

La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP

Deglaciation of the Rimouski area, Lower St. Lawrence (Québec): stratigraphical evidences of a glacial readvance into the Goldthwait Sea between 12,400 and 12,000 yr BP

Die Enteisung der Gegend von Rimouski, unterer Sankt-Lorenz-Strom (Québec): Hinweise auf einen glazialen Rückvorstob im Goldwaith-Meer zwischen 12 400 und 12 000 v.u.Z.

Bernard Héту

Volume 52, numéro 3, 1998

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/004832ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/004832ar>

[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

Héту, B. (1998). La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3), 325-347. <https://doi.org/10.7202/004832ar>

Résumé de l'article

La distribution des dépôts de marge glaciaire de la région de Rimouski a été analysée en fonction du cadre morphostructural préglaciaire, caractérisé par un relief appalachien typique dont les barres et les sillons, orientés NE-SO, sont subparallèles à la vallée du Saint-Laurent. Cette étude met en lumière l'influence déterminante du contexte morphostructural sur le mode de déglaciation, tant à l'échelle régionale que locale. L'invasion de la Mer de Goldthwait le long du Saint-Laurent, à partir de 14 000 BP, isole progressivement une calotte glaciaire régionale dans les Appalaches. Vers 13 400 BP, la marge septentrionale de la calotte appalachienne suit le tracé de la limite marine, fixée à 140 m d'altitude entre Rimouski et Luceville. Elle s'est stabilisée le long des premières grandes barres appalachiennes qui représentaient la première ligne d'ancrage de la marge glaciaire après l'invasion marine. Durant la phase de retrait qui suit, entre 13 360 et 12 700 ans BP, des masses de glace résiduelles sont abandonnées dans la vallée de ligne de faille de la Neigette et les sillons appalachiens de Saint-Fabien qui s'encombrent de formes de décrépitude (kames et kettles). Entre 12 400 BP et environ 12 000 BP, la marge glaciaire se stabilise sur le rebord du plateau de Sainte-Blandine, à moins de 13 km du littoral actuel. Cette période se signale par une récurrence glaciaire mise en évidence dans trois sites différents. Les modalités et la chronologie de la déglaciation au-delà de la limite marine ne sont pas connues.

LA DÉGLACIATION DE LA RÉGION DE RIMOUSKI, BAS-SAINT-LAURENT (QUÉBEC) : INDICES D'UNE RÉCURRENCE GLACIAIRE DANS LA MER DE GOLDTHWAIT ENTRE 12 400 ET 12 000 BP

Bernard HÉTU, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, bernard_hetu@uqar.uquebec.ca.

Manuscrit reçu le 18 juin 1998 ; manuscrit révisé et accepté le 13 février 1998

RÉSUMÉ La distribution des dépôts de marge glaciaire de la région de Rimouski a été analysée en fonction du cadre morphostructural préglaciaire, caractérisé par un relief appalachien typique dont les barres et les sillons, orientés NE-SO, sont subparallèles à la vallée du Saint-Laurent. Cette étude met en lumière l'influence déterminante du contexte morphostructural sur le mode de déglaciation, tant à l'échelle régionale que locale. L'invasion de la Mer de Goldthwait le long du Saint-Laurent, à partir de 14 000 BP, isole progressivement une calotte glaciaire régionale dans les Appalaches. Vers 13 400 BP, la marge septentrionale de la calotte appalachienne suit le tracé de la limite marine, fixée à 140 m d'altitude entre Rimouski et Luceville. Elle s'est stabilisée le long des premières grandes barres appalachiennes qui représentaient la première ligne d'ancrage de la marge glaciaire après l'invasion marine. Durant la phase de retrait qui suit, entre 13 360 et 12 700 ans BP, des masses de glace résiduelles sont abandonnées dans la vallée de ligne de faille de la Neigette et les sillons appalachiens de Saint-Fabien qui s'encombrent de formes de décrépitude (kames et kettles). Entre 12 400 BP et environ 12 000 BP, la marge glaciaire se stabilise sur le rebord du plateau de Sainte-Blandine, à moins de 13 km du littoral actuel. Cette période se signale par une récurrence glaciaire mise en évidence dans trois sites différents. Les modalités et la chronologie de la déglaciation au-delà de la limite marine ne sont pas connues.

ABSTRACT *Deglaciation of the Rimouski area, Lower St. Lawrence (Québec): stratigraphical evidences of a glacial readvance into the Goldthwait Sea between 12,400 and 12,000 yr BP.* The spatial distribution of landforms associated with the deglaciation of the Rimouski area (outwash deltas, eskers, kames, and ice disintegration features) was analysed in relation to the morphostructural framework. The main physiographic elements are NE-SW ridges and depressions parallel to the St. Lawrence Valley. To regional scale, the St. Lawrence Valley played a major role in the pattern of deglaciation. The fast penetration of the Goldthwait Sea along the St. Lawrence Valley from the Gulf to Québec City between 14 000 and 12 400 yr BP isolated a regional ice cap on the Appalachian Mountains. After the passage of the calving bay through the study area, slightly before 13 360 yr BP, the Appalachian ice margin stabilized along the first prominent Appalachian ridge (> 140 m) behind the present shore line. This suggest that this ridge helped to anchor the ice cap margin along the southern shore of the Goldthwait Sea. When ice margin retreated behind the first major Appalachian ridge between 13 360 and 12 700 yr BP, large dead ice bodies were abandoned in the Neigette fault-line valley and in the valleys near Saint-Fabien. Between ca. 12 400 and 12 000 yr BP, the Appalachian ice front stood along the margin of the Sainte-Blandine plateau, only 13 km behind the present shore line. Stratigraphical data indicate that Appalachian ice readvanced into Goldthwait sea during this stage (Older Dryas?). The pattern and chronology of deglaciation beyond the marine limit are still unknown.

ZUSAMMENFASSUNG *Die Enteisung der Gegend von Rimouski, unterer Sankt-Lorenz-Strom (Québec): Hinweise auf einen glazialen Rückvorstob im Goldwaith- Meer zwischen 12 400 und 12 000 v.u.Z.* Man hat die Verteilung der Eisrand-Ablagerungen der Gegend von Rimouski in Bezug auf den präglazialen morphologisch-strukturellen Rahmen analysiert; dieser kennzeichnet sich durch ein typisches Appalachen-Relief, dessen nach NO-SW ausgerichteten Schwellen und Furchen parallel zum Sankt-Lorenz-Tal verlaufen. Diese Studie bringt den entscheidenden Einfluss des morphostrukturellen Kontextes auf die Art der Enteisung ans Licht, sowohl auf regionaler wie lokaler Ebene. Das Eindringen des Goldthwait-Meeress ab 14 000 v.u.Z. den Sankt-Lorenz entlang, trennt allmählich eine regionale Eiskappe in den Appalachen ab. Gegen 13 400 v.u.Z. folgt der nördliche Rand der Appalachen-Kalotte der Linie der marinen Grenze, bestimmt in 140 m Höhe zwischen Rimouski und Luceville. Er hat sich entlang der ersten groben Appalachen-Schwellen konsolidiert, welche die erste Verankerung des Eisrands nach dem Eindringen des Meeres wiedergeben. Während der darauffolgenden Rückzugsphase zwischen 13 360 und 12 700 Jahren v.u.Z. werden Rückstandseismassen im Tal der Verwerfungslinie von La Neigette und den Appalachen-Furchen von Saint-Fabien zurückgelassen, welche sich mit Vergreisungsformen verstopfen (Kame und Kessel). Zwischen 12 400 v.u.Z. und etwa 12 000 v.u.Z. konsolidiert sich der Eisrand am Rand des Plateaus von Sainte-Blandine, weniger als 13 km von der gegenwärtigen Küste entfernt. Diese Periode ist an einem an drei verschiedenen Plätzen sichtbaren Eisrückvorstob erkennbar. Die Art und Chronologie der Enteisung jenseits der marinen Grenze sind nicht bekannt.

INTRODUCTION

Depuis les travaux pionniers de Locat (1976, 1978), le nombre de publications portant sur la déglaciation de la région de Rimouski est relativement limité (Rappol, 1993 ; Héту, 1994a). Dispersées dans des guides d'excursion (Dionne, 1987 ; Héту, 1987 ; Prichonnet et Héту, 1988 ; Dionne *et al.*, 1988), des cartes de dépôts meubles (Dionne et Héroux, 1966 ; Martineau, 1980), un rapport pédologique (Agriculture Canada, 1989) et des résumés de colloque (Dionne, 1997a ; Héту *et al.*, 1997), les observations, souvent ponctuelles et fragmentaires, sont difficiles à concilier, d'autant plus qu'il est bien souvent impossible de les vérifier, les gravières ayant beaucoup évolué au fil des années. Réalisée dans la région du Bas-Saint-Laurent, autour de Rimouski (fig. 1), la présente étude, qui s'appuie sur des données de terrain inédites et quelques datations nouvelles, a deux objectifs : (1) proposer un modèle de déglaciation cohérent intégrant l'ensemble des données accumulées depuis les travaux pionniers de Locat (1976) ; (2) préciser l'influence du contexte morphostructural sur le mode de déglaciation, tant à l'échelle régionale que locale. Dans les Appalaches, aux États-Unis comme au Québec, quelques auteurs ont signalé de beaux exemples locaux démontrant l'influence de la topographie sur la localisation et la morphologie des dépôts de marge glaciaire (Clément et Parent, 1977 ; Cadwell, 1978 ; Caldwell *et al.*, 1985 ; Prichonnet *et al.*, 1982). Dans la région de Rimouski, comme nous le verrons, l'influence du cadre morphostructural a été déterminante.

RÉGION ÉTUDIÉE, TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODES

LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL

D'un point de vue morphostructural, la région de Rimouski, située sur la rive sud du Saint-Laurent (fig. 1), fait partie de l'Orogène des Appalaches. Résultant d'une double phase de plissement, à l'Ordovicien supérieur (orogénèse taconienne) puis au Dévonien (orogénèse acadienne), la chaîne des Appalaches a été arasée dès le Carbonifère par des surfaces d'aplanissement qui ont été entretenues jusqu'au Tertiaire, époque où elles furent soulevées et disséquées (Clément, 1990 ; Héту, 1994b).

Deux ensembles tectonostratigraphiques se partagent le territoire étudié, soit l'Anticlinorium de Québec au nord de la Faille de Neigette et le Synclinorium de Gaspé au sud (Béland, 1960 ; Williams, 1995). Le premier ensemble, fortement tectonisé, renferme des schistes rouges ou verts interstratifiés avec des quartzites et des grès argileux appartenant au Groupe de Québec, tous d'âge ordovicien. Le Synclinorium de Gaspé, au sud de la Faille de Neigette (fig. 2), comprend, dans les limites du territoire étudié, deux formations d'âge silurien. La Formation de Saint-Léon, qui sous-tend l'escarpement de ligne de faille de la Neigette, est constituée de grès vert, de calcaire massif fossilifère et de conglomérat calcaire donnant des reliefs très vigoureux, en particulier entre la rivière Rimouski et le mont Comi. Plus au sud, la Formation de Val-Brillant correspond à une étroite bande de grès

quartzitique blanchâtre. La Faille de Neigette appartient au système de failles de décrochement acadiennes (Williams, 1995).

La région étudiée juxtapose deux unités physiographiques parallèles au fleuve : les Basses Terres et les Hautes Terres (fig. 2). Très étroites et au relief peu accentué, les Basses Terres, en bordure du littoral, sont constituées de grandes plaines limono-argileuses et de terrasses sableuses organisées en marches d'escalier (fig. 2 : zone 1) dont émergent quelques barres rocheuses de faible dénivelée. Cette zone, d'une largeur maximale de 3 km à l'est de Rimouski, correspond au territoire submergé par la Mer de Goldthwait à la déglaciation vers 13 400-13 500 ans BP (Locat, 1976, 1977, 1978 ; Dionne, 1977 ; Dionne et Coll, 1995 ; Rappol, 1993 ; Héту, 1994a). Les Hautes Terres, qui représentent environ 85-90 % du territoire bas-laurentien, englobent tous les reliefs dont l'altitude est supérieure à 150-200 m. En général, le passage des Basses Terres aux Hautes Terres s'effectue graduellement par le biais d'un long versant ondulé, faiblement incliné, sauf au sud de Rimouski où un escarpement de ligne de faille dénivelle deux paliers distincts (fig. 2).

Constituées de hauts plateaux mollement ondulés, de collines surbaissées à profil arrondi et de crêtes subparallèles, les Hautes Terres de l'hinterland rimouskois peuvent être subdivisées en deux grandes zones morphostructurales (fig. 2). Dans la zone 3, à l'extrême sud, les secteurs à faible densité de ravinement ont conservé de vastes lambeaux d'une surface d'érosion, vraisemblablement polychronique (Héту, 1994b), à peine retouchée par l'érosion glaciaire. Juxtaposant crêtes de roches dures (grès, conglomérat, calcaire massif, quartzite) et sillons parallèles creusés dans des roches friables (schistes), la zone 2 exhibe un relief typiquement appalachien. Les lacs, filiformes, sont parallèles à la structure géologique. L'intense dissection dans ce secteur aurait fait disparaître la vieille surface d'érosion. Dans le détail, la zone 2 comprend deux sous-unités structurales (2a et 2b) dont les barres présentent des directions légèrement divergentes (fig. 2).

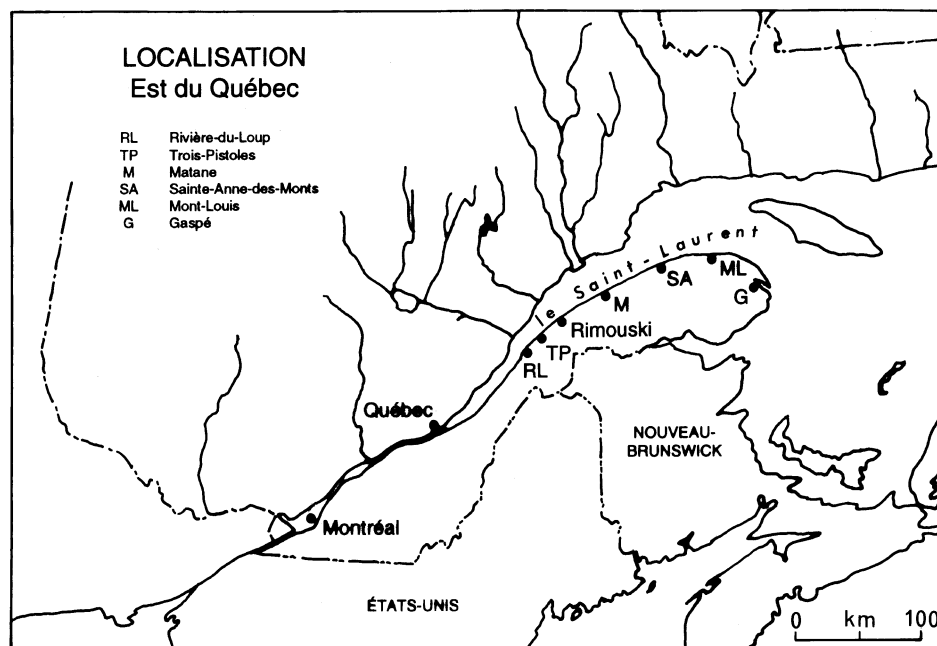
LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les études réalisées à l'échelle de l'estuaire permettent d'esquisser les grands traits de l'évolution quaternaire de la région (Chauvin *et al.*, 1985 ; David et Lebus, 1985 ; Rappol, 1989, 1993 ; Prichonnet, 1995 ; Richard *et al.*, 1997). Au maximum de la dernière glaciation, un écoulement glaciaire généralisé vers le sud-est est attribué à l'Inlandsis laurentidien. Cette direction d'écoulement est attestée dans le Maine et le New Hampshire jusqu'au littoral de l'Atlantique (Gerath *et al.*, 1985 ; Newman *et al.*, 1985).

La vallée du Saint-Laurent a joué un rôle déterminant dans le mode de déglaciation. Celle-ci s'amorce dans le golfe, peu avant 14 000 ans BP (Rodrigues *et al.*, 1993), avec la pénétration d'un bras de mer — la Mer de Goldthwait (Dionne, 1977, 1997b) — qui atteint la ville de Québec vers 12 400 BP (Chauvin *et al.*, 1985 ; Occhietti, 1989). En fait l'invasion marine goldthwaitienne est si rapide entre Gaspé et Trois-Pis-toles que la déglaciation de ce segment de la rive sud qui fait pourtant 400 km de longueur paraît synchrone compte tenu

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

Location of study area.



de l'écart type des plus vieilles dates-coquilles disponibles, comprises entre 13 600 et 13 300 ans BP (Lebuis et David, 1977 ; Locat, 1976 ; Rappol, 1993 ; Veillette et Cloutier, 1993)¹. Sur la rive nord de l'estuaire, l'invasion marine, partout postérieure à 11 500 BP, sera en revanche beaucoup plus tardive (Dionne et Occhietti, 1996). L'invasion marine le long du Saint-Laurent s'est traduite par l'individualisation d'une vaste calotte glaciaire régionale dans les Appalaches (David et Lebuis 1985 ; Chauvin *et al.*, 1985 ; Rappol, 1989 ; Pronk *et al.*, 1989). Vers 13 500-13 300 BP, la marge nord de la calotte appalachienne est à peu de chose près parallèle au littoral actuel (David et Lebuis, 1985 ; Chauvin *et al.*, 1985 ; Rappol, 1993 ; Prichonnet, 1995). Dans le Bas-Saint-Laurent, la glace s'écoule alors en direction de la vallée du Saint-Laurent nouvellement déglacée, soit vers le nord ou le nord-ouest suivant les secteurs, donc en sens inverse par rapport à l'écoulement pléniglaciaire (Lortie et Martineau, 1987 ; Rappol, 1993). Le centre de dispersion de cette calotte était situé dans le Maine, dans le bassin de la rivière Aroostook, lieu présumé de fonte sur place des derniers culots de glace morte peu avant 10 500 ans BP (Newman *et al.*, 1985). Dans le Bas-Saint-

Laurent, la marge glaciaire en recul, d'orientation SO-NE, était donc parallèle ou subparallèle aux principales directions structurales (fig. 2).

Dans la région de Rimouski, les derniers écoulements glaciaires, tous reliés à la calotte appalachienne, vont vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est suivant les secteurs (Rappol, 1993)². Le premier schéma de déglaciation, assez sommaire, a été établi par Locat (1976, 1978). Récemment, la région étudiée par J. Locat a été revue par Prichonnet (1995) et Rappol (1993) dont les données stratigraphiques laissent supposer une récurrence de la glace appalachienne après 12 300 BP. Malgré l'intérêt certain des données publiées à ce jour, beaucoup reste à faire dans la région. Par exemple, il est encore impossible de reconstituer le tracé de la marge glaciaire appalachienne entre Rivière-du-Loup et Matane, l'inventaire des formes de marge glaciaire n'étant pas encore terminé.

1. Ne sont visées ici que les dates sur coquilles marines. Dans le Bas-Saint-Laurent et en Gaspésie, il en existe six dont le résultat dépasse 13 800 BP, mais il s'agit de dates isolées qui sont considérées comme trop vieilles : 14 170 ± 150 BP (UL-1193 ; Dionne et Coll, 1995) à Saint-Fabien, 13 900 ± 170 BP (GSC-4698 ; Rappol, 1993) à Rimouski, 14 140 ± 150 BP (UL-1573 ; Héту, inédit) à Cap-au-Renard, 14 190 ± 200 BP (UL-1571 ; Héту, inédit) à Marsoui, 13 850 ± 200 BP (UQ-1084 ; Héту et Gray, 1987) à Ruisseau-à-Rebours et 13 890 ± 160 BP (QU-275 ; Lebuis et David, 1977) à Nouvelle. Trois d'entre elles ont fait l'objet d'une seconde analyse dans un autre laboratoire, soit celles de Saint-Fabien, de Ruisseau-à-Rebours et de Nouvelle. Les résultats obtenus, dans tous les cas nettement plus jeunes que la date initiale, sont, respectivement : 13 240 ± 80 BP (TO-4637 ; Dionne et Coll, 1995) ; 13 020 ± 90 BP (Beta-60 895 ; Héту et Gray, inédit) ; 12 200 ± 110 BP (GSC-4545 ; Veillette et Cloutier, 1993, date no 157).

2. Les écoulements glaciaires, analysés en détail par Rappol (1993) et Prichonnet (1995), ne sont pas étudiés ici. Quand l'occasion s'est présentée, nous les avons quand même relevés. Il s'agit de stries glaciaires polarisées, de fractures de broutage et de roches asymétriques. Les données relatives à l'écoulement glaciaire apparaissent sous la forme de flèches sur les figures 3, 8 et 10. L'écoulement glaciaire vers le sud-est associé à l'Inlandsis laurentidien n'est représenté que par un seul site. Il s'agit d'un train de fractures de broutage situé près du cap Enragé dans le parc du Bic (fig. 8). Dans la frange côtière, on note un puissant écoulement vers le nord-est, parallèle au littoral, qui est représenté par plusieurs sites de stries (fig. 4 et 8). Elles appartiennent probablement à ce grand courant de glace qui s'écoulait le long de la vallée du Saint-Laurent juste avant l'invasion marine goldthwaitienne (Occhietti, 1989 ; Dionne, 1993 ; Rappol, 1993 ; Dionne et Occhietti, 1996). Enfin, les quelques sites indiquant un écoulement vers le nord et le nord-ouest sont attribués à la calotte appalachienne. Cet écoulement est postérieur à l'invasion marine (Rappol, 1993).

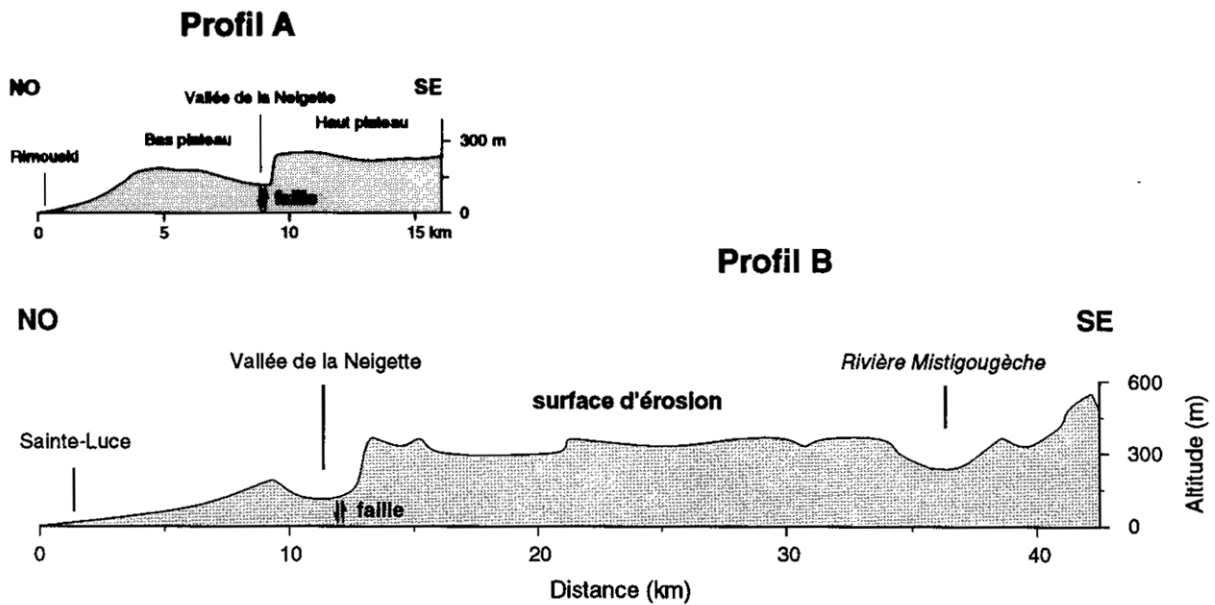
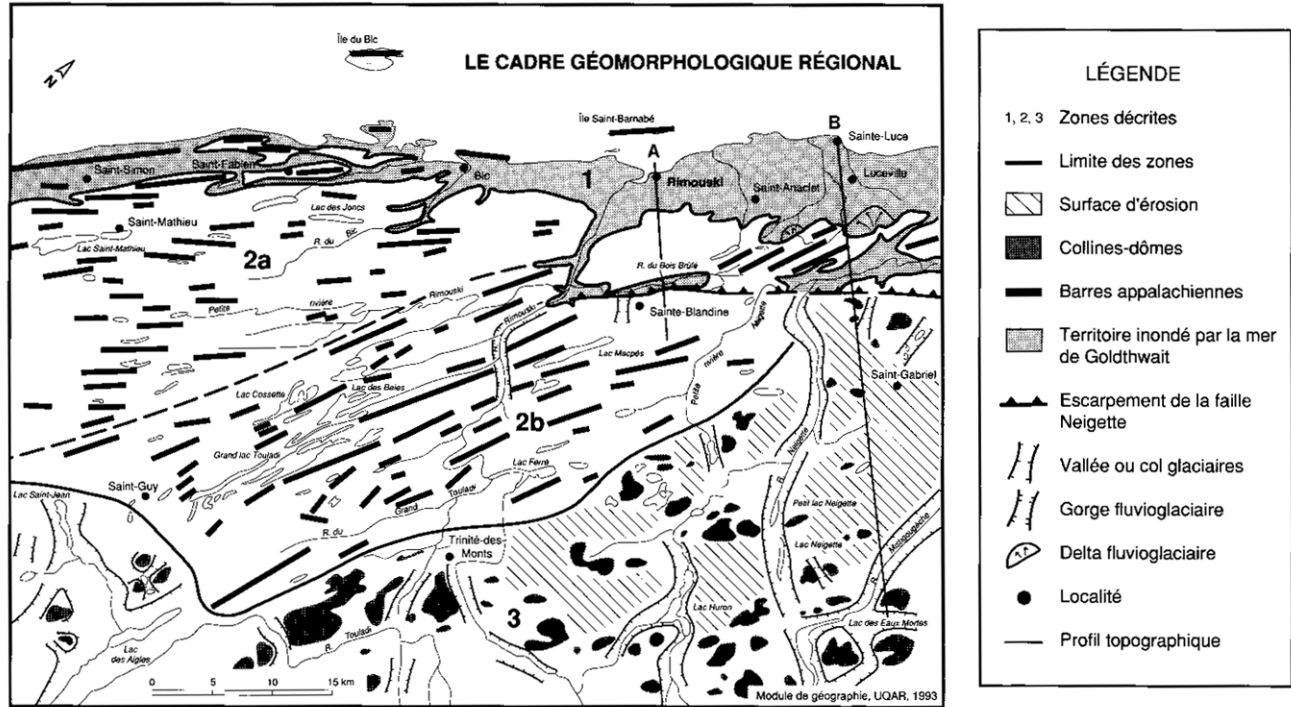


FIGURE 2. Le cadre morphostructural de la région de Rimouski. La vallée de la Neigette exploite une ligne de faille. Son flanc sud correspond à un escarpement de ligne de faille.

Structural geomorphology of the Rimouski area. Neigette valley follows a fault line. Its south slope is a fault line scarp.

MÉTHODES

La majeure partie des données présentées ici provient d'une cartographie morphosédimentologique détaillée réalisée par photo-interprétation (échelle : 1/15 840), et complétée par des levés stratigraphiques systématiques. Plusieurs sites qui n'avaient été décrits que sommairement par nos

prédécesseurs ou parfois simplement signalés (Locat, 1976 ; Martineau, 1980 ; Dionne et Héroux, 1966, 1987, 1997a ; Dionne *et al.*, 1988 ; Rappol, 1993) ont été revus et analysés en détail.

Dans ce relief compartimenté, constitué par une succession de barres et de sillons, les dépôts de marge glaciaire, peu étendus, forment des amas ponctuels difficiles à corré-

ler, d'autant plus qu'ils sont généralement dépourvus de fossiles, même quand ils se sont déposés dans la mer. L'établissement d'un cadre chronologique fiable est donc l'une des principales difficultés. Devant ces problèmes, deux approches complémentaires ont été utilisées : (1) l'approche géomorphologique, qui consiste à analyser chaque dépôt de marge glaciaire en fonction du contexte physiographique ; (2) des essais de datation relative et de corrélation par rapport aux niveaux marins.

UNE MARGE GLACIAIRE SUR LE REBORD DES HAUTES TERRES APPALACHIENNES PEU AVANT 13 360 BP

Dans le secteur étudié, la plus ancienne marge glaciaire connue est soulignée par un alignement de kames et de deltas de contact glaciaire (fig. 3) — déjà cartographiés par Dionne et Héroux (1966) — qui jalonnent la limite marine, fixée à environ 140 m d'altitude entre Rimouski et Luceville (Héty, 1994a).

LE DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DE LUCEVILLE

D'une superficie de près de 6 km², le delta de Luceville, constitué de sable et de gravier, est le plus imposant delta perché de la côte sud (fig. 3 et 4), après celui de Trois-Pistoles (Dionne, 1968). La majeure partie de son replat s'étale entre 135 et 140 m d'altitude (points cotés). Accrochée au versant nord des premières collines appalachiennes, la surface du delta domine de 60 mètres environ le fond de la vallée de la Neigette au sud (fig. 5). L'examen des photographies aériennes révèle qu'il s'agit d'un delta trilobé. Trois gorges fluvioglaciaires incisées dans une barre appalachienne en assuraient l'alimentation. Au centre, la surface du complexe deltaïque est trouée de nombreux kettles. À l'ouest, elle est traversée par un chenal fluvioglaciaire. Au sud, elle est limitée par un versant proximal bosselé qui disparaît, à la base, sous des argiles marines grises postérieures à la construction du delta. L'aspect crénelé du talus frontal est lié à la dissection postglaciaire. Les coupes, situées pour la plupart à la périphérie des lobes, montrent une structure deltaïque typique : des lits sommitaux faiblement inclinés vers le nord surmontent une épaisse séquence de lits frontaux plongeant vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est suivant leur localisation dans le delta. La morphologie du delta (kettles, talus proximal) et sa localisation, en position dominante par rapport au fond de la vallée de la Neigette au sud (fig. 5), supposent une mise en place en contexte de marge glaciaire. Une rivière sous-glaciaire, dont le tracé est matérialisé par un bel esker situé au sud-ouest, en travers de la vallée de la Neigette, à l'ouest de Saint-Donat, a probablement contribué à son édification (fig. 4). Ce n'est qu'après le recul définitif du glacier que la Mer de Goldthwait a pu envahir la vallée de la Neigette, située en amont du delta, où des argiles marines, parfois fossilifères, ont été observées jusqu'à 124 m d'altitude (Agriculture Canada, 1989 ; Rappol, 1993 ; Héty, 1994a).

LE DELTA PROGLACIAIRE DE SAINT-ANACLET

Situé lui aussi vers 135-140 m d'altitude, le petit delta de Saint-Anaclet, moins de 4 km à l'ouest du précédent, occupe le même contexte physiographique (fig. 3, 5 et 6). D'une superficie de 1 km², il s'accroche à la branche sud d'un synclinal plongeant, tronqué par l'érosion et dont le fond est tapissé d'argile marine. Le delta est situé au débouché d'une gorge fluvioglaciaire incisée dans le crêt qui correspond au flanc sud du synclinal. À l'est du hameau de Neigette, les photographies aériennes révèlent un champ de kames traversé par un esker sinueux dont la structure interne (pendage des couches, imbrication des galets) traduit un écoulement vers le nord (Locat, 1976), c'est-à-dire en direction du delta (fig. 6). Même si ce delta ne présente ni kettle, ni talus proximal, le contexte topographique (fig. 5 et 6) implique tout de même une mise en place à proximité d'une marge glaciaire. En l'absence d'accumulations frontales, la localisation exacte de la marge glaciaire n'a pu être déterminée, mais elle ne pouvait être à plus de 200 ou 300 m au sud du delta, sinon les eaux fluvioglaciaires auraient été détournées vers le nord-est par les profonds sillons qui apparaissent au sud. Sur la figure 6, ces sillons sont représentés par des flèches pointant vers le nord-est.

LE DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DE SAINTE-ODILE

Il est localisé au sud de Sainte-Odile, à proximité de la rivière Rimouski (fig. 3). À l'instar des deux précédents, son replat s'étale vers 140 m. Dans sa moitié est, il s'accroche à la partie inférieure d'un versant rocheux faiblement incliné. À l'ouest, le replat du delta domine de 3 à 5 m une petite dépression à fond rocheux qui s'étale en amont (fig. 7). Les gravières ouvertes à deux endroits dans le delta montrent, à la base, sur 2 à 3 m d'épaisseur minimale, des lits frontaux sablo-graveleux fortement inclinés (20° à 25°) vers le NNO (250° à 292°). Viennent ensuite, au-dessus d'une discordance d'érosion, sur 1,4 m d'épaisseur, des lits gravelo-sableux faiblement inclinés vers le nord-ouest (fig. 7). Ici encore, le contexte (dépression amont, talus proximal) indique une mise en place au contact d'une marge glaciaire.

LES KAMES DE SAINTE-ODILE

Près de la rivière Rimouski, à une distance de 3 km à l'ouest du delta de Sainte-Odile (fig. 3), apparaissent deux buttes isolées constituées de sédiments gravelo-sableux stratifiés, affectés de nombreuses failles. Hautes d'une dizaine de mètres, elles culminent à 110 m d'altitude. Les buttes reposent sur un plancher rocheux poli et moutonné, dont les stries indiquent un écoulement glaciaire vers le nord (Rappol, 1993). Ces buttes, interprétées comme des kames, sont recouvertes d'une couche d'argile marine pouvant atteindre 2 m d'épaisseur localement. La séquence se termine au sommet par un diamicton sableux de 30 cm d'épaisseur, riche en cailloux précambriens. Ce diamicton et les sédiments marins et fluvioglaciaires sous-jacents présentent des plans de cisaillement, des plissements et des failles normales d'étirement attribués à la glacitectonique. Selon Rappol (1993), ce diamicton serait un till. Des coquilles marines extraites du diamicton, à 107 m d'altitude, ont donné un âge de 13 900 ± 170

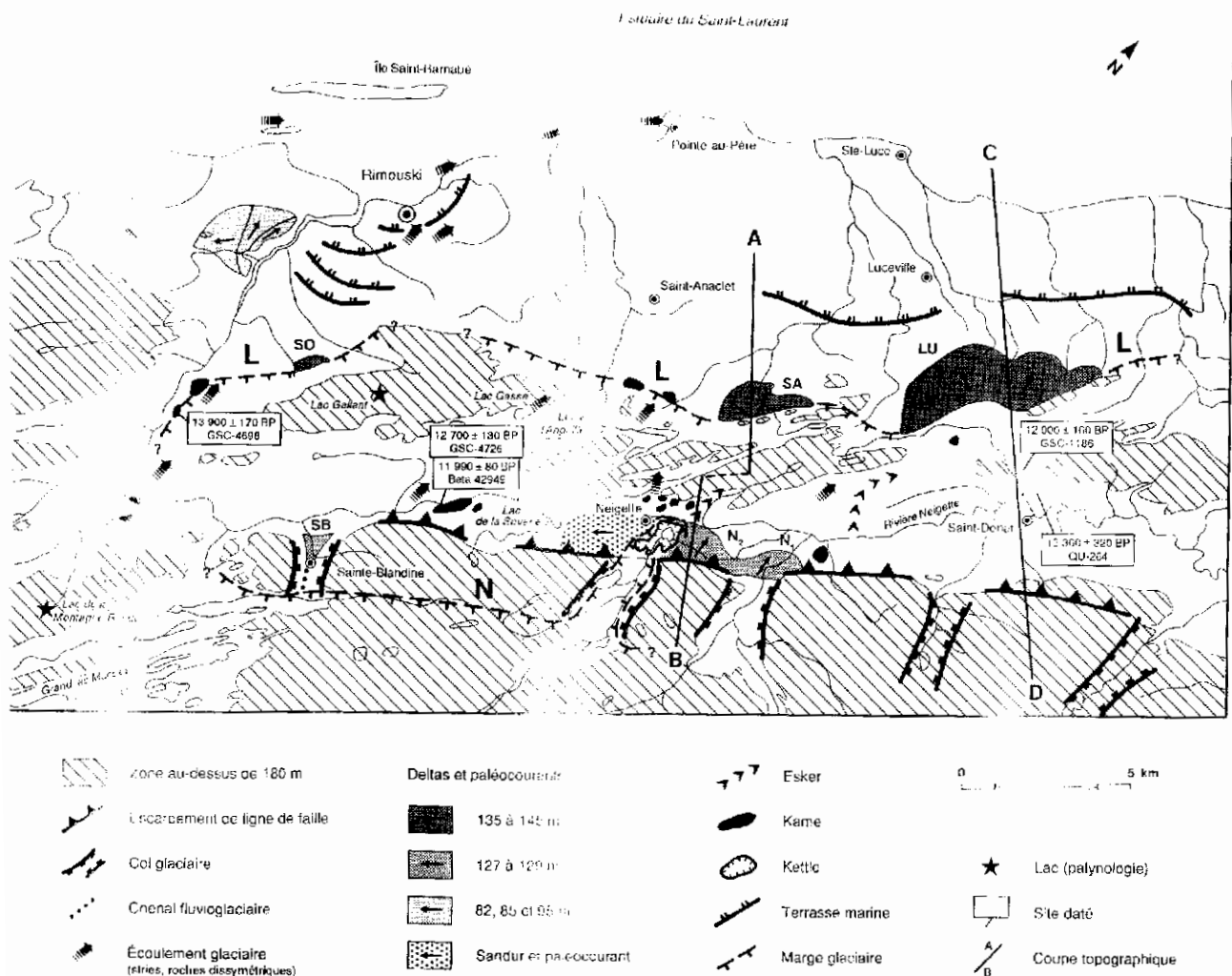


FIGURE 3. Modelé de déglaciation dans la région de Rimouski. L : tracé de la marge glaciaire durant la pause de Luceville. N : tracé de la marge glaciaire durant la récurrence de Neigette ; LU : delta de Luceville ; SA : delta de Saint-Anaclet ; SO : delta de Sainte-Odile. A et B : profils topographiques (voir fig. 5).

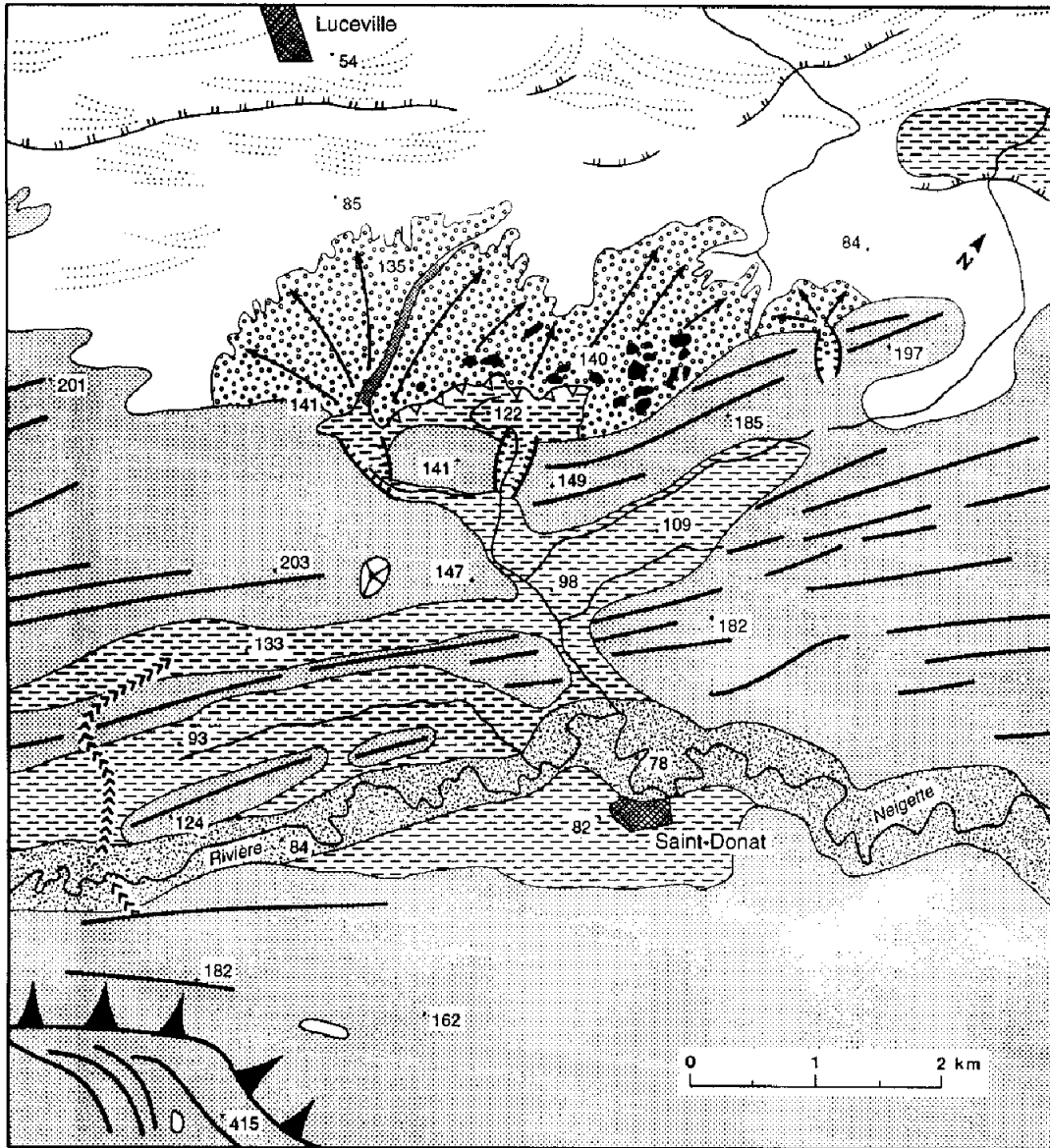
Distribution of landforms associated with deglaciation in the Rimouski area. L: ice-cap margin during Luceville stage; N: ice-cap margin during Neigette readvance; LU: Luceville delta; SA: Saint-Anaclet delta; SO: Sainte-Odile delta. A and B: topographic profiles (see Fig. 5).

ans BP (GSC-4698). La position stratigraphique de ce till témoigne d'une récurrence glaciaire dont l'âge exact reste à déterminer, les coquillages remaniés pouvant être nettement plus anciens que la récurrence elle-même.

LE DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DU BIC

Il est localisé au sud du Bic, à l'intersection de la montée de Saint-Valérien et du deuxième rang, juste à l'est du ruisseau Beaulieu (fig. 8). Accroché au flanc nord de la première barre appalachienne d'importance, ce delta occupe le même contexte géomorphologique que les deltas de Luceville, Saint-Anaclet et Sainte-Odile. Culminant à 142 m d'altitude (point coté), il a la forme d'un bourrelet allongé dont le grand axe est parallèle à l'échine rocheuse qui lui sert d'assise. Il est constitué de sables et graviers stratifiés recoupés par des failles normales, conséquence d'affaissements liés à la

fonte du glacier. Les pendages, plongeant vers le nord, impliquent un glacier au sud, confirmant son appartenance au domaine glaciaire appalachien. La dépression au sud du delta est partiellement comblée par des argiles marines fossilifères postérieures au delta (fig. 8). Des fragments de coquillages prélevés dans cette argile, entre 135 et 140 m d'altitude, ont donné les dates au ^{14}C suivantes : $12\,640 \pm 90$ BP (Beta-47286, in Dionne et Coll, 1995) ; $12\,400 \pm 100$ BP (GSC-4707, Rappol, 1993) et $11\,230 \pm 150$ BP (Beta-58564, Héту, 1994a). Ces argiles marines, qui paraissent avoir été déformées par endroits (*strongly sheared marine silt and clay*; in Rappol, 1993, p. 18), sont surmontées localement par un diamicton qui pourrait être un till selon Rappol (1993). Enfin, le diamicton est recouvert par des dépôts littoraux de 2 m d'épaisseur, riche en blocs précambriens, qui terminent la séquence en surface.



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Substratum ordovicien | | Esker |
| | Barre appalachienne | | Kame |
| | Escarpeement de ligne de faille | | Argile marine |
| | Gorge fluvio-glaciaire | | Sable d'exondation et crêtes de plages |
| | Delta fluvio-glaciaire et paléocourant | | Falaise marine |
| | Chenal fluvio-glaciaire | | Alluvions postglaciaires indifférenciées |
| | Kettles | | .56 Point coté (en mètres) |
| | Talus proximal du delta | | Photo Q79844 - 112 |

FIGURE 4. Le contexte géomorphologique du delta de contact glaciaire de Luceville (localisation à la fig. 3).
 Geomorphological framework of ice-contact fluvio-glacial delta of Luceville (Fig. 3 for location).

Réalisées par trois chercheurs différents à quelques années d'intervalle, ces diverses observations sont difficiles à raccorder, d'autant plus que les parois de la gravière, toujours en exploitation, sont en constante évolution. Pour cette raison, aucun des trois chercheurs n'a pu observer l'ensemble des faciès rapportés par les deux autres. Le diamicton en particulier n'a été observé que par Rappol (1993). À partir des indications stratigraphiques fournies par les auteurs, auxquelles s'ajoutent nos propres observations, nous proposons, à la suite de Rappol (1993), la séquence d'événements qui suit :

1. Avant 12 640 ans BP : édification du delta contre une marge glaciaire située au sud. La marge glaciaire occupait la dépression entre le delta et la barre rocheuse.
2. Entre 12 600 et 12 400 ans BP : ingression marine dans la dépression au sud du delta. Des argiles fossilifères se déposent sur le versant proximal du delta. Leur mise en place au-dessus des sables et graviers deltaïques traduit un changement radical dans la dynamique locale qui est attribué au recul de la marge glaciaire. La date de $11\,230 \pm 150$ ans BP (Beta-58564), considérée comme trop jeune, a été écartée. Qu'il suffise de rappeler que cette date, provenant d'un échantillon récolté à 135 m d'altitude, correspond à l'âge des dépôts de plage situés entre 60 et 80 m d'altitude, qui sont, eux, très bien datés (Locat, 1976, 1977 ; Héту, 1994a ; Héту *et al.*, 1997).
3. Si le diamicton noté par Rappol (1993) est bien un till, l'invasion marine a été suivie par une récurrence de la glace appalachienne. Il semble que le niveau marin ait été encore très élevé après la mise en place du diamicton, celui-ci étant recouvert par des sables et graviers littoraux (Rappol, 1993).

LE MODELÉ DE DÉCRÉPITUDE DE LA VALLÉE DE LA NEIGETTE ET DES SILLONS DE SAINT-FABIEN

DES MASSES DE GLACE RÉSIDUELLES DANS LA VALLÉE DE LA NEIGETTE

La vallée de la Neigette est située au sud des deltas de Luceville, de Saint-Anaclet et de Sainte-Odile. Elle contient de très nombreux kames à la fois dans le fond de la vallée et sur ses flancs (fig. 3). L'un des plus imposants champs de kames est situé près du hameau de Neigette, dans la partie supérieure du versant qui borde la vallée au nord (fig. 6). Les structures sédimentaires (pendage, rides de courant, imbrication des galets), exposées à la faveur d'une intense exploitation, indiquent un écoulement fluvioglaciaire vers le secteur nord, ce qui situe la glace dans la vallée au sud. Plus à l'ouest, une belle terrasse de kame a été observée près de Saint-Donat, accrochée elle aussi au flanc nord de la vallée. Situés entre 140 et 180 m d'altitude, les kames de Neigette se sont déposés alors que la vallée était remplie de glace morte.

De plus, plusieurs kames ont été observés dans le fond de la vallée, mais leur expression topographique a été atténuée par l'épaisse couche d'argile marine qui s'y est déposée après la fonte de la glace. Par endroits, l'argile les fossilise complètement, comme nous avons pu le constater

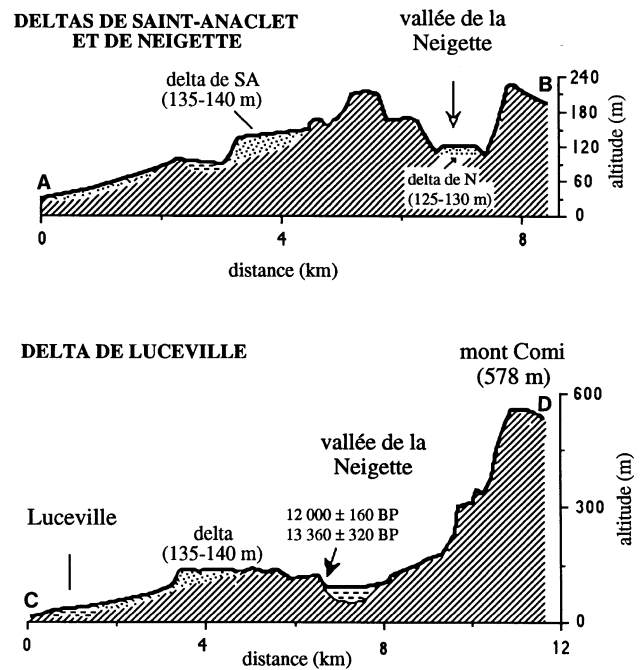


FIGURE 5. Le contexte topographique des deltas de Luceville, Saint-Anaclet et Neigette. Localisation des profils à la figure 3.

Topographic framework of Luceville, Saint-Anaclet and Neigette fluvioglacial deltas (Fig. 3 for location).

à la faveur des excavations. Ailleurs, seul le sommet des kames en émerge. Une date provenant de la couche d'argile recouvrant les kames de la ferme Guimond indique que la submersion aurait commencé vers $12\,700 \pm 130$ BP (GSC-4726 ; Rappol, 1993 ; fig. 3) dans ce secteur de la vallée situé près de Sainte-Blandine. Les structures internes d'un kame voisin montrent que la fonte ultime des derniers culots de glace enfouis est survenue bien après le début de la sédimentation argileuse. Au sommet du kame, une poche d'argile fossilifère comble un kettle (fig. 9, en haut). Les failles liées à l'apparition du kettle recoupent à la fois les dépôts fluvioglaciaires sous-jacents et la poche d'argile. L'âge au ^{14}C d'un échantillon de *Hiattella arctica* récolté dans la partie inférieure de la poche d'argile, vers 120 m d'altitude, indique que le culot de glace a disparu après $11\,990 \pm 80$ BP (Beta-42949). Durant l'émersion, le kame a été tronqué par les vagues. Des sédiments littoraux finement lités en recouvrent le sommet et les flancs.

On observe enfin près de la rivière Rimouski à l'ouest, deux kames à sommet tabulaire de 10-15 m de hauteur qui font 300 à 400 m de longueur sur 100 à 200 de largeur (fig. 9, en bas). L'un d'eux est situé au pied de l'escarpement de la Neigette duquel il est séparé par une dépression. Il culmine à 123 m. Une petite coupe montre une belle faille normale mettant en contact des sables lités et un épais banc de galets redressé à la verticale près de la faille. L'autre kame, au nord de la vallée, expose, en coupe, de belles structures sédimentaires de type entrecroisé renvoyant à une dynamique de chenaux anastomosés. L'organisation des pendages au front des barres migrantes à stratification oblique révèle un écoulement

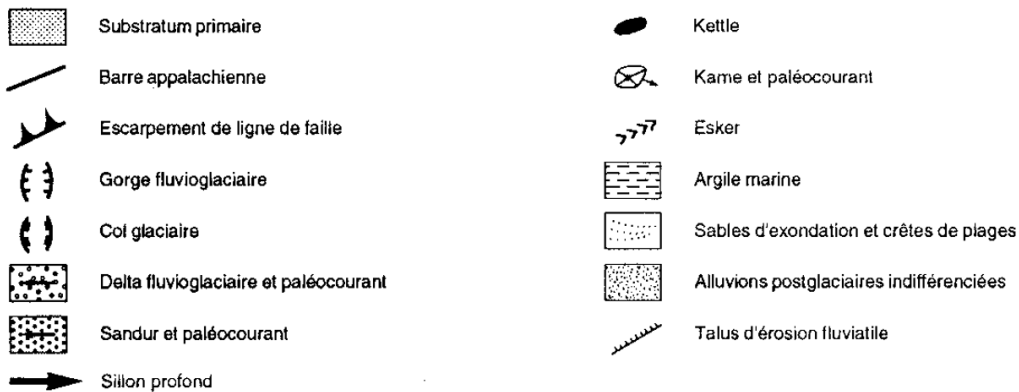


FIGURE 6. Contexte géomorphologique des deltas de Saint-Anaclet (SA) et de Neigette (N). Localisation à la fig. 3. *Geomorphological framework of Saint-Anaclet (SA) and Neigette (N) fluvio-glacial deltas. See Fig. 3 for location.*

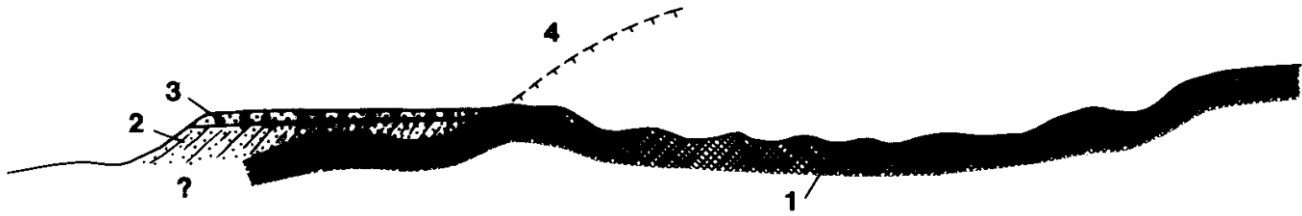


FIGURE 7. Contexte géomorphologique du delta de Sainte-Odile (localisation à la fig. 3). 1. Substratum ordovicien ; 2. lits frontaux du delta ; 3. lits sommitaux du delta ; 4. marge glaciaire.

Geomorphological framework of the ice-contact delta of Sainte-Odile (See Fig. 3 for location). 1. Ordovician bedrock; 2. deltaic front set beds; 3. deltaic top set beds; 4. ice front.

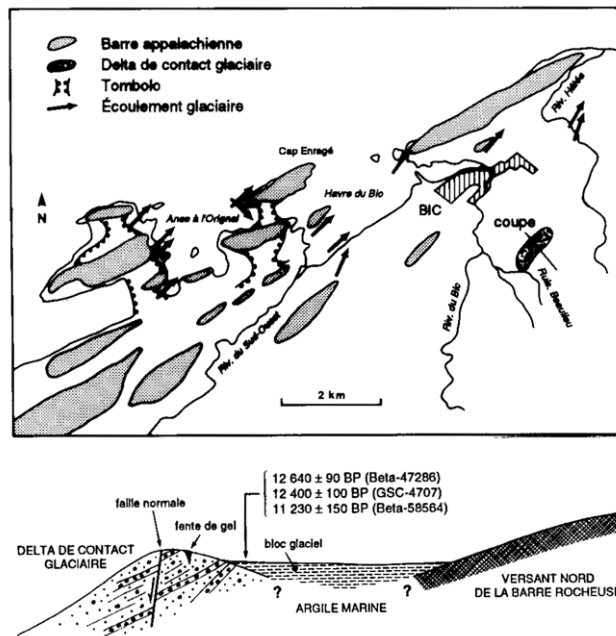


FIGURE 8. Localisation et stratigraphie du delta de contact glaciaire du Bic.

Location and stratigraphy of the Bic ice-contact delta.

vers le nord-est. Étant donné leur sommet plat, ces kames supposent une mise en place subaérienne entre des lambeaux disjoints de glace résiduels relativement minces (fig. 9). Ils témoignent de la fonte finale des derniers culots de glace. Le fond de la vallée et les flancs des kames sont recouverts d'une couche d'argile de laquelle Locat (1976) a extrait deux espèces de foraminifères : *Elphidium incertum* (Williamson) et *Elphidium incertum clayatum* (Cushman).

DES MASSES DE GLACE RÉSIDUELLES DANS LES SILLONS APPALACHIENS PRÈS DE SAINT-FABIEN

Au nord-est du village de Saint-Fabien, on observe, sur une superficie couvrant 3 km² (fig. 10), un complexe fluvioglacière partiellement fossilisé par des argiles marines (Dionne, 1997a). Occupant une large vallée à fond plat (sillon) sise entre deux crêtes rocheuses appartenant au système de barres appalachiennes caractérisant la sous-zone 2a (fig. 2), ce complexe fluvioglacière se subdivise en deux parties. Il comprend, au nord-ouest, un champ de but-

tes coniques (kames), hautes de 10 à 30 m, qui émergent de la plaine d'argile. Elles sont dominées, au sud-est, par une grosse accumulation en forme de terrasse. Depuis les travaux pionniers de Locat (1976), l'attention s'est concentrée sur cette terrasse, considérée comme un delta fluvioglacière construit dans la Mer de Goldthwait (Rappol, 1993). Cette interprétation, comme nous le verrons, ne résiste pas à l'analyse.

La morphologie de la terrasse évoque une mise en place en contexte de marge glaciaire :

- Appuyée contre le flanc nord-ouest d'une barre rocheuse (fig. 11), elle présente un sommet tabulaire d'une superficie de 8,5 ha qui laisse supposer une mise en place en milieu subaérien, à l'instar des accumulations décrites par St-Onge et Geurts (1982).

- Du côté est, le replat de la terrasse, qui est compris entre 162 et 164 m d'altitude, d'après les points cotés de la carte à 1/20 000, vient butter contre la barre rocheuse qui lui sert d'assise (fig. 11). Par contre, à son extrémité sud-ouest, il domine un court talus bosselé qui correspond probablement à un petit talus juxta-glaciaire (fig. 11). En direction du sillon, au nord et à l'ouest, la terrasse est bordée par un grand versant raide dont la base est située sous la limite marine régionale. Étant masqué à la base par des argiles marines fossilifères et des placages de diamicton riches en blocs glaciaires d'origine précambrienne, ce versant a de toute évidence été retouché par la mer durant l'émergence.

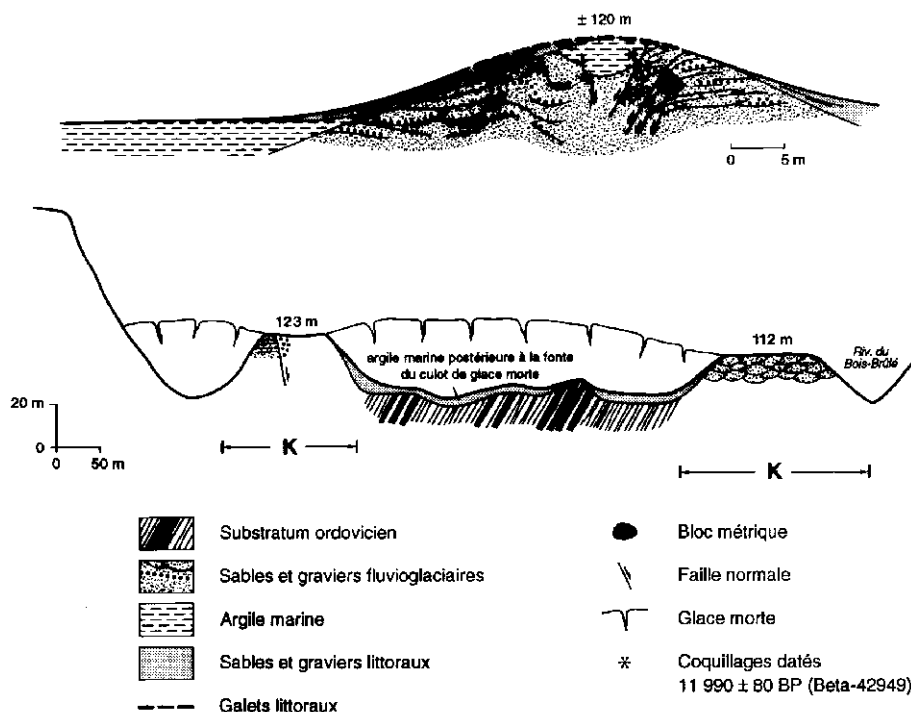
- Le replat de la terrasse est troué de kettles, dont le plus imposant, situé en plein centre, fait 500 m de longueur, 200 m de largeur et 20 m de profondeur (fig. 11).

Les coupes dégagées dans la terrasse révèlent une structure interne relativement complexe. Trois secteurs peuvent être distingués.

1. À l'ouest du grand kettle central, à la base, sur 5 à 7 m d'épaisseur minimale, des lits gravelo-sableux à fort pendage (20°) vers le secteur nord évoquent des lits frontaux deltaïques. Ils sont surmontés sur 2 à 4 d'épaisseur par des lits sommitaux subhorizontaux. Les coupes révèlent des kettles comblés de sédiments fluvioglaciers, donc syngénétiques, des structures d'effondrement, des déformations et des micro-failles (Dionne *et al.*, 1988 ; Dionne,

FIGURE 9. Le complexe de kames de la vallée de la Neigette : quelques exemples. En haut : kame de la ferme Guimond. En bas : kames à sommet tabulaire (K) près de la rivière Rimouski.

The kame complex of the Neigette valley: some cases. Top: kame of the barn Guimond. Bottom: flat-top kames (K) near the Rivière Rimouski.



1997a), évoquant une mise en place sur la glace. Il n'y a aucune trace de submersion marine sur le replat.

2. En revanche, le fond du grand kettle central est tapissé de silts marins fossilifères qui affleurent jusqu'à 140 m d'altitude environ. Épaisse d'un à deux mètres suivant les endroits, ils contiennent des blocs cristallins précambriens d'origine glacielle dans une proportion qui dépasse 40 % dans le cas des blocs (Dionne, 1987, 1997a), tandis que les sables et graviers fluvioglaciaires sous-jacents, visibles sur 5 à 10 m de hauteur (profondeur des excavations), en sont presque totalement dépourvus (0,2 % à 0,3 %). Constitués à 99,7 % de matériel appalachien (Dionne *et al.*, 1988 ; Dionne, 1987, 1997b ; Rappol, 1993), le matériel fluvioglaciaire est affecté, dans toute sa masse, de très nombreuses déformations épigénétiques (plissements, couches redressées à la verticale, nombreuses failles), rendant illusoire toute mesure de pendage. Quatre échantillons de coquillages fossiles récoltés par J.-C. Dionne (*in* Dionne et Coll, 1995) dans les silts recouvrant le fond du grand kettle central ont livré les résultats suivants (tabl. I) : 14 170 ± 150 BP (UL-1193), 13 240 ± 80 BP (TO-4637), 12 640 ± 90 BP (Beta-48532) et 12 570 ± 210 BP (Beta-28296). La date TO-4637 résulte d'une datation haute précision qui a été effectuée sur une valve de *Mya truncata* provenant du même échantillon que la date UL-1193, considérée comme trop vieille par Dionne et Coll (1995). On notera aussi que la date TO a été ajustée par le laboratoire en fonction d'un $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$, lequel correspond normalement au standard des plantes, ce qui donne un âge apparent vieilli d'environ 410 ans (S. Occhietti, comm. pers.). Si on applique cette cor-

rection, on obtient un résultat qui se rapproche des dates Beta, soit ± 12 830 BP.

3. La portion de terrasse située au nord-est du grand kettle central présente une stratigraphie beaucoup plus simple dans la mesure où les déformations y sont quasi absentes et les pendages relativement constants. On y observe, sur 15 à 30 m de hauteur minimale, de grandes couches de sables et graviers, dessinant des chenaux localement, et présentant un faible pendage général (5° à 10°) vers le sud-est, c'est-à-dire en direction de la barre rocheuse qui sert d'assise à la terrasse.

Enfin des lentilles de diamicton glaciaire ou glacio-marin ont été signalées en divers points du complexe fluvioglaciaire :

- D'abord par Locat (1976), p. 45 : « At St. Fabien ice contact sediments enclose a till inclusion all overlain by non deformed stratified outwash and gravel. » Cet affleurement n'a pas été localisé avec précision par J. Locat, mais, compte tenu de l'état d'avancement des travaux d'excavation au début des années 1970, établi d'après les photographies aériennes de 1975, nous pensons qu'il était situé à l'ouest du grand kettle central. Ce diamicton contenait des coquillages marins fossiles qui ont fourni deux âges au ^{14}C très éloignées l'une de l'autre, bien qu'elles proviennent du même site : 13 390 ± 690 BP (QU-270) et 12 300 ± 260 BP (QU-271). La première datation a été réalisée sur *Hiatella arctica* tandis que la seconde a été effectuée sur un mélange d'espèces comprenant *Hiatella arctica*, *Balanus* sp., *Macoma balthica* et *Mya arenaria*. Selon Locat (1976, p. 84), « The youngest date could also represent an average of the different species. »

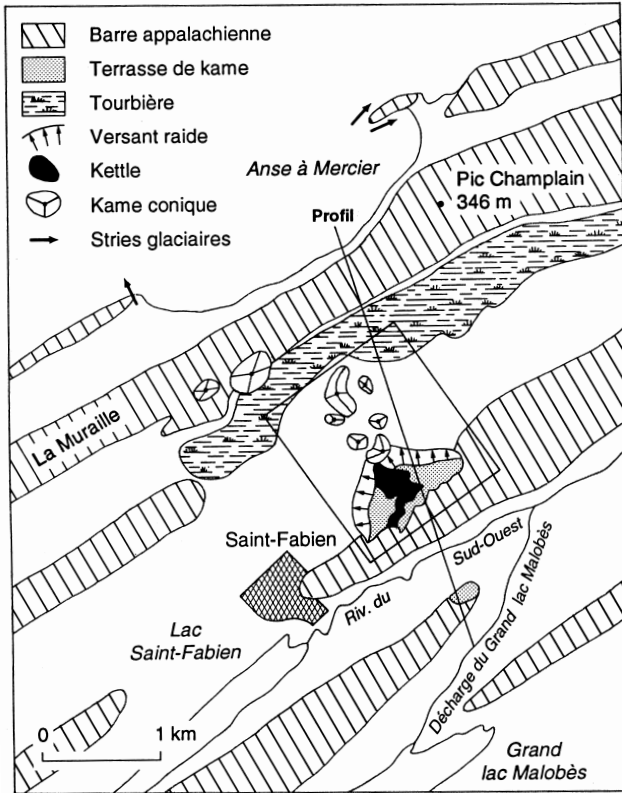


FIGURE 10. Le complexe de kames de Saint-Fabien.
Kame complex near Saint-Fabien.

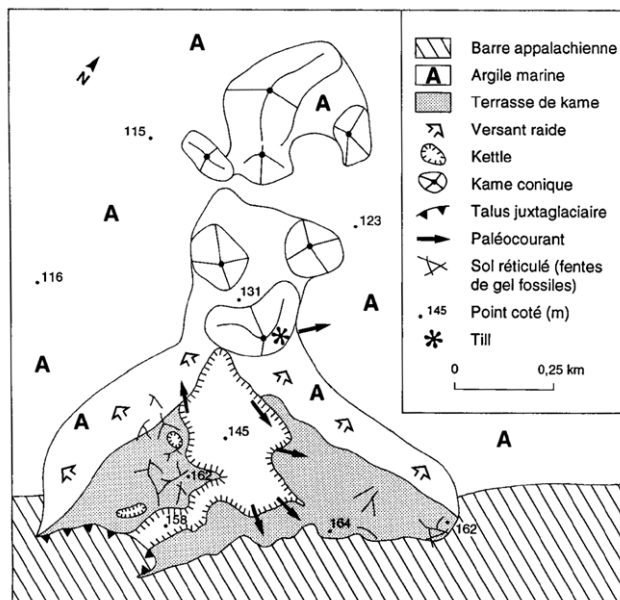


FIGURE 11. La terrasse de kame de Saint-Fabien.
Kame terrace near Saint-Fabien.

- Rappol (1993) rapporte lui aussi, « ... near the northwestern entrance of the St. Fabien pit » (p. 18), un till sableux très riche en erratiques précambriens, dont la trame indique un écoulement vers l'ONO. La position stratigraphique de ce till par rapport aux silts marins n'a pu être déterminée, mais, pour Rappol (1993), il est clair qu'il témoigne d'une récurrence glaciaire postérieure à l'invasion marine : « ... the till is relatively rich in Precambrian erratics, which suggests reworking of marine deposit » (p. 18).

- Une nouvelle lentille de till a été observée par l'auteur (fig. 12), vers 135 m d'altitude, sur le flanc est d'un des petits kames situés entre la terrasse et la route 132. Il s'agit d'un diamicton très compact, à matrice limono-sableuse de couleur brune, visible sur 7 m de largeur et dont l'épaisseur passe de 30 cm au nord-est à 150 cm au sud-ouest. Il repose en discordance sur les sables et graviers stratifiés et bien triés du kame (fig. 12), dont les lits présentent à cet endroit un fort pendage (35°) vers le nord-est ($N34^\circ$). Les cailloux du till, aux angles arrondis, sont souvent cassés, phénomène plutôt rare dans le dépôt fluvioglaciaire sous-jacent. Ce phénomène résulte probablement d'un broyage mécanique durant le transport glaciaire (voir Rappol, 1993). La disposition du grand axe des cailloux du till indique un écoulement glaciaire vers le nord (fig. 12). La discordance d'érosion sous le till est soulignée par une lithozone perturbée de 10 à 30 cm d'épaisseur qui correspond à la partie supérieure des graviers fluvioglaciaires remaniés par la glacitectonique : le litage a disparu, probablement par effet d'entraînement (déformation cisailante) ; le grand axe des cailloux plonge vers le sud ; la granulométrie est un peu plus fine (attrition ou infiltration épigénétique ?). Aucun erratique précambrien n'a été observé dans ce till, qui dérive probablement du remaniement des sédiments fluvioglaciaires sous-jacents, comme le laisse supposer d'ailleurs l'éroussé des cailloux.

Interprétation

La terrasse adossée à la barre rocheuse est considérée par Locat (1976, 1977, 1978) et Rappol (1993) comme un delta fluvioglaciaire construit dans la Mer de Goldthwait. Selon Locat (1976, p. 47), « Marine fossils found in the St. Fabien delta indicate that the body of water into which the delta was built was the sea. » Mais plus loin, Locat (1976, p. 84) indique que les coquillages observés dans le 'delta de Saint-Fabien' « were collected in a pocket of till buried in ice contact sediments... ». Les coquillages, qui pourraient provenir de sédiments marins remaniés, sont donc étrangers aux sables et graviers 'deltaïques'. En effet, jusqu'à maintenant, aucun coquillage n'y a été observé ni par Dionne (1987, 1997a ; Dionne *et al.*, 1988), ni par l'auteur qui ont pourtant visité le site à plusieurs reprises. Par conséquent, rien n'indique que ce 'delta' se soit déposé dans la mer. Se basant sur des comptages pétrographiques comparant les sédiments fluvioglaciaires et le matériel marin qui les recouvre, Dionne *et al.* (1988, p. 21) concluent que « le delta de Saint-Fabien composé essentiellement d'éléments appalachiens s'est probablement construit dans une nappe d'eau

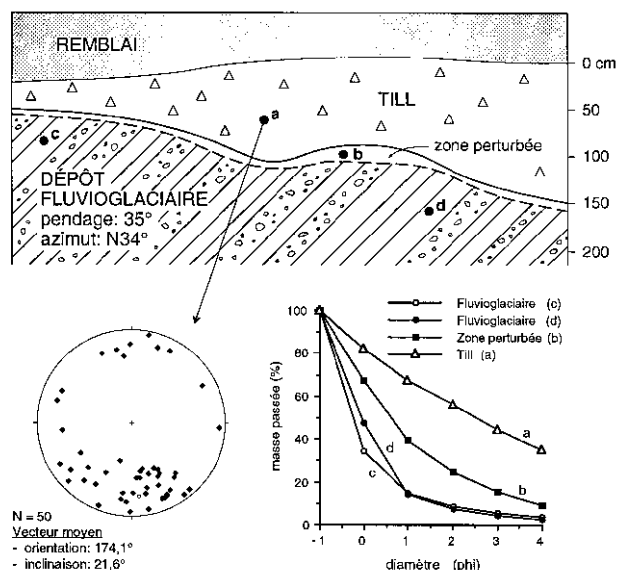


FIGURE 12. Contexte stratigraphique du till de Saint-Fabien. *Stratigraphical framework of Saint-Fabien till.*

non marine, et la Mer de Goldthwait ne l'aurait que partiellement submergé ». Concernant cette nappe d'eau non marine, Dionne *et al.* (1988, p. 21) précisent qu'il s'agit probablement « d'une nappe d'eau d'étendue restreinte entre les deux masses de glace : appalachienne (au sud) et laurentidienne (au nord) ».

Pour nous le 'delta de Saint-Fabien', utilisé par Locat (1976, 1977, 1978) pour fixer la limite marine régionale, n'est pas un delta, mais plutôt une terrasse de kame construite entre deux masses de glace résiduelles d'origine appalachienne (fig. 13). L'hypothèse du delta glacio-marin doit être rejetée parce qu'elle ignore quatre faits fondamentaux :

1. Il n'y a aucune discontinuité entre la terrasse et les buttes fluvioglaciaires coniques qui la prolongent au nord-ouest. En coupe, elles ne constituent qu'un seul et même corps sédimentaire, comme nous avons pu l'attester à la faveur des nombreuses excavations qui l'éventrent (fig. 13).
2. La présence d'un immense kettle au milieu de la terrasse et son appartenance à un champ de kames de près de 3 km² montrent que cette terrasse s'est déposée sur la glace et non dans la mer qui ne l'aurait que partiellement submergée (Dionne *et al.*, 1988 ; Dionne, 1997a), comme l'indique d'ailleurs la distribution altitudinale des blocs glaciaires d'origine précambrienne, absents au-dessus de 140 m. D'ailleurs le replat de la terrasse, qui s'étale entre 162 et 164 m, est nettement au-dessus de la limite marine dont l'altitude ne devrait pas dépasser les 155 m dans ce secteur (voir la discussion).
3. D'autre part, la présence d'argile marine fossilifère au fond du grand kettle central (Dionne *et al.*, 1988 ; Dionne, 1997a) indique une submersion marine postérieure non

seulement à la construction de la terrasse mais également à la fonte des masses de glace enfouies.

4. Enfin, dans la partie nord-est de la terrasse, les eaux s'écoulaient vers la barre rocheuse, en provenance d'une masse de glace située dans la vallée au nord-ouest. De toute évidence, l'hypothèse du delta glacio-marin ne tient pas.

L'ensemble des données disponibles indique la séquence d'événements qui suit :

- Lorsque, durant la déglaciation, les barres appalachiennes ont commencé à émerger de la surface glaciaire, la calotte appalachienne, amincie et inactive, s'est trouvée morcelée en culots résiduels piégés dans les sillons (fig. 13). Des sédiments fluvioglaciaires se sont alors accumulés en partie sur la glace, mais également dans les dépressions entre les barres rocheuses et les culots de glace morte. C'est le cas de la terrasse étudiée qui résulte d'une double alimentation. Les sédiments du secteur ouest proviennent du culot de glace occupant la vallée de la rivière du Sud-Ouest, alors en contact direct avec la tête de la terrasse (talus proximal), tandis que ceux du secteur est sont associés à des écoulements en provenance du culot de glace occupant la vallée actuellement empruntée par la route 132. La présence de lits frontaux dans la partie ouest de la terrasse montre que les sédiments se sont peut-être accumulés localement dans une nappe d'eau juxta-glaciaire (Dionne, 1997a). Un autre dépôt fluvioglaciaire s'est mis en place dans un contexte similaire entre le culot de glace morte de la vallée de la rivière du Sud-Ouest et celui de la vallée de la Décharge du Grand lac Malobès.

- Pendant la construction de la terrasse, plusieurs noyaux de glace ont été enfouis sous les sédiments fluvioglaciaires. La fonte des masses de glace enfouies a provoqué l'apparition de nombreux kettles, parmi lesquels figure le grand kettle central qui sera envahi par la mer vers 12 830 BP (date TO-4637 corrigée en fonction d'un $\delta^{13}C$ ramené à 0 ‰). Les dates Beta 28296 et 48532 indiquent que la sédimentation limoneuse s'y est poursuivie jusqu'à 12 600 BP environ. La date de 14 170 ± 150 BP (UL-1193), considérée comme trop vieille, n'a pas été retenue.

- L'invasion marine a été suivie par une récurrence glaciaire, remaniant les sédiments marins et fluvioglaciaires antérieurs. D'après Rappol (1993), elle serait postérieure à 12 300 BP.

UNE MARGE GLACIAIRE AU SOMMET DE L'ESCARPEMENT DE LA NEIGETTE ENTRE 12 700 ET 12 000 BP

Une série de deltas proglaciaires construits contre l'escarpement de la Neigette (fig. 3) permet de reconstituer une seconde marge glaciaire située sur le rebord du haut plateau et contemporaine de la transgression marine dans la vallée de la Neigette.

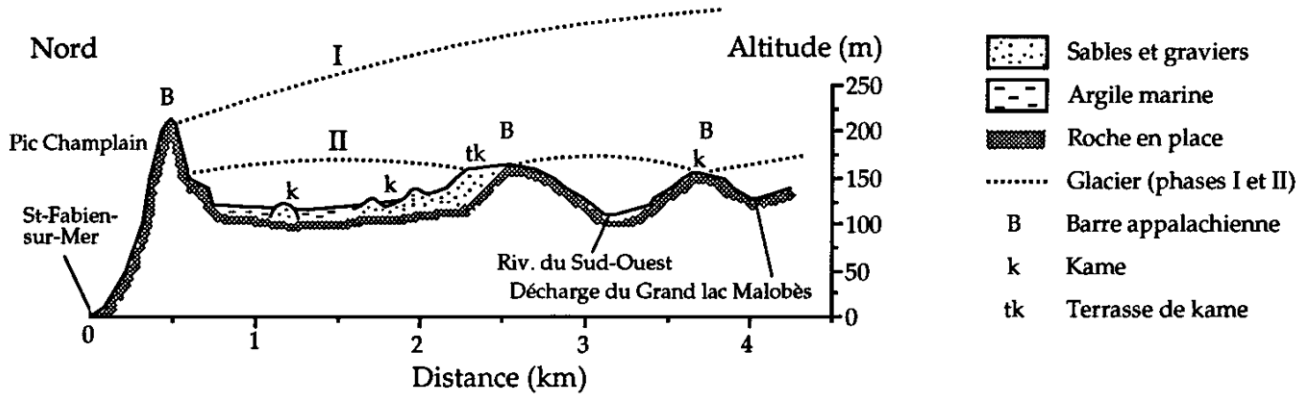


FIGURE 13. Le complexe de kame de Saint-Fabien : modèle de sédimentation.
 The Saint-Fabien kame complex: model of landform development.

LE DELTA DE SAINTE-BLANDINE

Ce delta, déjà cartographié par Dionne et Héroux (1966) et Locat (1976), est localisé à la sortie nord du village de Sainte-Blandine, dans le prolongement d'une cluse sèche (*wind gap*) perchée au-dessus du fond de la vallée dont elle est séparée par un escarpement de 30 à 40 m (fig. 14). Un étroit chenal fluvioglaciaire, taillé dans le substratum et long d'un kilomètre environ, prolonge le delta au sud (fig. 14). Étant perché à chacune de ses extrémités, ce chenal, dont le tracé rectiligne est visiblement calqué sur une cassure du substratum, est complètement indépendant du réseau hydrographique actuel. Au nord, il surplombe la vallée de la Neigette tandis qu'au sud il domine d'une dizaine de mètres le fond d'un sillon appalachien drainé vers l'ouest par le ruisseau du lac Chaud (fig. 14). Le chenal est entouré de buttes morainiques — un till d'ablation mal stratifié selon Martineau (1980) — constituées de matériel local, hétérométrique, peu émoussé.

Le delta est situé à l'extrémité nord du chenal (fig. 14). La surface deltaïque s'étale vers 140 m d'altitude d'après la carte à 1/20 000. Il s'agit d'une forme composite, tenant à la fois du delta et du cône sous-aquatique. Elle se présente sous la forme d'un éventail de 500 m de rayon, à profil concave, dont l'apex s'accroche à l'escarpement. Dans une gravière à l'ouest de la route 232 (fig. 14 : coupe 2), la séquence « deltaïque » commence à la base par une unité constituée de blocs parfaitement arrondis de 30 à 60 cm de diamètre, à texture ouverte, visible sur une dizaine de mètres d'épaisseur (fig. 15). Située au débouché du chenal, cette unité sous-tend un cône d'accumulation fortement incliné qui s'est mis en place directement contre la base de l'escarpement. Elle est recouverte par un diamicton de 2 à 4 m d'épaisseur, peu compact, qui contient localement des lentilles de sables et graviers triés et des poches silto-sableuses. Les blocs du diamicton, qui présentent un émoussé minimal, sont très semblables à ceux des buttes de till d'ablation qui bordent le chenal. Une tranchée éphémère ouverte le long de la route 232 à l'été 1992 (fig. 14 : coupe 1) a permis d'observer, vers 140 m d'altitude, le contact entre les lits frontaux (pendage : 20° à 22° vers le NNE) et sommi-

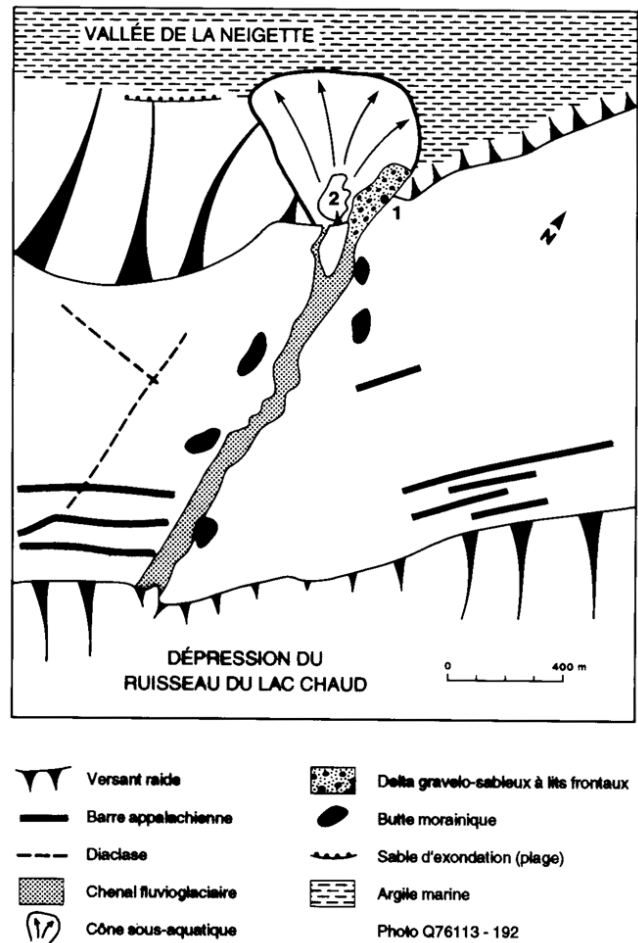


FIGURE 14. Le contexte géomorphologique du delta de Sainte-Blandine (localisation à la fig. 3), vallée de la Neigette. 1 et 2 : coupes étudiées.

Geomorphological framework of the Sainte-Blandine delta, Neigette valley (see Fig. 3 for general location). 1 and 2: studied sections.

taux du delta, constitués, pour l'essentiel, de sables et graviers émoussés (fig. 15). La transition entre le sommet du diamicton et la base des lits frontaux n'était pas visible.

Le fond de la vallée, au pied du delta, correspond à une plaine d'argile marine dont l'épaisseur dépasserait les 60 mètres localement, d'après un forage réalisé en 1992 à l'est de la route 232 lors de la construction de la centrale d'épuration des eaux usées de Sainte-Blandine. D'après les dates au ¹⁴C disponibles (fig. 3 et tabl. I), la phase marine dans ce secteur de la vallée de la Neigette aurait duré environ 700 ans, ce qui suppose un taux de sédimentation de l'ordre de 85 mm/an. Un taux aussi élevé implique une importante source de sédiments à proximité. Étant donné le contexte, il ne peut s'agir que des eaux de fonte d'un glacier.

Interprétation

Ce complexe, interprété comme « *an ice-contact delta at the toe of the Neigette escarpment* » par Locat (1976, p. 93), évoque une marge glaciaire en récession. Les blocs arrondis à structure ouverte à la base du delta et le diamicton à blocs subanguleux qui le surmonte sont des faciès proximaux. Ils se sont déposés alors que la marge glaciaire était juste au sommet de l'escarpement, ce qui permettait le déversement des matériaux directement dans la mer. Toutefois, le contraste au niveau des émoussés entre les blocs de l'unité basale et ceux du diamicton montrent qu'ils proviennent de sources différentes. Les blocs émoussés de l'unité basale ont probablement été transportés par des écoulements flu-

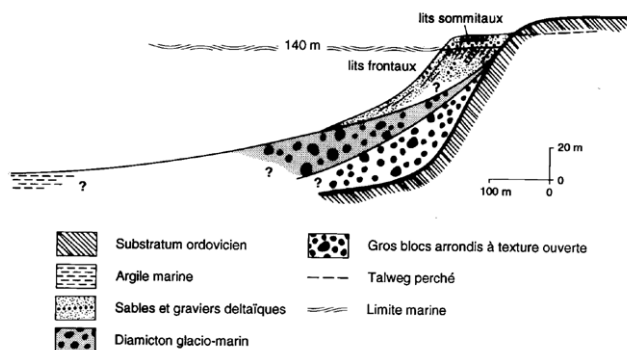


FIGURE 15. Stratigraphie du delta de contact glaciaire de Sainte-Blandine.

Stratigraphy of the Sainte-Blandine ice-contact delta.

vioglaciaires empruntant le chenal sous-glaciaire creusé dans la roche au fond de la cluse. En arrivant dans la mer, les blocs sont tombés au pied de l'escarpement, essentiellement par gravité. Quant au diamicton, qui forme un éventail de 500 m de rayon, il est probablement constitué de till d'ablation étalé au fond de la mer par des glissements sous-aquatiques, des courants de turbidité et les icebergs. Par l'origine locale de ses éléments et surtout la faiblesse des émoussés, ce diamicton rappelle en effet le matériel des buttes de till d'ablation observées par Martineau (1980) de part et d'autre du chenal.

TABLEAU I

Liste des datations au ¹⁴C reliées à la déglaciation

N° labo.	Long. O.	Lat. N.	Alt. (m)	Âge au ¹⁴ C	Substrat	Matériel daté*	Référence
Vallée de la Neigette							
QU-264	68°15'55"	48°30'11"	90	13 360 ± 320	silt argileux	Ha	Locat (1976)
GSC-4726	68°26'00"	48°23'50"	122	12 700 ± 130	argile marine	Co	Rappol (1993)
GSC-1186	68°16'10"	48°30'11"	98	12 000 ± 160	argile	Ha	Dionne (1972)
Beta-42949	68°26'03"	48°23'50"	120	11 990 ± 80	silt argileux	Ha	Héту (1994a)
Rimouski							
GSC-4698	68°32'30"	48°23'00"	107	13 900 ± 170	till	Co	Rappol (1993)
Bic							
Beta-47286	68°41'30"	48°21'35"	140	12 640 ± 90	limon	Co	Dionne et Coll (1995)
GSC-4707	68°41'40"	48°21'30"	137	12 400 ± 100	argile	Co	Rappol (1993)
Beta-58564	68°41'45"	48°21'25"	135	11 230 ± 150	argile laminée	Co	Héту (1994a)
Saint-Fabien							
UL-1193	68°51'15"	48°18'15"	140	14 170 ± 150	silt argileux	Co	Dionne et Coll (1995)
QU-271	68°51'12"	48°18'25"	138	13 390 ± 690	till sableux ?	Ha	Locat (1976)
TO-4637	68°51'15"	48°18'15"	140	13 240 ± 90	silt argileux	Mt	Dionne et Coll (1995)
Beta-48532	68°51'15"	48°18'15"	140	12 640 ± 90	silt	Mt, Ha	Dionne et Coll (1995)
Beta-28296	68°51'15"	48°18'15"	140	12 570 ± 210	silt argileux	Mt, Mc, Ha	Dionne et Coll (1995)
QU-270	68°51'12"	48°18'25"	138	12 300 ± 260	till sableux ?	Co	Locat (1976)
Vallée de la Mitis							
UQ-1081	563750E*	5377600N**	80	13 400 ± 200	silt argileux	Ha	Prichonnet (1995)

* Co : coquillages marins non identifiés / Ha : *Hiatella arctica* / Mc : *Macoma calcaria* / Mt : *Mya truncata*.

** Coordonnées UTM.

Lorsque les unités gravo-sableuses sommitales, à faciès deltaïque typique (lits frontaux coiffés de lits sommitaux), se sont déposées, la marge glaciaire s'était probablement éloignée quelque peu, mais elle restait en contact avec la tête du chenal fluvioglaciaire. Le recul ultérieur du glacier a dévié les eaux fluvioglaciaires vers l'ouest, en direction de la rivière Rimouski, par la vallée du ruisseau du Lac Chaud (fig. 14).

LES DELTAS DE NEIGETTE

Un autre complexe deltaïque a été observé à l'est de Neigette. Il comprend deux deltas distincts : le delta N₁ associé à la rivière Noire et le delta N₂ relié à la rivière Neigette (fig. 6). Leurs replats, parcourus de chenaux reliques, se déploient entre 126 et 129 m d'altitude. Des argiles marines tapissent le fond de la vallée en contrebas. Locat (1976) y a extrait les foraminifères suivants : *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Elphidium incertum* (Williamson), *Elphidium incertum clayatum* (Cushman). Ces argiles se prolongent sous les deltas eux-mêmes comme nous avons pu le constater à la faveur des incisions fluviales postglaciaires qui les recoupent. Ces deltas se sont formés à l'embouchure de cols glaciaires suspendus au-dessus du fond de la vallée (fig. 3). L'un d'eux, situé à proximité du lac à la Peinture, est localisé sur une cassure du socle, très nette sur les photographies aériennes. Ces cols assuraient le drainage des eaux fluvioglaciaires du plateau vers la vallée, parcours souligné par un bel esker (fig. 6).

Le delta N₁ s'est accumulé directement contre l'escarpement (fig. 6). Ses lits frontaux, fortement inclinés, plongent vers le nord. Après le retrait de la mer, il a été disséqué par la rivière Noire qui s'y est profondément encaissée du côté est.

Le delta N₂ est plus complexe. Son replat, troué de kettles, domine une grande cuvette amont à fond bosselé qui est occupée par un grand lac sans nom (fig. 6). Ses lits frontaux, exposés dans une petite gravière près du front, plongent vers le NE. Un vaste sandur, long de 2,5 km environ, surplombe la cuvette à l'ouest (fig. 6). Il colmate la vallée d'un bord à l'autre entre le hameau de Neigette et le lac de la Savane. Sa surface, défoncée par des kettles, est parcourue par des chenaux reliques. Il n'y a aucune tranchée dans le sandur, mais comme sa surface s'incline doucement vers le SO, passant de 139 m au sud du hameau à 130 m près du lac de la Savane (pente : ~ 0,3 %), on en déduit un écoulement fluvioglaciaire allant dans cette direction.

S'agissant des deltas de Neigette, l'interprétation proposée par Locat (1976), fondée sur leur position stratigraphique, est pour le moins contradictoire : « *In the Neigette Valley, fluvial sediments overlying the marine clay southwest to Neigette, have a glaciofluvial texture and structure (poorly sorted and stratified), and are morphologically similar to an outwash plain. The deposits are classed as fluvial because these are underlain by marine clays* » (p. 93). Selon nous, les caractéristiques énumérées par J. Locat, complétées par nos propres observations, en font des deltas de contact glaciaires typiques, spécialement le delta N₂ troué de kettles. La présence d'argile marine sous les deltas, loin d'invalider

l'interprétation fluvioglaciaire, indique au contraire une récurrence glaciaire postérieure à une période de sédimentation marine essentiellement argileuse.

Selon nous, le delta N₂ et le sandur, qui supposent des écoulements fluvioglaciaires simultanés, mais divergents (respectivement vers le NE et le SO), se sont mis en place sur le pourtour d'une petite langue glaciaire émissaire alimentée par la calotte appalachienne qui occupait alors le plateau de Sainte-Blandine. Canalisée par le col de la rivière Neigette, la langue glaciaire s'est avancée vers le NNO, barant la vallée de la Neigette (fig. 3). Sur son flanc oriental, les écoulements fluvioglaciaires ont construit un delta dans un bras de la Mer de Goldthwait venu par la vallée de la Mitis. À l'ouest, le sandur se terminait probablement lui aussi dans un autre bras de mer qui a pénétré par la vallée de la rivière Rimouski.

DISCUSSION

Les données de terrain recueillies dans la région de Rimouski-Luceville par Locat (1976), Rappol (1993) et nous-mêmes permettent de reconstituer les étapes de la déglaciation postérieure à l'ouverture de la vallée du Saint-Laurent, alors que la marge septentrionale de la calotte appalachienne s'est déjà stabilisée sur le rebord des hautes terres. Le modèle de déglaciation présenté ci-dessous ne concerne que la frange côtière sur une profondeur maximale de 15 km. Les modalités et la chronologie de la déglaciation au-delà de la limite marine ne sont pas connues.

LE NIVEAU MARIN RELATIF ENTRE 13 400 ET 10 000 BP

Dans la région de Rimouski, la datation des marges glaciaires, et plus particulièrement des récurrences, s'est avérée assez difficile dans la mesure où les deltas juxtaglaciaires sont tous azoïques. De plus, comme on l'a vu, certains âges au ¹⁴C apparemment contradictoires viennent compliquer l'interprétation (Sainte-Odile, Bic, Saint-Fabien). Étant donné la position stratigraphique des deltas juxtaglaciaires par rapport aux dépôts liés à l'invasion marine et compte tenu surtout qu'ils sont parties intégrantes des paléo-lignes de rivage de la Mer de Goldthwait, la chronologie marine est vue comme la pierre angulaire du modèle de déglaciation proposé dans cette section. L'élaboration de ce modèle tient compte des jalons chronologiques suivants :

1. D'après les dates UQ-1081, QU-264 et QU-271 (tabl. I), très cohérentes entre elles, l'invasion marine aurait commencé dans la région vers 13 400 BP, et ce tant à Saint-Fabien, dans la vallée de la Neigette que dans la vallée de la Mitis, toute proche (Prichonnet, 1995). La date de 13 900 ± 170 BP (GSC-4698) publiée par Rappol (1993), de même que celle de 14 170 ± 150 BP (UL-1193) obtenue à Saint-Fabien par Dionne (*In* Dionne et Coll, 1995), sont, jusqu'à preuve du contraire, considérées comme trop vieilles. D'ailleurs, lors d'une deuxième analyse effectuée dans un autre laboratoire, l'échantillon de Saint-Fabien a donné une date beaucoup plus récente, soit 13 240 ± 90 BP (TO-4637, *in* Dionne et Coll, 1995). Et comme il s'agit, rappelons-le, d'un âge apparent ajusté en fonction d'un $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$,

l'âge réel pourrait être rajeuni d'environ 400 ans. Quoi qu'il en soit, la date de 14 170 BP est donc sérieusement remise en question. En fait, pour le moment, rien ne permet de conclure à une déglaciation antérieure à 13 400 BP. Cette interprétation bien sûr ne concerne que la zone littorale, la déglaciation étant beaucoup plus tardive à l'intérieur des terres (Richard *et al.*, 1997).

2. Il n'y a aucune trace de submersion marine au-dessus des deltas de Luceville, de Saint-Anaclet, de Sainte-Odile et du Bic. Comme il s'agit de deltas de contact glaciaire, nous croyons qu'ils correspondent à la limite marine au sud de Rimouski, fixée ainsi à 135-140 m (Héту, 1994a). Cette altitude est parfaitement cohérente avec l'ensemble des données disponibles entre Trois-Pistoles et Saint-Anne-des-Monts où la limite marine dessine un plan incliné vers le nord-est de 40 cm/km (fig. 16 ; Locat, 1977 ; Lebus et David, 1977). Si ce gradient reste constant à l'ouest de Rimouski, la limite marine serait à 148 m au Bic et à 153 m à Saint-Fabien.

3. Les dates obtenues à Bic et à Saint-Fabien (Beta-28296, Beta-48532, Beta-4728, GSC-4707) sur des coquilles marines récoltées dans des silts argileux entre 135 et 140 m d'altitude indiquent que le niveau marin relatif est demeuré à proximité de la limite marine jusqu'à 12 400 BP au minimum. Entre 13 400 et 12 400 BP, l'émersion ne dépasserait pas 10 à 13 m dans le secteur Bic-Saint-Fabien. Cette interprétation à première vue surprenante est confortée par les dates de la vallée de la Neigette où des âges de $12\ 700 \pm 130$ BP (GSC-4726) et de $11\ 990 \pm 80$ BP (Beta-42949) furent obtenus, respectivement, à 122 m et à 120 m d'altitude. Rappelons que les coquillages datés proviennent dans les deux cas de dépôts silto-argileux. Dans la vallée de la Neigette, le niveau marin relatif était donc encore au-dessus de 120 m vers 12 000 BP. Comme la limite marine est à 140 m dans ce secteur, nous en avons déduit une émergence de moins de 20 m en 1400 ans. À noter que nous n'avons pas tenu compte ici de la date de $11\ 230 \pm 150$ BP (Beta-58564) obtenue vers 135 m d'altitude dans des argiles laminées à Bic. Compte tenu des âges au ^{14}C présentés au point 4 ci-dessous, cette date paraît en effet beaucoup trop jeune, comme l'indiquent d'ailleurs les datations effectuées par Rappol (1993) et par Dionne et Coll (1995) dans les mêmes argiles : $12\ 640 \pm 90$ BP (Beta-47286) et $12\ 400 \pm 100$ BP (GSC-4707). Ces derniers résultats cadrent beaucoup mieux avec l'altitude élevée du site.

4. On note dans la région, entre 60 et 80 m d'altitude, une forte concentration de plages fossilifères qui ont fourni plusieurs dates au ^{14}C rassemblées au tableau II. Globalement, les résultats oscillent entre 9400 BP et 11 500 BP. D'après ces données, le niveau marin relatif de 75-80 m daterait de 11 000 à 11 500 BP, ce qui implique une émergence accélérée après 12 000 BP, de l'ordre de 40 à 50 m en moins d'un millénaire.

LA PAUSE DE LUCEVILLE : PEU AVANT 13 360 BP

Les deltas juxtaglaciaires de Luceville, de Saint-Anaclet et de Sainte-Odile définissent un front glaciaire qui s'étendait sur une distance minimale de 25 km entre Luceville et la rivière Rimouski (fig. 3). Les kames de Sainte-Odile ainsi que ceux

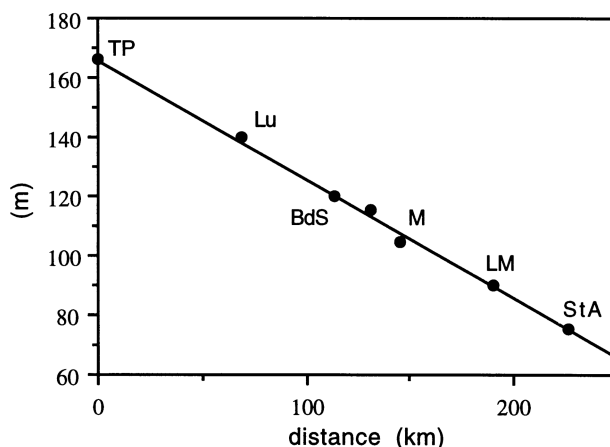


FIGURE 16. Altitude de la limite marine le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent entre Trois-Pistoles et Sainte-Anne-des-Monts. TP : Trois-Pistoles ; Lu : Luceville ; BdS : Baie-des-Sables ; M : Matane ; LM : Les-Méchins ; StA : Sainte-Anne-des-Monts. Sources : Dionne (1972, 1977), Locat (1977), Lebus et David (1977), Martineau (1977), Dionne et Coll (1995).

Altitude of the marine limit along the south shore of the St. Lawrence estuary between Trois-Pistoles and Sainte-Anne-des-Monts. TP: Trois-Pistoles; Lu: Luceville; BdS: Baie-des-Sables; M: Matane; LM: Les-Méchins; StA: Sainte-Anne-des-Monts. Sources: Dionne (1972, 1977), Locat (1977), Lebus et David (1977), Martineau (1977), Dionne et Coll (1995).

situés immédiatement à l'ouest du delta de Saint-Anaclet se sont probablement élaborés au contact de cette même marge glaciaire (fig. 17). Accrochés au flanc nord des premières grosses collines appalachiennes, les deltas juxtaglaciaires de Luceville, de Saint-Anaclet et de Sainte-Odile sont antérieurs à l'invasion marine dans la vallée de la Neigette au sud (fig. 18), laquelle aurait débuté vers $13\ 360 \pm 320$ BP (QU-264) près de Saint-Donat (fig. 3 ; Locat, 1976).

Nous proposons le nom informel de 'pause de Luceville' pour désigner cet épisode dont la signification à l'échelle régionale reste à préciser. La localisation des deltas de la pause de Luceville contre le flanc nord des premières barres appalachiennes d'importance est remarquable (fig. 18). Elle traduit une influence marquée de la topographie préglaciaire sur le style de déglaciation : les barres appalachiennes qui culminent à plus de 140 m constituaient la première ligne d'ancrage de la marge glaciaire après l'ouverture de la baie de vélage devant Rimouski. Ces deltas matérialisent la rive sud de la Mer de Goldthwait (fig. 18). Ils séparaient deux milieux fondamentalement différents : un milieu glacio-marin au nord, dominé par l'action des glaces flottantes, et le domaine glaciaire proprement dit au sud, où la marge glaciaire était en contact direct avec le substratum. À l'échelle locale, c'est la localisation des ensellements, des cols et des cluses, eux-mêmes guidés par les cassures du substratum (fig. 3), qui détermine la répartition des deltas (Luceville, Sainte-Blandine, Neigette).

Nous ignorons pour le moment si le delta de contact glaciaire du Bic appartient à la pause de Luceville ou à celle de Neigette (voir ci-dessous), mais compte tenu de sa localisation, à 3 km du littoral, sur le flanc nord de la première barre rocheuse d'importance, la première possibilité nous semble

TABLEAU II

Datations au ¹⁴C dans les plages soulevées situées entre 58 et 75 m d'altitude le long de la rive sud de l'estuaire entre Saint-Ulric et Saint-Fabien

N° labo.	Localité	Altitude (m)	Âge au ¹⁴ C	Matériel daté*	Référence
UL-1625	Luceville	75	11 500 ± 160	Co	Hétu, inédit
Beta-103353	Luceville	73	10 610 ± 130	Co	Hétu, inédit
QU-262	Mont-Joli	72-78	11 380 ± 470	Me	Locat (1977)
Beta-28297	Saint-Fabien	70	10 680 ± 90	Ha, Mb	Dionne et Coll (1995)
QU-266	Luceville	70-73	10 400 ± 320	Me	Locat (1977)
GSC-2381	Saint-Ulric	70-72	10 400 ± 140	Me	Lowdon et Blake (1978)
Beta-51699	Rimouski	67	9 390 ± 90	Me	Hétu (1994a)
Beta-51688	Rimouski	67	9 660 ± 90	Me	Hétu (1994a)
QU-268	Saint-Octave	62-64	11 360 ± 290	Me	Locat (1977)
QU-261	Price	62-72	11 110 ± 370	Co	Locat (1977)
UL-1246	Bic	60	10 430 ± 130	Bb	Dionne et Coll (1995)
UL-1245	Bic	60	10 420 ± 130	—	Dionne et Coll (1995)
UQ-1034	Price	58	10 500 ± 100	Me	Prichonnet (1995)

* Co : coquillages marins non identifiés / Ha : *Hiatella arctica* / Mb : *Macoma balthica* / Me : *Mytilus edulis* / Bb : *Balanus balanoides*.

plus probable (fig. 17). Vers 13 400 BP, cette barre, qui culmine vers 160 m, constituait là aussi la rive sud de la Mer de Goldthwait. Dans la région de Saint-Fabien à l'ouest, la marge glaciaire appalachienne, durant la pause de Luceville, venait probablement s'appuyer contre la barre rocheuse qui domine Saint-Fabien-sur-Mer, appelée suivant les secteurs La Muraille ou la montagne du Pic Champlain (fig. 13 : phase I).

Il semble que cette disposition des dépôts de marge glaciaire au droit de la première ligne d'ancrage de la glace soit la règle sur la rive sud de l'estuaire, comme l'ont constaté Martineau et Corbeil (1983) dans le cas du Complexe morainique de Saint-Antonin, près de Rivière-du-Loup (Lee, 1962, 1963). Là aussi le tracé de la moraine coïncide avec une barre rocheuse. Le segment de Saint-Arsène, qui en représente l'extrémité nord-est, repose sur une crête rocheuse qui affleure localement jusqu'à une altitude de 165 m, altitude qui correspond à la limite marine dans ce secteur (Dionne, 1972 ; Martineau, 1977).

Les eskers observés en amont des deltas de Saint-Anaclet et de Luceville indiquent que la glace était inactive durant la plus grande partie de la pause de Luceville. La couche de till fossilifère observée par Rappol (1993) au sommet d'un des kames de Sainte-Odile laisse supposer une oscillation mineure de la marge glaciaire dont l'âge exact reste à préciser.

La pause de Luceville a-t-elle une signification climatique ? C'est peu probable. La phase d'écoulement glaciaire intense, déclenchée en réponse à l'ouverture d'une baie de vélage en aval de Rimouski, avait probablement provoqué l'affaissement du profil glaciaire. Ainsi, lorsque le bras de mer a atteint la région de Rimouski, la marge glaciaire, déjà surbaissée, s'est tout simplement stabilisée au droit des barres rocheuses qui jalonnent la limite marine.

DÉCRÉPITUDE GLACIAIRE ENTRE 13 360 ET 12 700 BP

Les vallées et les sillons appalachiens situés immédiatement au sud des premières barres rocheuses de plus de 140-150 m d'altitude sont encombrés de formes de décrépitude résultant de la fonte *in situ* de culots de glace morte. Tout comme dans les Cantons de l'Est, les reliefs dominants ont joué un rôle déterminant dans le morcellement de la marge glaciaire (Clément et Parent, 1977 ; Prichonnet *et al.*, 1982). Au sud de Rimouski, lorsque l'escarpement de la Neigette émerge de la surface glaciaire, une importante masse de glace résiduelle est abandonnée dans la vallée (fig. 18 : phase III). Son amincissement graduel est souligné par des kames étagés sur le versant nord de la vallée, beaucoup plus doux et donc propice à la sédimentation juxtaglaciaire (fig. 18). Durant les dernières étapes de la déglaciation, la masse de glace s'est scindée en petits culots peu épais, séparés par des kames tabulaires (fig. 9). On note le même phénomène à Saint-Fabien où les barres appalachiennes ont guidé le morcellement de la calotte en petites masses résiduelles, contexte propice à l'édification de kames (fig. 13).

Cette phase, caractérisée par la présence de culots de glace morte dans la vallée de ligne de faille de la Neigette et les sillons de Saint-Fabien, se place chronologiquement entre la pause de Luceville et le début de l'invasion marine. Relativement précoce dans le sillon de Saint-Fabien (13 390 BP), dans la vallée de la Mitis (dès 13 400 BP d'après Prichonnet, 1995) et dans la partie orientale de la vallée de la Neigette (13 360 BP à Saint-Donat), l'invasion marine semble plus tardive dans la partie occidentale de cette même vallée (12 700 BP près de Sainte-Blandine) où les culots de glace résiduels se sont probablement maintenus plus longtemps.

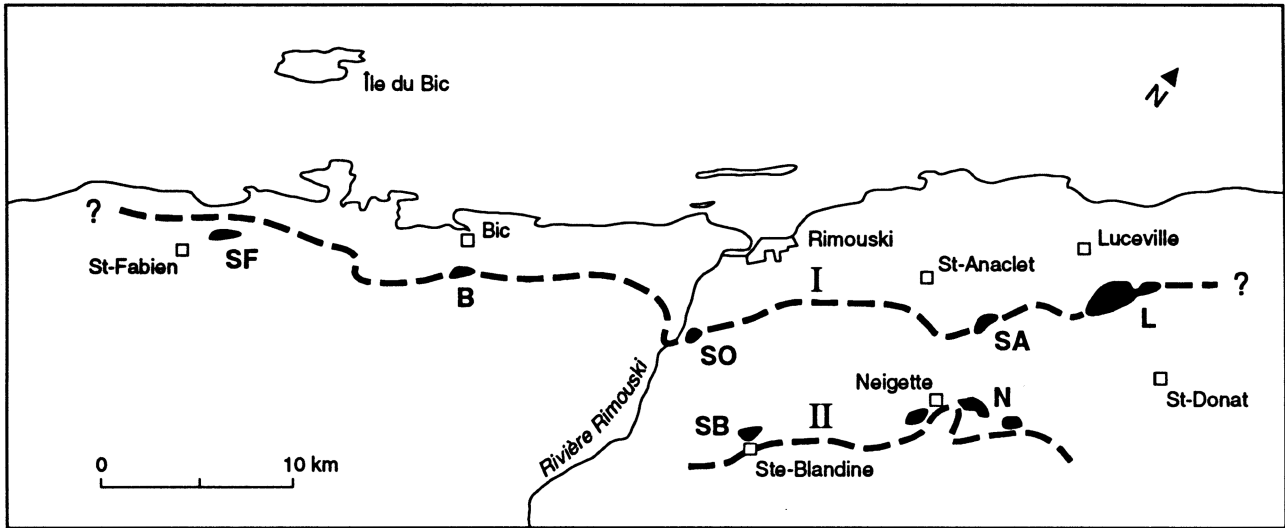
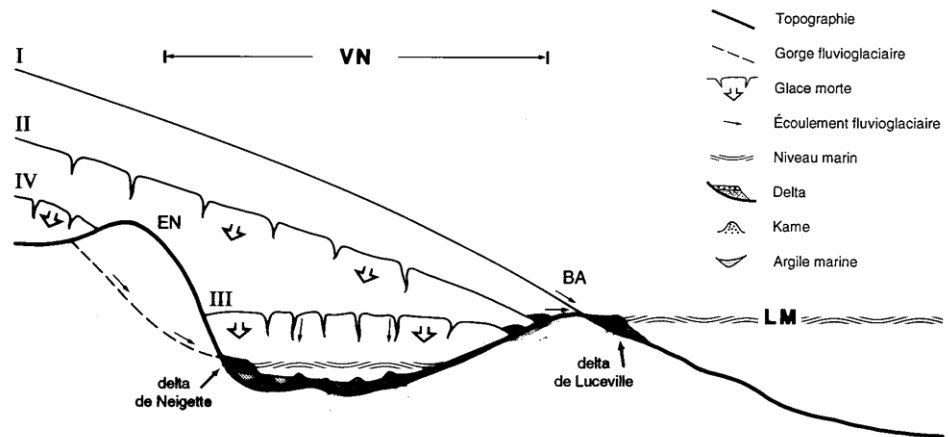


FIGURE 17. Localisation de la marge glaciaire appalachienne durant la pause de Luceville (I), antérieure à 13 360 BP, et la récurrence de Neigette (II) entre 12 400 et 12 000 BP. L : delta de Luceville ; SA : delta de Saint-Anaclet ; SO : delta de Sainte-Odile ; B : delta du Bic ; SF : complexe de kames de Saint-Fabien ; SB : delta de Sainte-Blandine ; N : deltas de Neigette.

Successive stages in the deglaciation of the region. L: Luceville stage (I) before 13 360 BP. N: Neigette readvance (II) between ca. 12 400 and 12 200 BP. L: Luceville delta; SA: Saint-Anaclet delta; SO: Sainte-Odile delta; B: Bic delta; SF: Saint-Fabien kame complex; SB: Sainte-Blandine delta; N: Neigette deltas.

FIGURE 18. Les étapes de la déglaciation dans la région de Rimouski. VN : Vallée de la Neigette ; BA : barre appalachienne ; EN : escarpement de ligne de faille de la Neigette ; LM : limite marine régionale (135-140 m). I à IV : Étapes de la déglaciation. I : pause de Luceville ; IV : pause de Neigette.

Deglaciation history of the Neigette valley. VN: Neigette valley; BA: Appalachian ridge; EN: Neigette fault-line scarp; LM: Regional marine limit (135-140 m). I à IV: Deglaciation phases. I: Luceville stage; IV: Neigette stage.



UNE RÉCURRENCE GLACIAIRE DANS LA VALLÉE DE LA NEIGETTE ENTRE 12 400 ET 12 000 BP

Dans la vallée de la Neigette, deux complexes deltaïques ont été associés à une marge glaciaire située sur le rebord du plateau au sud (fig. 18), soit le delta de Sainte-Blandine, à 140 m d'altitude, et les deltas de contact glaciaire de Neigette, vers 127-129 m. Le contexte stratigraphique des deltas de Neigette, qui reposent sur des argiles marines, indiquent qu'ils ont été construits lors d'une récurrence glaciaire. Au cours de cette récurrence, une langue glaciaire émissaire issue de la calotte appalachienne s'est avancée en travers de la vallée de la Neigette. Étant tous azoïques, ces deltas n'ont pu être datés de manière absolue. Le delta de Sainte-Blandine, à une altitude plus élevée que les deltas

de Neigette, est sans doute plus ancien. Les éléments de chronologie marine présentés plus haut permettent d'avancer le scénario suivant :

1. Les deltas juxtaglaciaires de la pause de Luceville sont nécessairement antérieurs à l'invasion marine dans la vallée de la Neigette, tandis que celui de Sainte-Blandine lui est forcément postérieur. Or, tous ces deltas sont situés exactement à la même altitude. Comme la marge glaciaire appalachienne ne peut être à deux endroits en même temps, c'est-à-dire au nord et au sud de la vallée de la Neigette, cette concordance des altitudes est donc une preuve supplémentaire de stabilité prolongée du niveau marin relatif durant la déglaciation. La construction du delta de Sainte-Blandine se place entre le début de l'invasion marine dans ce secteur de la vallée, vers 12 700 BP (GSC-4726), et la fin de la période de haut niveau marin relatif

qui perdure semble-t-il jusqu'à 12 400 BP au minimum (GSC-4707 à 137 m d'altitude à Bic).

2. Quand les deltas de Neigette se mettent en place vers 127-129 m d'altitude, l'émersion, bien que peu importante encore, est néanmoins amorcée. Ces deltas sont donc postérieurs à 12 400 BP (GSC-4707). Sachant que le niveau marin relatif, encore au-dessus de 120 m vers 12 000 BP (Beta-42949), était déjà descendu à ± 75 m vers 11 500 BP, nous plaçons la construction des deltas de Neigette entre 12 400 et 12 000 BP.

Ensemble, ces deltas témoignent d'une pause relativement importante dans le retrait glaciaire qui aura duré plusieurs siècles. Cette pause a pris fin juste après la récurrence de Neigette, épisode qui a été suivi par une période de décrépitude attestée par un esker situé en amont du delta N₂.

UNE CRUE GLACIAIRE D'ORIGINE CLIMATIQUE ENTRE 12 400 ET 12 000 BP ?

Les relevés stratigraphiques réalisés à Bic, à Saint-Fabien et à Sainte-Odile par Locat (1976) et Rappol (1993) font état de diamictos surmontant des dépôts fluvioglaciaires ou des dépôts marins. La plupart sont considérés comme des tills. Si tel est le cas, nous sommes en présence d'une ou plusieurs récurrences glaciaires postérieures à l'invasion marine. Rappol (1993) opte pour un seul événement d'ampleur régionale qu'il situe après 12 300 BP : « *At present, based on the youngest date from St. Fabien (QU-272 : 12 300 \pm 260 BP) and the date from Bic (GSC-4707 : 12 400 \pm 100 BP), I suggest that the readvance in the area has a maximum age of 12.3 ka and occurred well after the earliest marine submergence* » (p. 18). Cette interprétation, croyons-nous, reste fragile car la nature exacte de certains diamictos est sujette à discussion. Ainsi le diamicton fossilifère signalé par Locat (1976) à Saint-Fabien, un till selon lui, pourrait avoir une origine glacio-marine, voire même glacielle, d'après Dionne *et al.* (1988). À Bic, la formulation utilisée par Rappol (1993) — « *possibly till* » — laisse planer un doute que l'absence de description ne peut dissiper. Comme ces affleurements ont été détruits par les exploitants des gravières, ils n'ont pu être revus dans le cadre de cette étude. Il est donc impossible de trancher. À Sainte-Odile, en revanche, les observations de Rappol (1993) sont très éloquentes quant à la nature du diamicton. Il s'agit bel et bien d'un till qui témoigne d'une récurrence glaciaire postérieure à l'invasion marine (Rappol, 1993). Toutefois l'âge au ¹⁴C obtenu par Rappol (1993) sur les coquilles marines extraites du till laisse perplexe (13 900 \pm 170 BP, GSC-4698). À Saint-Fabien, deux placages de till incontestables ont été observés au-dessus des dépôts fluvioglaciaires. Celui décrit par Rappol (1993), qui est très riche en cailloux précambriens, implique une récurrence postérieure à l'invasion marine dont l'âge exact n'est pas connu. Enfin, rappelons la mise en place des deltas de Neigette entre 12 400 et 12 000 BP, attribuée elle aussi à une récurrence. Ainsi, au-delà des cas discutables, la réalité d'une ou plusieurs récurrences

postérieures à l'invasion marine ne saurait être remise en question. D'ailleurs, plusieurs données en confirment l'existence, tant à l'ouest qu'à l'est de la région à l'étude.

Rappol (1993) a observé près de Rivière-du-Loup un till riche en cailloux précambriens qui repose sur des argiles marines à *Portlandia arctica* datées de 12 450 \pm 160 BP (TO-948). Tout près de là, un segment de la Moraine de Saint-Antonin renferme une lentille de till contenant des fragments de *Portlandia arctica* qui ont livré une date AMS de 11 720 \pm 160 BP (TO-947). D'après Rappol (1993), ces deux tills renvoient au même événement, soit une récurrence de l'Inlandsis laurentidien survenue vers 11 800 BP.

À l'anse au Naufrage, dans le nord de la Gaspésie, un till surmontant des argiles marines fossilifères témoigne d'une récurrence de la glace appalachienne après 12 600 BP (Hétu *et al.*, 1997 ; Hétu et Gray, en préparation). Dans cette même région, Hétu *et al.* (1997) signalent une importante pause glaciaire entre 12 400 BP et 12 100 BP durant laquelle des deltas de contact glaciaire associés à des langues de glace issues d'une calotte de plateau se construisent simultanément dans cinq vallées distinctes (Hétu et Gray, en préparation). Toujours en Gaspésie, mais plus à l'est, Allard et Tremblay (1981) mentionnent deux poussées tardives des glaciers de vallée en milieu marin, d'abord à l'Anse-au-Griffon vers 12 340 BP, puis à Rivière-au-Renard vers 11 810 BP.

Des poussées glaciaires datant sensiblement de la même époque ont été signalées sur l'île d'Anticosti où elles sont associées à une petite calotte résiduelle. Dans la partie occidentale de l'île, la Moraine de Sainte-Marie comprend, suivant les coupes, de une à six nappes de till dont la mise en place s'étale de 12 470 à 11 690 BP (Painchaud *et al.*, 1984). Les auteurs y distinguent de deux à quatre poussées glaciaires mineures. Dans la partie centrale de l'île, Gratton *et al.* (1994) font état d'une récurrence mineure — la récurrence anticostienne — qu'ils situent vers 12 000 BP.

À cette liste déjà bien garnie, on pourrait ajouter les événements suivants : une récurrence sans nom formel survenue vers 12 400 BP dans le nord du Nouveau-Brunswick (Fulton, 1984), la récurrence des Belles-Amours sur la côte nord entre 12 600 et 12 000 BP (Grant, 1992) et, enfin, d'importantes crues glaciaires impliquant simultanément les lobes James, Des Moines et Supérieur dans la région des Grands Lacs entre 12 400–12 000 BP (Clayton et Moran, 1982 ; Attig *et al.*, 1985 ; Johnson *et al.*, 1997). Ces crues ont été suivies durant le Stade des Grands Lacs (*Greatlanean Stade*) par une autre réavancée majeure survenue vers 11 750 BP (Eschman et Mickelson, 1986 ; Kaiser, 1994).

La période allant de 12 500 à 11 700 BP est donc marquée par de nombreuses pauses et récurrences glaciaires observées tout au long de l'axe laurentien. Deux périodes indépendantes des plateaux de ¹⁴C (Lotter, 1991 ; Lotter *et al.*, 1992 ; Goslar *et al.*, 1995) ressortent tout particulièrement : la période 12 400–12 100 BP et la période 11 800–11 600 BP.

Dans le contexte nord-américain, les récurrences glaciaires tardiglaciaires ont souvent été attribuées à des mécanismes relevant de la dynamique glaciaire (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981 ; Hardy, 1982 ; Gratton *et al.*, 1984 ; Teller, 1987), rarement à des causes climatiques (Mörner, 1970 ; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1980). Ce n'est que tout récemment que cette interprétation a été acceptée à propos des récurrences glaciaires du Dryas récent mises en évidence dans les Maritimes et la région de Québec (Stea et Mott, 1989 ; Grant, 1992 ; LaSalle et Shilts, 1993). Que dire des crues glaciaires de 12 400-12 100 BP et de 11 800 BP notées dans plusieurs régions de l'axe laurentien ? Dans la mesure où elles impliquent *simultanément* un inlandsis (Laurentidien) et trois calottes glaciaires régionales (Appalaches, Nouveau-Brunswick, Anticosti), on se doit d'envisager une origine climatique (Mörner, 1970 ; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1980), d'autant plus qu'elles coïncident avec des péjorations climatiques fermement établies tant en Europe (Lowe *et al.*, 1994) que dans l'Atlantique Nord (Lehman et Keigwin, 1992). La période 12 400-12 000 BP, qui nous intéresse particulièrement (récurrence de Neigette), correspond au refroidissement du Dryas ancien I (ODI) enregistré dans la microfaune fossile de la mer de Norvège (Karpuz et Jansen, 1992). En Scandinavie, ce refroidissement s'est traduit par des réavancées glaciaires touchant plusieurs secteurs entre 12 400 et 12 000 BP (Mörner, 1970 ; Mangerud *et al.*, 1979). Cette péjoration climatique est attestée dans plusieurs régions d'Europe, notamment dans les séquences polliniques et les courbes isotopiques des lacs suisses (Lotter *et al.*, 1992), ainsi qu'en France et en Grande-Bretagne où elle a été mise en évidence à partir des restes d'insectes fossiles (Ponel et Coope, 1990 ; Atkinson *et al.*, 1987). Qu'en est-il à l'ouest de l'Atlantique ? Selon la synthèse récente de Lowe *et al.* (1994), aucun refroidissement n'aurait affecté l'est canadien entre 12 500 et 12 000 BP. Sur leur carte des tendances paléoclimatiques correspondant à cette période, toutes les régions alors déglacées du Canada atlantique sont regroupées sous la rubrique '*progressive warming or stable*'. Il faut admettre cependant qu'il y a très peu d'information sur cette période puisque dans l'est canadien les séquences polliniques lacustres postglaciaires ne remontent que très rarement au-delà de 12 000 BP (Anderson et Macpherson, 1994 ; Mott, 1994 ; Richard, 1994 ; Cwynar *et al.*, 1994). Pour pallier cette lacune (au sens géologique du terme), il faut s'en remettre aux carottes océaniques, en particulier celles étudiées par de Vernal *et al.* (1996) autour de Terre-Neuve. Les reconstitutions paléoenvironnementales détaillées qu'ils ont effectuées à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés fossiles montrent, sous l'oscillation du Dryas récent, une brusque péjoration climatique commençant vers 12 490 BP (carotte 90-031-044). Elle se signale par une baisse de la température des eaux de surface en été (août) de l'ordre de 6-7 °C et par une augmentation importante du couvert de glace saisonnier. Ces données appuient l'hypothèse d'une origine climatique pour l'ensemble des récurrences glaciaires signalées le long de l'axe laurentien entre 12 400 et 12 000 BP, incluant celle de Neigette.

CONCLUSION

Le modèle de déglaciation proposé ici se veut un essai d'intégration des données souvent disparates qui ont été publiées depuis 20 ans. La chronologie soulève encore quelques problèmes il est vrai, mais nous croyons que le scénario proposé a le mérite d'intégrer l'ensemble des données actuellement disponibles. Les principaux points qui s'en dégagent peuvent être résumés comme suit :

- Deux marges glaciaires soulignées par des deltas de contact glaciaire ont été reconnues. Après l'ouverture d'un bras de mer le long de la vallée du Saint-Laurent vers 13 400 BP, la marge glaciaire appalachienne s'est stabilisée le long des premières barres rocheuses d'importance. C'est la pause de Luceville, caractérisée par une glace inactive. Après avoir libéré la vallée de la Neigette entre 13 360 et 12 700 BP, la marge glaciaire s'est ensuite attardée au sommet de l'escarpement de la Neigette. Cet épisode prend fin avec la récurrence de Neigette entre 12 400 et 12 000 BP. Ces deux marges glaciaires, qui sont très rapprochées, témoignent d'une déglaciation relativement lente puisque la marge glaciaire est encore à moins de 7 km de la limite marine vers 12 400 BP.
- La pause de Luceville, attribuée au style de déglaciation imposé par le cadre morphostructural, n'a aucune signification climatique. D'ailleurs, comme l'indiquent les eskers, la marge glaciaire était inactive durant cet épisode. En revanche, la récurrence glaciaire de Neigette, entre 12 400 et 12 000 BP, traduit une réactivation de la marge glaciaire qui pourrait avoir une origine climatique.
- Les étapes de la déglaciation au sud de la vallée de la Neigette après 12 000 ans BP ne sont pas connues. Une chose est sûre cependant, la glace contenait très peu de débris rocheux puisque en dehors des vallées il n'y a pratiquement pas de dépôts. Cette carence se vérifie durant les pauses de Luceville et de Neigette elles-mêmes. Entre les deltas et les kames qui en délimitent le tracé (fig. 17), la marge glaciaire n'a presque rien déposé.
- Entre 13 400 et 12 400 BP environ, l'émersion, de l'ordre de 10 à 15 m au maximum, a été extrêmement lente, probablement en raison d'un couvert glaciaire encore très étendu. Ce n'est qu'après 12 000 BP que l'émersion s'est fait réellement sentir.

REMERCIEMENTS

Cette recherche a été financée à la fois par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (Héту) et par le ministère des Transports du Québec, grâce à une subvention accordée au professeur Claude Chapdelaine de l'Université de Montréal pour la fouille du site Plano de Rimouski. Messieurs Jean-François Girard, Martin Groleau et Serge Vézina, alors étudiants à l'UQAR, ont collaboré aux levés de terrain. Louise Plante, Louis-Philippe Héту, Sandrine, Sarah et Raphaël Plante-Héту ont participé à la récolte des échantillons soumis pour datation. Les figures ont été réalisées au Laboratoire de cartographie de l'UQAR par M^{me} Suzanne Gagnon. Cette contribution doit beaucoup

au professeur Jean-Claude Dionne à qui nous exprimons toute notre gratitude. Les commentaires des examinateurs externes, MM. Serge Occhietti, Jean Veillette et Pierre Gangleff, complétés par les remarques et suggestions de M. Pierre Richard, rédacteur en chef, et de M^{me} Nicole Carette, coordonnatrice, ont grandement contribué à l'amélioration du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Agriculture Canada, 1989. Étude des sols défrichés du Comté de Rimouski (Qué.). Périmètre Saint-Simon/Sainte-Flavie/Les Hauteurs. Développement agricole (Québec), 197 p., 6 cartes h.-t.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(1) : 105-125.
- Anderson, T. W. et Macpherson, J. B., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Newfoundland : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9(2) : 171-178.
- Atkinson, T. C., Briffa, K. R. et Coope, G. R., 1987. Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325 : 587-592.
- Attig, J. W., Clayton, L. et Mickelson, D. M., 1985. Correlation of the Wisconsin glacial phases in the western Great Lakes area. *Geological Survey of America Bulletin*, 96 : 1585-1593.
- Béland, J., 1960. Rapport préliminaire sur la région de Rimouski-Matapédia, districts électoraux de Rimouski, Matapédia, Bonaventure et Matane. Ministère des Mines du Québec, Rapport préliminaire 430, 20 p., carte 1342.
- Cadwell, D. H., 1978. Bedrock control of ice marginal positions in Central New York. *Geology*, 6 : 278-280.
- Caldwell, D. W., Hanson, L. S. et Thompson, W. B., 1985. Styles of deglaciation in central Maine, p. 45-58. *In* H. W. Borns, P. LaSalle et W. B. Thompson, édit., *Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special paper 197.
- Chauvin, L., Martineau, G. et LaSalle, P., 1985. Deglaciation of the Lower St. Lawrence Region, Québec, p. 111-123. *In* H. W. Borns, P. LaSalle et W. B. Thompson, édit., *Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special paper 197.
- Clayton, L. et Moran, S. R., 1982. Chronology of Late Wisconsin glaciation in middle North America. *Quaternary Science Reviews*, 1 : 55-82.
- Clément, P., 1990. Évolution géomorphologique d'un secteur nord-appalachien (Québec, Canada) : approche dynamique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34(3) : 283-299.
- Clément, P. et Parent, M., 1977. Contribution à l'étude de la déglaciation dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4) : 217-228.
- Cwynar, L. C., Levesque, A. J., Mayle, F. et Walker, I., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in New Brunswick : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 (2) : 161-164.
- David, P. P. et Lebus, J., 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada, p. 85-109. *In* H. W. Borns, P. LaSalle et W. B. Thompson, édit., *Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special paper 197.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. et Bilodeau, G., 1996. Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature*, 381 : 774-777.
- Dionne, J.-C., 1968. Carte morpho-sédimentologique de la région de Trois-Pistoles. *Revue de Géographie de Montréal*, 22 : 55-64.
- 1972. Le Quaternaire de la région de Rivière-du-Loup/Trois-Pistoles, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec. Centre de Recherches forestières des Laurentides, rapport d'information QF-X-27, 95 p.
- 1977. La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 61-80.
- 1987. La rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent : Mont-Joli-Québec, p. 72-80. *In* J. T. Gray, édit., *Processus et paléoenvironnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et dans le Bas-Saint-Laurent*, XII^e Congrès de l'INQUA, livret-guide de l'excursion C-4.
- 1993. Écoulement tardi-glaciaire à l'île aux Lièvres et îlots avoisinants, moyen estuaire du Saint-Laurent. *Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire*, 19 (1).
- 1997a. Bilan vicennal des connaissances sur la Mer de Goldthwait. *Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire*, 23 (1) : 6-20.
- 1997b. Observations sur le delta juxta-glaciaire de Saint-Fabien, côte sud du Saint-Laurent estuarien, p. 60. *In* APGGQ-Rimouski 1997. Programme et Actes du congrès. 10^e Congrès annuel de l'Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec.
- Dionne, J.-C. et Coll, D., 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(3) : 363-380.
- Dionne, J.-C. et Héroux, R., 1966. Cartes morpho-sédimentologiques du Bas Saint-Laurent/Gaspésie. Bureau d'Aménagement de l'Est du Québec (BAEQ), Mont-Joli, cartes manuscrites à 1 / 50 000 (originaux à OPDQ et chez le premier auteur).
- Dionne, J.-C. et Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(1) : 5-34.
- Dionne, J.-C., Rousseau, G., Dumais, P. et Héту, B., 1988. Aspects du Quaternaire dans les régions de Saint-Fabien et de Trois-Pistoles. VI^e Congrès de l'AQQUA, Rimouski, Livret-guide de l'excursion 2, 56 p.
- Eschman, D. F. et Mickelson, D. M., 1986. Correlation of glacial deposits of the Huron, Lake Michigan and Green Bay lobes in Michigan and Wisconsin. *Quaternary Science Reviews*, 5 : 53-57.
- Fulton, R. J., (édit.), 1984. Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.
- Gerath, R. F., Fowler, B. K. et Haselton, G. M., 1985. The deglaciation of the northern White Mountains of New Hampshire, p. 21-28. *In* H. W. Borns, P. LaSalle et W. B. Thompson, édit., *Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special paper 197.
- Goslar, T., Arnold, M., Bard, E., Kuc, T., Pazdur, M. F., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rózanski, K., Tisnerat, N., Walanus, A., Wicik, B. et Wieckowski, K., 1995. High concentration of atmospheric ¹⁴C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 377 : 414-417.
- Grant, D., 1992. Quaternary geology of St. Anthony-Blanc-Sablou Area, Newfoundland and Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 427, 60 p., 1 carte h.-t.
- Gratton, D., Gwyn, Q. H. J. et Dubois, J. M. M., 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(3) : 229-242.
- Hardy, L., 1982. La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2) : 51-61.
- Héту, B., 1987. La vallée de la Neigette, p. 21-25. *In* J. T. Gray, édit., *Processus et paléoenvironnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et dans le Bas-Saint-Laurent*. XII^e Congrès de l'INQUA, livret-guide de l'excursion C-4.
- 1994a. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec. *Paléo-Québec*, 22 : 3-48.
- 1994b. Géologie et Géomorphologie du Bas-Saint-Laurent, p. 357-396. *In* P. Laroque, édit., *Parcours historiques dans la région touristique du Bas-Saint-Laurent*. GRIDEQ, UQAR.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1987. Ruisseau-à-Rebours, p. 46-48. *In* J. T. Gray, édit., *Processus et paléoenvironnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et dans le Bas-Saint-Laurent*. XII^e Congrès de l'INQUA, livret-guide de l'excursion C-4.

- Hétu, B., Gray, J. T., Gangloff, P. et Archambault, B., 1997. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans le Bas Saint-Laurent et en Gaspésie, p. 61. *In* APGGQ-Rimouski 1997. Programme et Actes du congrès. 10^e Congrès annuel de l'Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1980. Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24(4) : 373-392.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S. et Vincent, J.-S., 1981. Sakami moraine, Québec : A 500-km-long moraine without climatic control. *Geology*, 9 : 210-214.
- Johnson, W. H., Hansel, A. K., Bettis III, E. A., Karrow, P. F., Larson, G. J., Lowell, T. V. et Schneider, A. F., 1997. Late Quaternary temporal and event classifications, Great Lakes Region, North America. *Quaternary Research*, 47 : 1-12.
- Kaiser, K. F., 1994. Two Creeks Interstade dated through dendrochronology and AMS. *Quaternary Research*, 42 : 288-298.
- Karpuz, N. C. et Jansen, E., 1992. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea : Documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, 7(4) : 499-520.
- LaSalle, P. et Shilts, W. W., 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22 : 25-37.
- Lebuis, J. et David, P. P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (3-4) : 275-296.
- Lee, H. A., 1962. Surficial geology of Rivière-du-Loup/Trois-Pistoles Area, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 61-32, 2 p.
- 1963. Field trip guide for the Friends of the Pleistocene. 26th Annual Reunion, Rivière-du-Loup, Québec, 25-26 mai 1963, 29 p.
- Lehman, S. J. et Keigwin, L. D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356 : 757-762.
- Locat, J., 1976. Quaternary geology of the Baie-des-Sables/Trois-Pistoles area, Québec, with some emphasis on the Goldthwait sea clay. Thèse de M.Sc., University of Waterloo, 214 p.
- 1977. L'émergence des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 297-306.
- 1978. Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables—Trois-Pistoles. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPD-605, 64 p.
- Lortie, G. et Martineau, G., 1987. Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 85-10, 45 p., 1 carte.
- Lotter, A. F., 1991. Absolute dating of the Late-Glacial period in Switzerland using annually laminated sediments. *Quaternary Research*, 35 : 321-330.
- Lotter, A. F., Eicher, U., Siegenthaler, U. et Birks, H. J. B., 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, 7(3) : 187-204.
- Lowdon, J. A. et Blake, W., 1978. Geological Survey of Canada Radiocarbon dates XVIII. Geological Survey of Canada, Paper 78-7, 20 p.
- Lowe, J. J., Amman, B., Birks, H. H., Björck, S., Coope, G. R., Cwynar, L., De Beaulieu, J.-L., Mott, R. J., Peteet, D. M. et Walkerm M. J. C., 1994. Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP) : A contribution to IGCP-253. *Journal of Quaternary Science*, 9(2) : 185-198.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. et Sønstegeard, E., 1979. Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B. P. *Boreas*, 8 : 179-187.
- Martineau, G., 1977. Géologie des dépôts meubles de la région de Kamouraska—Rivière-du-Loup. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-545, 17 p.
- 1980. Dépôts meubles de la région de Rimouski — Trois-Pistoles. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV - 717, 10 p., 1 carte (1/100 000).
- Martineau, G. et Corbeil, P., 1983. Réinterprétation d'un segment de la moraine de Saint-Antonin, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37 (2) : 217-221.
- Mott, R. J., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Nova Scotia : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9(2) : 155-160.
- Mörner, N. A., 1970. Comparaison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes. *Eiszeitalter Gegenwart*, 21 : 173-176.
- Newman, W. A., Genes, A. N. et Brewer, T., 1985. Pleistocene geology of northeastern Maine. *In* H. W. Borns, P. LaSalle et W. B. Thompson, édité., Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec, p. 59-70. Geological Society of America, Special paper 197.
- Occhietti, S., 1989. Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches, p. 374-407. *In* R. J. Fulton, édité., Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Commission géologique du Canada, Géologie du Canada 1.
- Painchaud, A., Dubois, J. M. M. et Gwyn, H., 1984. Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(2) : 93-111.
- Ponel, P. et Coope, G. R., 1990. Late glacial and early Flandrian coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France : Climatic and ecological implications. *Journal of Quaternary Science*, 5C 235-249.
- Prichonnet, G., 1995. Géologie et géochronologie postglaciaire dans la région limitrophe de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, Québec. Commission géologique du Canada, Bulletin 488, 69 p.
- Prichonnet, G., Doiron, A. et Cloutier, M., 1982. Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37 (1-2) : 125-137.
- Prichonnet, G. et Hétu, B., 1988. Les mouvements glaciaires dans le secteur Mont-Joli/La Matapédia. La limite marine régionale. Le périglaciaire de la vallée de la Neigette. VI^e Congrès de l'AQQUA, Rimouski, Livret-guide de l'excursion 1, 44 p.
- Pronk, A. G., Bobrowsky, P. T. et Parkhill, M. A., 1989. An interpretation of late Quaternary glacial flow indicators in the Baie des Chaleurs region, northern New Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 : 179-190.
- Rappol, M., 1989. Glacial history and stratigraphy of northwestern New Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 : 191-206.
- 1993. Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 90-19, 28 p.
- Richard, P. J. H., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Québec : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 (2) : 165-170.
- Richard, P. J. H., Veillette, J., Larouche, A. C., Hétu, B., Gray, J. T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2) : 163-184.
- Rodriguez, C. G., Ceman, J. A. et Vilks, G., 1993. Late Quaternary paleoceanography of deep intermediate water mass of Gaspé Peninsula, Gulf of St. Lawrence foraminiferal evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1390-1403.
- Stea, R. R. and Mott, R. J., 1989. Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas age in Nova Scotia, Canada. *Boreas*, 18 : 169-187.
- St-Onge, D. A. et Geurts, M.-A., 1982. Les formes d'effondrement et le mode de déglaciation de la région du lac Qingaluk, Territoires du Nord-Ouest, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2) : 233-240.
- Teller, J. T., 1987. Proglacial lakes and the southern margin of the Laurentide Ice Sheet, p. 39-69. *In* W. F. Ruddiman et H. E. Wright Jr, North America and adjacent oceans during the last deglaciation. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, vol. K-3.
- Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec, Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1/250 000.
- Williams, H., 1995. Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland. Ministère des Richesses naturelles du Canada, Géologie du Canada 6, 1032 p.