke, Orford, Memphrémagog, Québec*, Comm. géol. Can., Carte 5-1966 (1/63 360).
- (1969): *Surficial Geology of La Patrie — Sherbrooke area, Quebec, including Eaton River Watershed*, Geol. Surv. Can. Paper 67-52, 21 p.
- (1971): Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, K.K. Turekian, édit., Yale Univ. Press, p. 331-353.
- PRICHONNET, G. (1977): La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 323-345.
- (1980a): Révision critique du concept de la Moraine de Drummondville (Wisconsinien terminal, Québec), *4^e colloque AQQUA, Québec, Résumés des communications*.
- (1980b): La mer de Champlain et les lacs proglaciaires au Wisconsinien supérieur dans le piedmont appalachien (Québec), *Ann. ACFAS*, vol. 47, n° 1, p. 113.
- (sous presse): *Réévaluation des systèmes morainiques du sud du Québec (Wisconsinien supérieur)*, Comm. géol. Can., Étude.
- (en préparation): *Géologie quaternaire de Granby (31 H/7)*, Comm. géol. Can., carte géologique à 1/50 000.
- PRICHONNET, G., DOIRON, A. et CLOUTIER, M. (1980): Retrait glaciaire type dans le piedmont appalachien: dépôts fluvio-glaciaires régionaux et segments du complexe morainique frontal des Hautes Terres (Wisconsinien supérieur, SW du Québec), *4^e colloque AQQUA, Québec, résumés des communications*.
- RICHARD, P. (1978): Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXII, n° 1, p. 81-93.
- RITCHOT, G. (1968): Aperçus géomorphologiques de l'Estrie, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXII, n° 2, p. 109-132.
- SHILTS, W.W. (1981): *Surficial geology of the Lac Mégantic area, Quebec*, Geol. Surv. Can., Mem. 397, 102 p.
- STEWART, D.P. et MacCLINTOCK, P. (1969): *The surficial geology and Pleistocene history of Vermont*, Vermont Geol. Surv., Dept. of Water Resources, Bull. 31, 251 p.