

Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des dryas ancien et récent
The deglaciation of northern Gaspé Peninsula, Québec: The location of Appalachian ice margins during the Older and Younger Dryas cold phases
Etappen der Enteisung im Norden der Gaspésie (Québec, Canada): Eisränder im älteren und jüngeren Dryas

Bernard Hétu and James T. Gray

Volume 54, Number 1, 2000

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/004831ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/004831ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Hétu, B. & Gray, J. T. (2000). Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54(1), 5–40.
<https://doi.org/10.7202/004831ar>

Article abstract

Mapping and ^{14}C dating of quaternary deposits and landforms of deeply incised coastal valleys, over a 100 km stretch between Cap-au-Renard and Petite-Vallée along the northern coastline of the Gaspé Peninsula, permit a detailed reconstruction of Late Wisconsin deglaciation. During the glacial maximum these coastal valleys were occupied by glacier tongues which flowed out to the Gulf of St Lawrence from an ice-cap developed on the high and intermediate level plateaux in the interior of the Gaspé Peninsula. Initial deglaciation of the coast occurred towards 13 300 yrs BP, but massive ice contact marine deltas at or close to the mouths of four valleys between 12 300 and 11 800 yrs BP, are indicative of a long period of stability of glacier fronts in contact with the postglacial Goldthwait Sea. Meanwhile small catchment basins at the head of tributary gullies on the flanks of these valleys were occupied by cirque glaciers, some of which remained active until at least 10 000 14C yrs BP. At Anse Pleureuse and Grande Vallée, a second generation of ice-contact marine deltas, indicates a later pause during ice retreat, between 11 000 and 10 000 yrs BP. The two major pauses during ice front retreat, indicated by such deposits coincide with the Older and the Younger Dryas cold phases. Correlations with late glacial readvances recognised elsewhere in the Laurentian axis between the Great Lakes and Newfoundland, and with ampho-Atlantic oscillations suggest that secular climatic change was responsible for both events.

LES ÉTAPES DE LA DÉGLACIATION DANS LE NORD DE LA GASPÉSIE (QUÉBEC) : LES MARGES GLACIAIRES DES DRYAS ANCIEN ET RÉCENT

Bernard HÉTU* et James T. GRAY**, respectivement Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1 et Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, Succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Une cartographie morphosédimentologique des vallées comprises entre Cap-au-Renard et Petite-Vallée, complétée par des levés stratigraphiques et plusieurs datations au ^{14}C et au SMA inédites, ont permis de reconstituer en détail les étapes de la déglaciation wisconsinienne dans le nord de la Gaspésie. Durant le pléniglaciaire wisconsinien, la partie orientale de la Gaspésie était occupée par une calotte glaciaire régionale à écoulement radial. La déglaciation s'amorce le long du littoral peu avant 13 300 BP. Elle reste lente jusqu'à l'intervalle allant de 12 300 BP à 11 800 BP, alors que sont édifiés simultanément, dans la Mer de Goldthwait, dans quatre vallées distinctes, d'imposants deltas de contact glaciaire, indicateurs d'une période de stabilité des fronts glaciaires. Dans ce paysage de plateaux, aux vallées très encaissées, ces fronts glaciaires correspondent en fait à des langues émissaires issues d'une calotte de plateau. Entre ces langues émissaires, les hauts de versant de la zone côtière étaient occupés, durant tout le Tardiglaciaire, par des glaciers de cirque dont certains sont restés actifs jusqu'environ 10 000 BP. Les vallées de l'Anse-Pleureuse et de Grande-Vallée se signalent en outre par la mise en place, après 11 000 BP, d'une deuxième génération de deltas de contact glaciaire au front des deux dernières langues émissaires toujours en contact avec la mer. Ainsi, dans le nord de la Gaspésie, les dépôts de marges glaciaires s'organisent en deux grandes périodes distinctes qui correspondent respectivement aux refroidissements des Dryas ancien et récent. Des recoupements avec la chronologie des récurrences glaciaires tardiglaciaires de l'axe laurentien des Grands Lacs à Terre-Neuve et celle des fluctuations du climat à l'échelle amphi-atlantique permettent d'envisager, dans chaque cas, une cause climatique.

ABSTRACT *The deglaciation of northern Gaspé Peninsula, Québec : The location of Appalachian ice margins during the Older and Younger Dryas cold phases.* Mapping and ^{14}C dating of quaternary deposits and landforms of deeply incised coastal valleys, over a 100 km stretch between Cap-au-Renard and Petite-Vallée along the northern coastline of the Gaspé Peninsula, permit a detailed reconstruction of Late Wisconsin deglaciation. During the glacial maximum these coastal valleys were occupied by glacier tongues which flowed out to the Gulf of St Lawrence from an ice-cap developed on the high and intermediate level plateaux in the interior of the Gaspé Peninsula. Initial deglaciation of the coast occurred towards 13 300 yrs BP, but massive ice contact marine deltas at or close to the mouths of four valleys between 12 300 and 11 800 yrs BP, are indicative of a long period of stability of glacier fronts in contact with the postglacial Goldthwait Sea. Meanwhile small catchment basins at the head of tributary gullies on the flanks of these valleys were occupied by cirque glaciers, some of which remained active until at least 10 000 ^{14}C yrs BP. At Anse Pleureuse and Grande Vallée, a second generation of ice-contact marine deltas, indicates a later pause during ice retreat, between 11 000 and 10 000 yrs BP. The two major pauses during ice front retreat, indicated by such deposits coincide with the Older and the Younger Dryas cold phases. Correlations with late glacial readvances recognised elsewhere in the Laurentian axis between the Great Lakes and Newfoundland, and with amphi-Atlantic oscillations suggest that secular climatic change was responsible for both events.

ZUSAMMENFASSUNG *Etappen der Enteisung im Norden der Gaspésie (Québec, Canada) : Eisränder im älteren und jüngeren Dryas.* Eine morphosedimentologische Kartographie der zwischen Cap-au-Renard und Petite-Vallée gelegenen Täler, ergänzt durch stratigraphische Erhebungen und mehrere unveröffentlichte ^{14}C - und AMS-Datierungen (Massenspektrometrie), hat es ermöglicht, im Detail die Etappen der Wisconsin-Enteisung im Norden der Gaspésie zu rekonstruieren. Während dem glazialen Maximum im Wisconsin war der östliche Teil der Gaspésie von einer regionalen glazialen Eiskalotte mit strahlenförmiger Strömung bedeckt. Die Enteisung begann kurz vor 13 300 v.u.Z. entlang der Küste. Sie blieb stagnant bis zu dem Intervall, das von 12 300 v.u.Z. bis 11 800 v.u.Z. dauerte, während dem in der Goldwaith-See in vier verschiedenen Tälern gleichzeitig massive Eis-Kontakt-Deltas errichtet wurden, welche auf eine Periode der Stabilität der Eisfronten hinweisen. In dieser Landschaft aus Plateaus mit scharf eingeschnittenen Tälern entsprechen diese glazialen Fronten Ausläufern von einer Plateau-Kalotte. Zwischen diesen Ausläufern war der obere Teil der Abhänge der Küstenzone während des gesamten Spätglazials von Kargletschern bedeckt, von denen einige bis etwa 10 000 v.u.Z. aktiv geblieben sind. In den Tälern von l'Anse-Pleureuse und Grande-Vallée kam es außerdem nach 11 000 v.u.Z. zur Etablierung einer zweiten Generation glazialer Kontakt-Deltas an der Front der zwei letzten Ausläufer, die noch immer mit dem Meer in Berührung waren. So geschahen im Norden der Gaspésie die Ablagerungen der glazialen Ränder in zwei unterschiedlichen großen Zeiträumen, welche respektive den Abkühlungen des älteren und des jüngeren Dryas entsprechen. Gegenüberstellungen mit der Chronologie der spätglazialen Rückvorstöße der laurentischen Achse von den Großen Seen bis Neufundland und der amphiatlantischen Klimaschwankungen lassen in jedem Fall auf eine klimatische Ursache schließen.

Manuscrit reçu le 17 décembre 1998 ; manuscrit révisé accepté le 14 septembre 1999

* Adresse électronique : bernard_hetu@uqar.quebec.ca

** Adresse électronique : grayj@umontreal.ca

INTRODUCTION

Malgré les nombreux travaux effectués depuis vingt ans en Gaspésie (Lebuis et David, 1977 ; Héту et Gray, 1980, 1985 ; Gray *et al.*, 1981, 1987 ; Bail, 1983 ; David et Lebuis, 1985 ; Héту, 1986 ; Charbonneau et David, 1993, 1995 ; Maurice, 1995 ; Veillette et Cloutier, 1993), il y a peu de données sur les étapes de la déglaciation après l'ouverture de la baie de vélage qui s'est développée le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent vers 13 500 ans BP (Thomas, 1977 ; Lebuis et David, 1977 ; David et Lebuis, 1985 ; Chauvin *et al.*, 1985 ; Rodrigues *et al.*, 1993 ; Rappol, 1993 ; Héту, 1998a). Les recherches récentes, tournées davantage vers le développement minier, ont privilégié l'étude des trains de dispersion glaciaire et la géochimie des sédiments de ruisseaux (Choinière, 1978 ; Chauvin et David, 1987 ; Charbonneau et David, 1993, 1996 ; Maurice, 1995). Pourtant la Gaspésie, déglacée entre ~13 500 et ~9000 BP (Richard *et al.*, 1997), occupe une position clé entre les Maritimes d'une part et les basses terres du haut Saint-Laurent d'autre part, où de nombreuses récurrences et pauses glaciaires tardiglaciaires sont attestées (Stea et Mott, 1989, 1998 ; Lamothe, 1992 ; Grant, 1992, 1994 ; Clayton et Moran, 1982 ; Eschman et Mickelson, 1986 ; LaSalle et Shilts, 1993 ; Rappol, 1993 ; Héту, 1998a).

Cet article a deux objectifs. 1) Dans un premier temps, nous nous livrerons à une reconstitution des grandes étapes de la déglaciation dans un secteur du nord de la Gaspésie compris entre Cap-au-Renard et Petite-Vallée (fig. 1), à partir de données géomorphologiques, stratigraphiques et radiochronologiques. 2) Ensuite, nous montrerons que les principales phases de la déglaciation nord gaspésienne coïncident avec les grandes tendances climatiques tardiglaciaires mises en évidence à l'échelle amphi-atlantique. En Gaspésie, deux périodes caractérisées par des pauses glaciaires se signalent tout particulièrement : une première période allant de 12 300 à 11 800 BP (Dryas ancien), puis une deuxième entre 11 000 et 10 000 BP (Dryas récent).

LA RÉGION

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Située sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, la région étudiée fait partie de la région physiographique des Appalaches (Bostock, 1972). Le relief est dominé par une vaste surface d'érosion d'âge indéterminé (Alcock, 1927, 1928 ; Blanchard, 1935 ; McGerrigle, 1959 ; Bail, 1983 ; Héту, 1998b) brusquement recoupée du côté de l'estuaire par un escarpement de 250 à 350 m de dénivellée (fig. 2). Cette surface, dans laquelle s'est incisé un réseau d'étroites vallées dont le tracé angulaire traduit une forte influence structurale (Héту, 1986), tronque les séquences sédimentaires ordoviciennes fortement tectonisées appartenant à la Formation de Cloridorme et à la Formation de Des Landes, qui sont principalement composées de shales, de grès et de calcaires gréseux (Enos, 1969). Cette surface d'érosion est dominée au sud par des reliefs d'érosion différentielle de 200 à 300 m de dénivellée façonnés dans des lithologies variées (De Römer, 1977 ; Avramtchev, 1985) : intrusions granitiques dévonien-

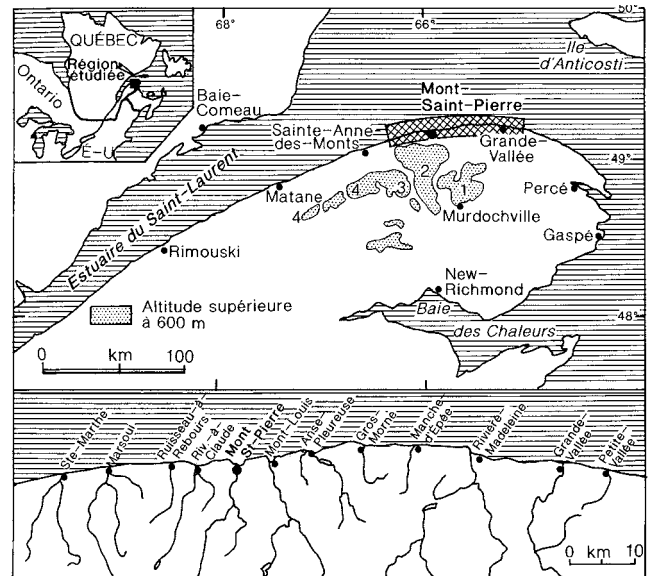


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude. Les principaux massifs montagneux : 1) Hautes terres de la région de Murdochville, qui correspondent aux « Béland-Upper York Highlands » de McGerrigle (1952) ; 2) Le massif granitique des monts McGerrigle ; 3) Le mont Albert ; 4) L'échine des monts Chic-Chocs.

Location of the study area. The main highland areas are: 1) The "Béland-Upper York Highlands" of McGerrigle (1952) in the vicinity of Murdochville; 2) The Monts McGerrigle granitic batholith; 3) the Mont Albert; 4) the Mont Chic-Chocs range.



FIGURE 2. L'escarpement côtier nord-gaspésien à l'est de l'Anse-Pleureuse, tel que photographié en 1927 par Jacques de Lesseps (Archives nationales du Québec).

Northern Gaspé cliff coastline east of Anse Pleureuse, as photographed by Jacques de Lesseps (Archives nationales du Québec).

nes des monts McGerrigle (Whalen, 1987) ; metabasaltes et roches métasédimentaires cambriens des monts Chic-Chocs ; péridotites cambro-ordoviciennes du mont Albert ; skarns et porphyres minéralisés de la région de Murdochville qui sous-tendent ce que McGerrigle (1952) appelait les « Béland-Upper York Highlands » (fig. 1). Dans toute la région étudiée, vallées en auge, forte densité des lacs, vallées affluentes suspendues et cirques glaciaires témoignent d'une érosion glaciaire appréciable (Héту et Gray, 1985).

LE QUATERNAIRE RÉCENT : LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Étant située dans une zone de transition entre la marge sud-orientale de l'Inlandsis laurentidien et ses calottes glaciaires satellites, la Gaspésie a connu une histoire glaciaire complexe qui se reflète dans la diversité et la complexité de son modelé d'érosion glaciaire (Baron-Lafrenière, 1983 ; Hétu et Gray, 1985). Dans leurs synthèses récentes des données stratigraphiques, Charbonneau et David (1993, 1995) subdivisent le dernier cycle glaciaire en cinq phases principales. Seule les deux dernières seront évoquées ici.

1. Au Wisconsinien supérieur (~18 000 BP), la moitié ouest de la Gaspésie est envahie par l'Inlandsis laurentidien (écoulement vers le sud-est) tandis que la partie orientale est occupée par une calotte régionale à écoulement radial (Pronk *et al.*, 1989 ; Syvitski, 1992 ; Veillette et Cloutier, 1993 ; Charbonneau et David, 1993, 1995), conception qui se rapproche passablement du modèle de Chalmers (1906). La région étudiée dans cet article était alors sous l'influence de cette calotte régionale à laquelle sont attribués les écoulements glaciaires vers le nord et le nord-est mis en évidence le long du littoral nord de la péninsule (Chauvin, 1984 ; Charbonneau et David, 1993 ; Gagnon et Gray, 1997 ; Gagnon, 1998).

2. La déglaciation s'amorce vers 14 000 BP avec l'ouverture d'une baie de vêlage qui se développera sur près de 500 km le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent en moins de 1300 ans (Locat, 1976 ; Thomas, 1977 ; Lebus et David, 1977 ; Gray *et al.*, 1981, 1987 ; David et Lebus, 1985 ; Chauvin *et al.*, 1985). La datation de foraminifères provenant d'une carotte de sédiments prélevée dans l'estuaire indique que le détroit d'Honguedo entre l'île d'Anticosti et le littoral nord-gaspésien était ouvert dès 14 040 ± 240 BP (TO-2547, Rodrigues *et al.*, 1993). Mais il faudra attendre un demi-millénaire encore avant que les côtes ne soient dégagées. Selon Allard et Tremblay (1981), l'extrémité orientale de la péninsule aurait été libérée vers 13 420 ± 220 BP (QU-1117). Le fond de la baie de vêlage aurait atteint Matane et Rimouski à peu près à la même époque, soit en gros entre 13 600 et 13 300 BP selon l'ensemble des dates au ¹⁴C disponibles (Lebus et David, 1977 ; Dionne et Coll, 1995, Locat, 1976, 1977, 1978 ; Hétu, 1998b ; Prichonnet, 1995). La déglaciation de la rive sud de l'estuaire entre le parc Forillon et Rimouski apparaît ainsi, selon la chronologie au ¹⁴C, comme un phénomène quasi instantané à l'échelle géologique. Après l'ouverture de la baie de vêlage, la péninsule gaspésienne est restée sous l'emprise d'une calotte glaciaire active dont les contours vers 13 000 BP étaient à peu de chose près parallèles au littoral actuel. Le retrait de cette calotte a été par la suite relativement lent. Vers 12 500 BP, la marge glaciaire était encore très près des côtes (Gray *et al.*, 1981, 1987 ; David et Lebus, 1985 ; Parent *et al.*, 1985 ; Hétu, 1986 ; Richard *et al.*, 1997). Dans certaines vallées, des langues glaciaires issues de la calotte de plateau sont restées en contact avec la mer jusqu'à la fin du Dryas récent (Hétu, 1986 ; Gray *et al.*, 1981, 1987, 1992). Vers la fin de son existence, la grande

calotte de plateau s'est scindée en petites calottes résiduelles, à écoulement radial, centrées sur les principaux massifs montagneux des monts Notre-Dame (McGerrigle, 1952 ; Lebus et David, 1977, Baron-Lafrenière, 1983, Chauvin et David, 1987). Les données récentes laissent supposer la présence de glaciers résiduels jusqu'à 9000 BP environ (Richard *et al.*, 1997) et peut-être plus tardivement encore sur les hautes terres de la région de Murdochville et dans certains cirques glaciaires du flanc ouest des monts McGerrigle où de petites moraines frontales ont été cartographiées par Hétu et Gray (1985).

Durant la déglaciation de la zone littorale, entre 13 300 BP et 12 000 BP, les basses vallées côtières, devenues fjords, ont été submergées par les eaux de la Mer de Goldthwait (Hétu et Gray, 1980 ; Gray *et al.*, 1981 ; Gray *et al.*, 1987 ; Hétu, 1986 ; Hétu *et al.*, 1997 ; Lebus et David, 1977). D'ouest en est, l'altitude de la limite marine passe de 65-68 m à Ruisseau-Castor à environ 55 m dans le secteur compris entre Mont-Louis et Rivière-la-Madeleine (Hétu, 1986). Plaines de remblaiement marin et systèmes de terrasses étagées, dont les plus évidentes sont situées vers 45 m (11 800-11 300 BP), 25-30 m (~10 300 BP), 17 m (~9300-9100 BP) et 6 m d'altitude (~2500 BP), représentent le principal héritage de ce bref épisode marin (Hétu, 1986). Au-dessus de la limite marine, le fond des vallées est masqué par des dépôts fluvioglaciaires et des alluvions d'âges variés qui reposent par endroits sur des placages morainiques. S'y ajoutent localement quelques dépôts de marge glaciaire (moraines latérales ou frontales). Les versants raides qui bordent les vallées ne portent, eux, aucun dépôt glaciaire, carence imputée à l'intense dynamique qui y prévaut depuis la déglaciation (Hétu et Gray, 1980, 2000 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; Hétu, 1990, 1991, 1995 ; Hétu *et al.*, 1994 ; Lafortune *et al.*, 1997). Au pied des versants, l'épaisseur des colluvions postglaciaires dépasse fréquemment la dizaine de mètres (Hétu, 1986 ; Hétu et Gray, 1980). En dehors des vallées, le vaste plateau gaspésien est pratiquement dépourvu de dépôts glaciaires (David et Lebus, 1985 ; Veillette et Cloutier, 1993). Le till, lorsque présent, a généralement moins de 50 cm d'épaisseur. Ensemble, les affleurements rocheux, les altérites (Bédard et David, 1991 ; Bédard, 1993) et les colluvions holocènes y occupent la plus grande place (Dionne et Héroux, 1964/65 ; Chauvin, 1982 ; ARGUS, 1992 ; Veillette et Cloutier, 1993). Ainsi, pour l'essentiel, les témoins de la déglaciation sont donc confinés aux vallées.

MÉTHODOLOGIE

Toutes les vallées ont fait l'objet d'une cartographie morphosédimentologique détaillée par photo-interprétation (1/15 840) avec vérifications systématiques partout où des coupes étaient disponibles. Les grandes coupes sont toutefois assez rares en Gaspésie. Le plus souvent, on est en présence de coupes isolées, confinées aux vallées, dont la position stratigraphique relative n'est pas toujours claire, ce qui complique les corrélations d'une vallée à l'autre. Dans bien des cas, la succession des événements n'a pu être établie qu'en fonction des dates au radiocarbone ou encore de la position relative des dépôts par rapport aux

paléorivages. L'âge des deltas de contact glaciaire dépourvus de fossiles est déduit de la courbe d'émersion de Gray et Héту (dans Gray *et al.*, 1987, p. 46), dont une version révisée est en préparation.

L'altitude des paléorivages, déduite de cartes topographiques à 1/20 000 (équidistance : 10 m), à 1/5 000 (équidistance : 3 m) et à 1/2 500 (équidistance : 1,5 m), est donnée par rapport au niveau moyen de la mer. Plusieurs points cotés donnant l'altitude au mètre près apparaissent sur les cartes à 1/20 000. Néanmoins, dans les sites clés la plupart des altitudes ont été mesurées avec un altimètre Wallace et Tiernan, dont la précision est de l'ordre du mètre, et dans certains cas au théodolite. Les indices d'éroussé ($2\ 000\ r/a$) et d'aplatissement ($a + b/2c$) ont été calculés suivant la méthode de Cailleux et Tricart (1959) sur des lots de 50 galets de 4 à 7 cm de longueur. La trame du till de l'anse au Naufrage porte sur 50 galets allongés ($a/b > 2$) de 4 à 7 cm de longueur. Seules l'inclinaison et l'orientation du grand axe ont été considérées. Les comptages pétrographiques ont été réalisés sur des lots de 100 galets dont la longueur — sauf indication contraire — est comprise entre 5 et 15 cm. Les erratiques ont été regroupés en deux grandes catégories, soit : (a) les erratiques précambriens en provenance du Bouclier canadien au nord de l'estuaire, essentiellement des gneiss et des anorthosites ; et (b) les erratiques gaspésiens, qui ont leurs sources au sud et au sud-ouest de la région à l'étude : porphyres de la région de Murdochville, basaltes du Groupe de Québec, granites et syénites des monts McGerrigle, péridotite serpentinisée du mont Albert sont les plus typiques. En raison des problèmes de vieillissement liés à l'effet de réservoir dans le cas des dates au radiocarbone sur coquilles marines (Stuiver *et al.*, 1986), seuls les âges au ^{14}C non corrigés sont utilisés dans le texte (tabl. I).

LES ÉTAPES DE LA DÉGLACIATION DANS CHAQUE VALLÉE

Caractérisé par une succession de vallées étroites emboîtées dans un plateau haut perché, le relief nord-gaspésien est très compartimenté. Le cadre géomorphologique a eu une influence déterminante sur le style de déglaciation. Ainsi, les derniers glaciers à avoir occupé la frange littorale correspondent en fait à des langues glaciaires de vallée issues d'une calotte de plateau située au sud, à l'image des côtes groenlandaises actuelles. Les vallées ayant chacune leur spécificité, les données de terrain seront d'abord présentées vallée par vallée, et ce d'ouest en est. Les aspects convergents seront analysés dans la discussion.

LE DÉBUT DE LA DÉGLACIATION : UNE DATE DE 14 140 ± 150 ANS BP À CAP-AU-RENARD ?

À la sortie de la vallée du ruisseau Vallée, du côté est, un petit glissement de terrain le long de la falaise morte qui domine la route 132 a dégagé une coupe haute de 13 m. Cette coupe permet de soulever une question relativement difficile dans ce paysage escarpé, soit l'âge de la déglaciation des falaises littorales (voir la discussion). Elle comprend les unités suivantes :

1. À la base, visible sur 12 m de hauteur, un silt sableux, stratifié, fossilifère, comportant des passées diamictiques. On note, dispersés dans tout le dépôt, de nombreux blocs de gneiss précambriens, allant jusqu'à 1,5 m de longueur, et des galets d'origine locale subanguleux à subarrondis, polis et striés, semblables à ceux du till régional. De plus, on y trouve, dispersés dans le dépôt, de nombreux fragments de coquillages, surtout *Hiatella arctica*. Une date de $14\ 140 \pm 150\ \text{BP}$ (UL-1573)¹ a été obtenue à la base de l'unité, interprétée comme un dépôt glacio-marin. Les galets et blocs dispersés dans l'unité et les passées diamictiques sont attribués à des délestages glaciels (icebergs ?).

2. L'unité glacio-marine est tronquée au sommet par une discordance d'érosion soulignée par un pavage de gros blocs jointifs de 40 à 50 cm, dont de nombreux gneiss précambriens. La discordance est une surface d'érosion littorale contemporaine de la ligne de rivage de 20-25 m. Le pavage de blocs tapissait un estran.

3. Les blocs sont recouverts par une couche de sables grossiers, très bien triés, de 30 cm d'épaisseur, qui se sont déposés en milieu littoral en tant que sable d'exondation.

LA VALLÉE DE MARSOUI ET L'ANSE AU NAUFRAGE : UNE RÉCURRENCE GLACIAIRE APRÈS 12 600 BP

La coupe de l'anse au naufrage

L'anse au Naufrage est située à l'est de la baie de Marsoui (fig. 3). À l'entrée de l'anse, du côté ouest, une coupe (talus de route) entame le rebord d'une terrasse marine dont le replat, à 20 m d'altitude, montre une succession de belles crêtes de plages subparallèles de 30 à 70 cm d'amplitude. Haute de 4,8 m, la coupe superpose quatre unités décrites à la figure 4.

1. L'unité 1 à la base, visible sur un peu plus d'un mètre d'épaisseur, est une argile marine d'eau profonde qui s'est accumulée entre plus de 13 300 BP et moins de 12 600 BP. Elle contient des coquillages marins fossiles intacts appartenant à des espèces d'eau profonde (fig. 4) et des éléments glaciels isolés, dont quelques cailloux d'origine précambrienne.

2. Elle est surmontée par un mince diamicton argileux fossilifère contenant des cailloux à facettes polis et striées et des fragments de coquillages finement broyés (unité 2A). Une discordance d'érosion le sépare de l'argile marine sous-jacente.

3. Vient ensuite un diamicton caillouteux très compact, azoïque, à matrice sablo-graveleuse de couleur brune (unité 2B) dans laquelle les argiles et les limons représentent moins de 12 % de la masse totale de la fraction inférieure à 2 mm ($-1\ \phi$). Les galets, d'origine locale, essentiellement des schistes et des grès, sont de forme subanguleuse à subarrondie (médiane des indices

1. Au moment d'aller sous presse, le résultat d'une deuxième datation effectuée sur les mêmes coquillages est maintenant disponible. Il s'agit d'une date ^{14}C non calibrée conventionnelle réalisée chez Beta Analytic Inc. et dont le résultat est : $12\ 800 \pm 130\ \text{BP}$ (Beta-144404).

TABLEAU I
Liste des datations au ^{14}C

Localité (coupe)	Lat.	Long.	Alt. (m)	N° de labo	Âge ^{14}C BP non corrigé	Mat. daté	Séd.- Env.	Source
Anse au Naufrage	49 13 21	66 02 30	14	GSC 3071	13 300 ± 110	Ha	Si-m	Hétu & Gray, 1981
Anse au Naufrage	49 13 21	66 02 30	15	Beta 42942	12 610 ± 110	Ha-Mc	Si-m	Hétu, inédit
Anse-Pleureuse (A)	49 14 18	65 38 55	9	GSC 3005	11 800 ± 240	Mt	D-gl	Hétu & Gray, 1981
Anse-Pleureuse (A)	49 14 18	65 38 55	17	DIC 1810	10 890 ± 120	Bc-Me	SaG-dc	Hétu & Gray, 1981
Anse-Pleureuse (B)	49 14 19	65 38 56	15	UL 1570	10 210 ± 140	Bc-Me	SaG-dc	Hétu, inédit
Anse-Pleureuse (C)	49 14 39	65 38 20	17	DIC 1269	9190 ± 95	Mb-Bc	SaG-li	Hétu & Gray, 1981
Anse-Pleureuse (D)	49 14 25	65 38 15	7	DIC 1268	10 130 ± 95	Mt-Ha	SiA-m	Hétu & Gray, 1981
Anse-Pleureuse (D)	49 14 25	65 38 15	13	DIC 1811	9740 ± 100	Bc	SaG-li	Hétu & Gray, 1981
Cap-au-Renard	49 11 48	66 13 22	9	UL 1573	14 140 ± 150	Ha	D-gm	Hétu, inédit
Grande-Vallée	49 13 28	65 08 21	13,5	GSC 4321	12 200 ± 200	Co	Si-m	Veillette, 1988
Gros-Morne (A)	49 15 33	65 32 40	6	Beta 60894	9570 ± 70	Me-Bc	SaG-dd	Gray, inédit
Gros-Morne (B)	49 15 00	65 32 20	13	Beta 13857	9500 ± 110	Me	SaG-dd	Gray, inédit
Gros-Morne (B)	49 15 00	65 32 20	13	Beta 27007	10 220 ± 120	Bc-Me	SaG-dd	Hétu, inédit
Gros-Morne (B)	49 15 00	65 32 20	13	Beta 27008	9840 ± 160	Bc-Me	SaG-dd	Hétu, inédit
Manche-d'Épée (A)	49 14 15	65 26 45	23	Beta 11505	12 140 ± 240	Ha	SaG-dc	Gray, inédit
Manche-d'Épée (A)	49 14 15	65 26 45	22	GSC 5977	12 200 ± 110	Ha	SaG-dc	Gray, inédit
Manche-d'Épée (A)	49 14 13	65 26 52	20	Beta 11506	9840 ± 180	Ha	SiA-m	Gray, inédit
Manche-d'Épée (B)	49 14 50	65 24 00	15	Beta 11507	10 620 ± 130	Mt	A-gm	Gray, inédit
Manche-d'Épée (C)	49 15 00	65 26 15	8	DIC 1813	10 710 ± 95	Co	D-gm	Hétu & Gray, 1981
Manche-d'Épée (C)	49 15 00	65 26 15	11	QU 1433	10 660 ± 150	Co	D-gm	Chauvin, 1984
Manche-d'Épée (C)	49 15 00	65 26 15	20	DIC 1812	10 460 ± 100	Me	SaG-li	Gray & Hétu, 1981
Manche-d'Épée (B)	49 14 50	65 24 00	35	QU 1432	10 840 ± 140	Me	SaG-li	Chauvin, 1984
Marsoui (4)	49 11 30	66 04 53	28	GSC 5894	11 800 ± 190	Bc	SaG-dd	Gagnon, 1998
Marsoui (4)	49 11 30	66 04 53	24	GSC 5877	12 500 ± 120	Mc	Si-m	Gagnon, 1998
Marsoui (4)	49 11 28	66 04 50	30	QU 43	11 950 ± 200	Co	SiA-m	Lebuis <i>in</i> Dionne, 1977
Marsoui (7)	49 12 45	66 04 32	19	UL 1571	14 190 ± 200	Ha, Mc	SiA-m	Hétu, inédit
Marsoui (lac)	49 12 44	66 03 11	138	To 4669	9610 ± 80	MFT	Gy-la	Richard <i>et al.</i> , 1997
Mont-St-Pierre (A)	49 12 52	65 47 55	22	DIC 1647	10 330 ± 100	Me-Bc	SaG-li	Hétu & Gray, 1981
Mont-St-Pierre (A)	49 12 43	65 47 52	22	Beta 32027	10 160 ± 120	Me-Bc	SaG-li	Hétu, inédit
Mont-St-Pierre (B)	49 12 29	65 48 04	23	DIC 1265	9640 ± 105	Me	SaG-li	Hétu & Gray, 1981

TABLEAU I
Liste des datations au ^{14}C

Petite-Vallée (1)	49 12 55	65 02 15	12	Beta 11504	11 000 ± 160	Mc	SiA-m	Gray, inédit
Petite-Vallée (2)	49 12 45	65 02 17	3	Beta 34765	12 870 ± 160	Mc	SiA-m	Gray, inédit
Petite-Vallée (2)	49 13 00	65 02 15	16	QU 1434	13 060 ± 220	Ma	A-m	Chauvin, 1984
Petite-Vallée (2)	49 12 55	65 02 15	35	QU 1435	12 360 ± 170	Co	D-gm	Chauvin, 1984
Riv.-à-Claude (1)	49 13 26	65 52 32	17	QU 861	12 380 ± 200	Ha	SiA-m	Héту & Gray, inédit
Riv.-à-Claude (1)	49 13 26	65 52 30	17	DIC 1264	11 830 ± 115	Ha-Mc	SiA-m	Héту & Gray, inédit
Riv.-à-Claude (2)	49 12 15	65 03 00	18,5	QU 1436	10 740 ± 160	Me	SaG-li	Chauvin, 1984
Riv.-à-Claude (2)	49 12 13	65 53 20	23	DIC 1637	9840 ± 95	Me	SaG-li	Héту & Gray, 1981
Riv.-à-Claude (3)	49 12 13	65 54 00	26	DIC 1639	9490 ± 95	Me	SaG-li	Héту & Gray, 1981
Riv.-à-Claude (3)	49 12 13	65 54 00	26	DIC 1267	9450 ± 95	Me-Bc	SaG-li	Héту & Gray, 1981
Riv.-à-Claude (3)	49 12 10	65 54 10	19,5	QU 1437	10 030 ± 110	Me	SaG-li	Chauvin, 1984
Riv.-Madeleine (C)	49 14 46	65 19 40	2	To 1276	12 320 ± 80	Mt	SiSa-dc	Gray, inédit
Riv.-Madeleine (D)	49 15 00	65 22 00	20	To 3762	12 370 ± 90	Co	SaG-dc	Gray, inédit
Riv.-Mad. (village)	49 14 57	65 21 30	15	To 1741	10 210 ± 80	Co	SaG-li	Gray, inédit
Riv.-Mad. (lac J'Arrive)	49 14 40	65 20 00	51	To 1427	12 810 ± 90	Co	SiA-m	Marcoux & Richard, 1995
Riv.-Mad. (lac J'Arrive)	49 14 40	65 20 00	51	To 1420	10 040 ± 100	MFT	Gy-la	Marcoux & Richard, 1995
Ruis.-à-Rebours (1)	49 12 28	65 57 01	52	QU 48	12 900 ± 500	Co	Si-m	Lebuis <i>in</i> Dionne, 1977
Ruis.-à-Rebours (3)	49 13 20	65 56 30	45	GSC 1186	12 600 ± 160	Mt	A-m	Dionne, 1977
Ruis.-à-Rebours (5)	49 13 35	65 56 55	21	Beta 60895	13 020 ± 90	Ha	A-m	Héту & Gray
Ruis.-à-Rebours (5)	49 13 35	65 56 55	21	UQ 1084	13 850 ± 200	Ha	A-m	Héту <i>et al.</i> , 1985
Sainte-Marthe	49 11 50	66 10 10	8	GSC 5888	11 300 ± 100	Co	Si-m	Gray, inédit

Mat. daté = matériel daté	Séd. = sédiment encaissant	Env. = environnement
Bc : <i>Balanus crenatus</i>	A : argile	Dc : delta de contact glaciaire
Co : coquillages marins	D : diamicton	Dd : delta distal
Ha : <i>Hiatella arctica</i>	G : gravier	gl : glaciaire
Ma : <i>Mya arenaria</i>	Gy : gyttja	Gm : glacio-marin
Mc : <i>Macoma calcarea</i>	Sa : sable	la : lacustre
Me : <i>Mytilus edulis</i>	Si : silt	
Mt : <i>Mya truncata</i>		
MFT : microfossiles terricoles		

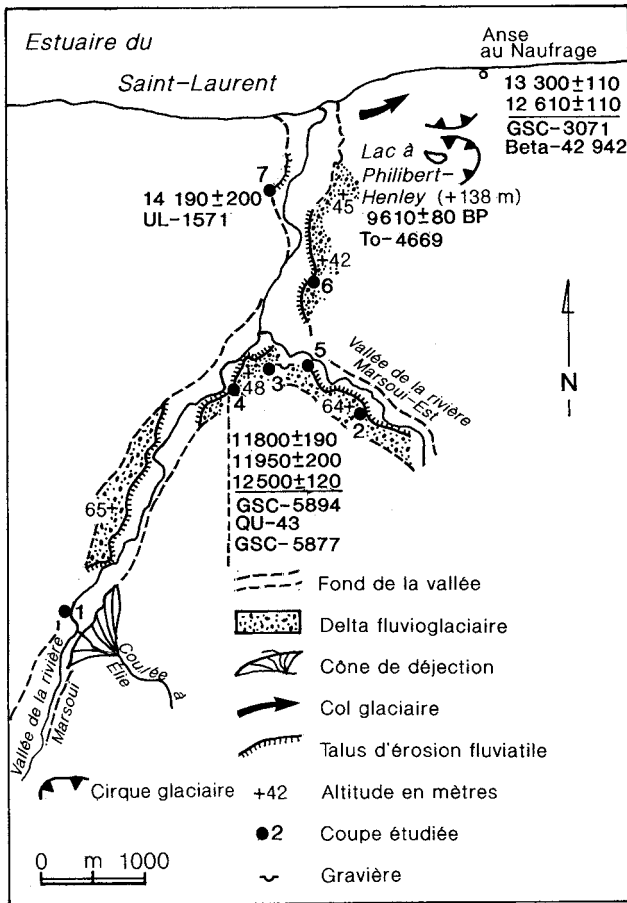


FIGURE 3. Croquis géomorphologique de la vallée de la rivière Marsoui.

Geomorphological features near the mouth of the Marsoui valley.

d'émoussé : 118) ; 48 % d'entre eux portent des stries. La fabrique montre une prédominance de galets plongeant vers le sud-sud-ouest (fig. 4) : l'orientation du vecteur moyen, calculé avec le logiciel Stereo 5.02, est de 211,2° et son inclinaison de 9,1°.

4. La rudite sommitale, modelée en crêtes de plages, est un dépôt littoral (unité 3). La médiane des émoussés (307) se compare à celles des plages actuelles dans la région (Hétu, 1986). Le pendage et l'imbrication des galets traduisent une houle en provenance du NNO. D'après la courbe d'émersion de Gray et Hétu (*In Gray et al., 1987*), ces rudites se seraient accumulées vers 10 000 BP.

Le diamicton correspondant à la sous-unité 2B est interprété comme un till d'origine locale résultant d'une réavancée glaciaire vers le nord-est qui serait venue interrompre la sédimentation marine peu après 12 600 BP. L'hypothèse d'une origine glacio-marine (ou glacielle) pour ce diamicton a été écartée en raison : 1) de sa grande compacité ; 2) de sa granulométrie essentiellement sableuse ; 3) de son très mauvais triage (courbe logarithmique) ; 4) de sa fabrique traduisant une poussée glaciaire en provenance du sud-ouest ; 5) de son caractère azoïque ; 6) enfin, de sa composition lithologi-

que entièrement locale. Dans la région, les dépôts glacio-marins contiennent des erratiques précambriens dans une proportion qui peut atteindre jusqu'à 17 % (Coleman, 1922 ; Chauvin, 1982 ; Veillette, 1988).

Le diamicton argileux à la base de l'unité glaciaire (sous-unité 2a), constitué de sédiments marins remaniés, est interprété quant à lui comme un faciès de transition associé à cette même crue glaciaire.

Les coupes de la vallée de Marsoui

Un imposant complexe deltaïque alimenté par deux cours d'eau convergents occupait jadis toute la partie aval des vallées des rivières Marsoui et Marsoui Est avant que les cours d'eau holocènes ne le découpent en terrasses. Ces terrasses peuvent être suivies sur une distance minimale de 6 km entre le littoral et la Coulée à Élie (fig. 3). La surface de l'épandage passe d'une altitude d'environ 65 m à l'amont de la confluence à une altitude de 42 à 45 m (points cotés) dans sa partie distale. Six gravières et coupes naturelles ont permis d'établir la position stratigraphique des sables et graviers deltaïques (fig. 5).

Les coupes 1 et 2, loin au sud (fig. 3), montrent un épandage gravo-sableux à structures lenticulaires. Il s'agit en fait de la partie continentale de l'épandage qui deviendra deltaïque à la confluence des vallées de Marsoui et Marsoui Est (fig. 3). À la coupe 2, l'épandage repose sur des argiles silteuses azoïques, tandis qu'à la coupe 1 il surmonte un till contenant quelques galets granitiques (1,6 %) en provenance des monts McGerrigle. Les lits frontaux deltaïques n'apparaissent véritablement que dans les coupes 3, 4 et 5. Située à la confluence des rivières Marsoui et Marsoui Est, la coupe 3, une grande gravière, expose, à la base, une argile bleue, massive, fossilifère (*Mya truncata ovata*, *Macoma calcarea*), d'épaisseur inconnue, dont le sommet affleure vers 40 m d'altitude. L'argile est recouverte en concordance par des lits sablo-graveleux fortement inclinés vers le NE selon un pendage de 15° à 20°. Épais de 7 à 8 m, ils sont tronqués au sommet par une discordance d'érosion subhorizontale. Ces lits à fort pendage correspondent aux lits frontaux du delta. Au sommet de la coupe, on observe, sur 1,5 m d'épaisseur environ, les lits sommitaux gravo-sableux, subhorizontaux, de la séquence deltaïque. À la coupe 4, décrite initialement par Gray *et al.* (1997) et par Gagnon (1997), les lits frontaux du delta ont été tronqués au sommet par une discordance d'érosion liée au sapement latéral du cours d'eau durant l'émersion. Ils reposent directement sur des silts argileux qui deviennent franchement sableux au sommet. Cette dernière unité fait 10 m d'épaisseur. Deux datations y ont été effectuées, respectivement par J. Lebus (*in Dionne, 1977* ; QU-43 : 11 950 ± 200 BP), à un niveau stratigraphique indéterminé, et par Gray *et al.* (1997) dans la partie sablo-limoneuse sommitale : 12 500 ± 120 BP (GSC-5877). Une troisième datation réalisée par Gray *et al.* (1997) à la base des lits frontaux indique qu'ils ont commencé à s'accumuler à cet endroit vers 11 800 ± 190 BP (GSC-5894). À la coupe 5, on observe, sous les sables deltaïques, qui se déploient entre 39 et 53 m d'altitude, une argile silteuse de couleur bleue, de 9 m

ANSE AU NAUFRAGE

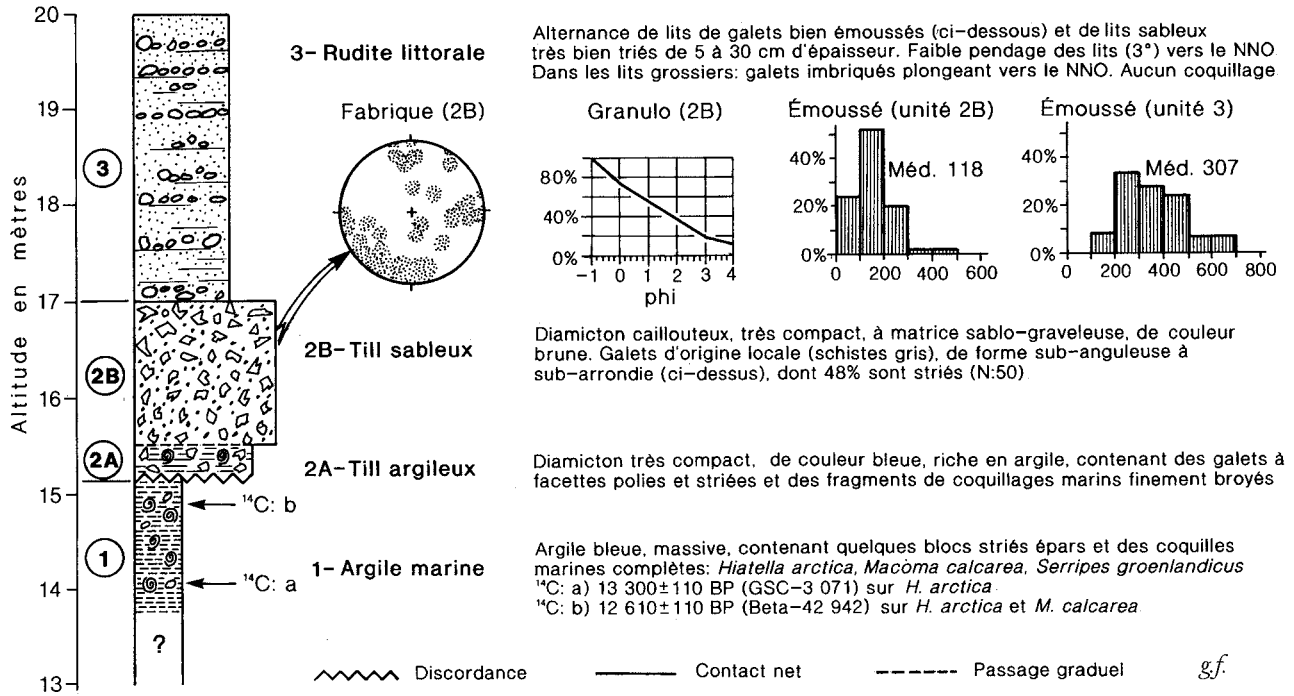


FIGURE 4. Stratigraphie de la coupe de l'anse au Naufrage *Stratigraphy of exposure at Anse au Naufrage (see Fig. 3 for location).* (localisation à la figure 3).

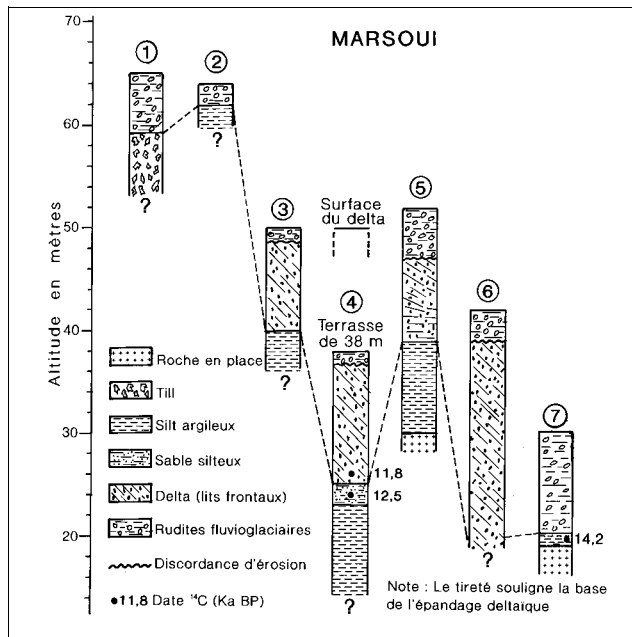


FIGURE 5. Stratigraphie des terrasses de la vallée de Marsoui. Le tireté souligne la base de l'épandage fluvioglacière qui devient deltaïque à la confluence des deux vallées (rivières Marsoui et Marsoui Est). La localisation des coupes est indiquée à la figure 3.

Stratigraphic correlations between terrace exposures in the Marsoui valleys. The dashed line indicates the base of the fluvio-glacial valley train which became deltaic at the confluence of the eastern and western Marsoui valleys (see Fig. 3 for exposure locations).

d'épaisseur, qui repose sur un plancher rocheux poli et strié. Le redressement progressif du pendage dans les sables au-dessus de l'argile permet de suivre le passage des lits de base aux lits frontaux du delta. La coupe 6, une grande gravière, montre une épaisse séquence de lits frontaux deltaïques surmontés de minces lits sommitaux (fig. 6). Cette coupe et la terrasse qui la prolonge au nord (fig. 3) indiquent que le delta s'étendait pratiquement jusqu'à la côte avant la phase d'incision et de sapement latéral qui a accompagné l'émersion.

La coupe 7, près du village, recoupe une terrasse accrochée au versant rocheux et dont le replat est situé vers 30 mètres d'altitude. Cette coupe montre, plaquée contre la roche en place polie et striée, un banc d'argile fossilifère de un mètre d'épaisseur surmonté d'une formation sablo-caillouteuse stratifiée d'environ 10 m d'épaisseur. Les coquillages extraits de l'argile (*Hiatella arctica*, *Macoma calcarea* et fragments non identifiés) ont donné un âge improbable de 14 190 ± 200 BP (UL-1571). La coupe étant mauvaise, l'origine de cette terrasse n'est pas connue. Il pourrait s'agir d'une terrasse d'érosion taillée par sapement latéral dans la masse du delta durant la dissection postglacière.

Interprétation

Compte tenu du contexte géomorphologique, de l'agencement des faciès et des repères chronologiques disponibles, la séquence stratigraphique des unités observées semble être la suivante.



FIGURE 6. Le delta proglaciaire de la vallée de la rivière Marsoui (coupe 6).

The proglacial delta of rivière Marsoui valley (section 6).

a. La date de $13\,300 \pm 110$ BP (GSC-3071) obtenue à la base des argiles de l'anse au Naufrage fournit un âge minimal pour la déglaciation de ce secteur de la côte. La date de $14\,190 \pm 200$ BP (UL-1571), probablement erronée, n'est pas considérée ici (voir la discussion). Comme toutes les dates supérieures à $13\,600$ BP, elle est considérée avec méfiance (Hétu, 1994, 1998a ; Dionne et Coll, 1995).

b. Le till au-dessus des argiles de l'anse au Naufrage témoigne d'une récurrence glaciaire survenue après $12\,610 \pm 110$ BP (Beta-42942). L'existence d'un col à profil en auge entre le fond de l'anse et la vallée de Marsoui, de même que la fabrique réalisée dans le till, laquelle indique un écoulement glaciaire en provenance du sud-ouest, supposent une récurrence associée à une diffuence du glacier de la vallée de Marsoui (fig. 3 : flèche noire). Si tel est le cas, la récurrence de l'anse au Naufrage serait donc antérieure à l'invasion marine dans la vallée de Marsoui, qui remonte à plus de $12\,500 \pm 120$ ans BP (GSC-5877) d'après la date obtenue dans les silts argileux de la coupe 4. Les deux dates étant très rapprochées, il faut envisager une incursion marine relativement rapide après la récurrence. Mais il est possible également que la récurrence de l'anse au Naufrage soit associée à de petits glaciers de cirque côtiers (fig. 3). Dans ce cas, elle serait indépen-

dante de la chronologie marine de la vallée de la rivière Marsoui.

c. Des silts argileux marins, visibles à la base des coupes 2, 3, 4 et 7, se sont accumulés dans la vallée de la rivière Marsoui jusqu'à $11\,950$ BP environ.

d. La sédimentation deltaïque a commencé vers $11\,800$ BP par rapport à un niveau marin relatif vers 48 m.

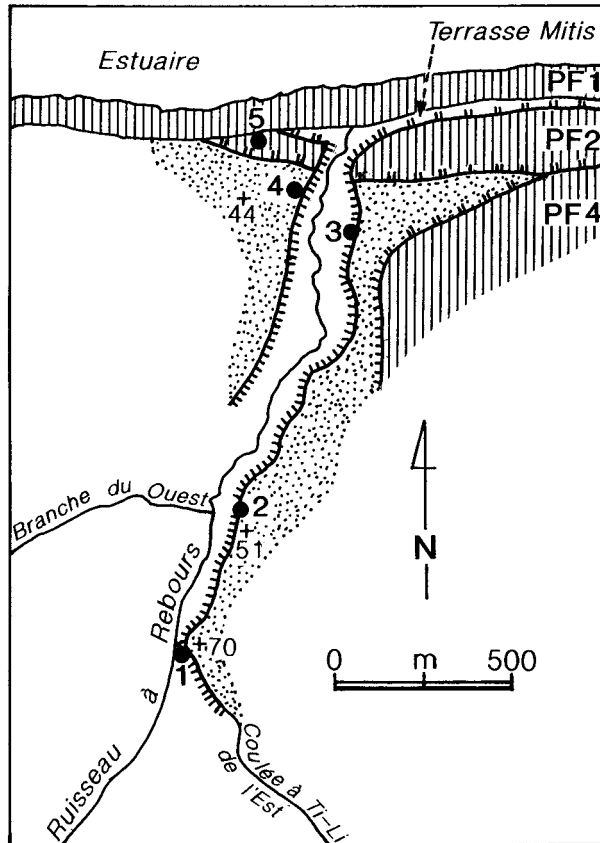
e. La date de 9610 BP obtenue à la base des sédiments organiques au fond du lac à Philibert-Henley (Richard *et al.*, 1997) fournit un âge minimal pour la déglaciation de ce cirque glaciaire.

f. Au cours de l'Holocène, le delta a été découpé en terrasses sous la commande du relèvement glacio-isostatique postglaciaire.

LA CONSTRUCTION D'UN VASTE DELTA DANS LA VALLÉE DU RUISSEAU À REBOURS APRÈS $12\,600$ ANS BP

Le fond de la vallée, entre la Coulée à Ti-Li de l'Est et le littoral (fig. 7), a été colmaté par un vaste épandage fluvio-glaciaire prolongé par un delta dont les lits frontaux surmontés de lits sommitaux ont été observés à $2,5$ km de distance dans deux gravières distinctes (coupes 2 et 4). L'altitude de l'épandage passe de 70 m en amont (coupe 1) à 44 m en aval (coupe 2). Tout comme à Marsoui, ce vaste épandage repose sur des silts marins fossilifères qui ont été observés à trois endroits différents, soit à la base des coupes 1, 3 et 4. Deux datations au ^{14}C ont été réalisées sur des coquillages extraits de ces silts marins, respectivement par J. Lebus (site 1) et par J.-C. Dionne (coupe 3). Les âges obtenus sont : $12\,900 \pm 500$ BP (QU-48) sur des spécimens indéterminés récoltés dans la coupe 1 à 52 m d'altitude et $12\,600 \pm 160$ BP (GSC-1186) sur un échantillon de *Mya truncata* prélevé au site 3, vers 45 m d'altitude (Dionne, 1977).

Une dernière coupe (coupe 5), située juste au nord du front deltaïque, a permis de dater le début de la transgression marine dans cette vallée. On notera que cette coupe (fig. 8), dégagée par un petit glissement de terrain, est située directement sur la côte, juste au sommet de la falaise Mic Mac. Le diamicton basal correspond à un till local si l'on en juge à sa composition pétrographique. L'unité 2, une argile marine fossilifère à *Hiatella arctica* et *Macoma calcarrea* contenant des blocs glaciels, marque le début de la transgression goldthwaitienne. L'absence de faciès de transition entre le till et l'argile marine témoigne d'une transgression en eau profonde. Les sables et graviers sommitaux correspondent à un faciès d'exondation lié au retrait de la Mer de Goldthwait. D'ailleurs des crêtes de plages, visibles sur les photographies aériennes, apparaissent sur le replat au sommet de la coupe, vers 20 m d'altitude. Deux datations ont été effectuées sur des spécimens de *H. arctica* récoltés à la base des argiles marines. La première a donné un âge de $13\,850 \pm 200$ ans BP (UQ-1084), résultat considéré comme trop vieux eu égard aux autres datations disponibles dans la région. Un deuxième échantillon a donc été soumis dans un autre laboratoire. Le second résultat, $13\,020 \pm 90$ ans BP (Beta-60895), cadre mieux avec les datations obte-







-  Plate-forme rocheuse (PF)
-  Delta fluvio-glaciaire
-  Falaise marine
-  Talus d'érosion fluviale
- +44 Altitude en mètres
- 4 ● Coupe étudiée

FIGURE 7. Contexte géomorphologique des coupes de Ruisseau-à-Rebours.

Geomorphological features near the mouth of Ruisseau à Rebours.

nues antérieurement par J. Lebuïs et J.-C. Dionne dans cette même vallée (*In* Dionne, 1977).

D'après ces données, la vallée du ruisseau à Rebours aurait été déglacée vers 13 000 BP, puis rapidement envahie par la Mer de Goldthwait sur une distance minimale de 2 km, soit jusqu'à la coupe 1, et ce dès 12 900 ± 500 BP. À cette

époque, la limite marine était donc située au-dessus de 52 m. Un grand delta fluvio-glaciaire comble la vallée après 12 600 BP. Sa mise en place, après une longue période de sédimentation silto-argileuse en eaux profondes, pourrait être reliée à une crue glaciaire sur laquelle nous reviendrons plus loin. Ce grand delta a été découpé en terrasses durant l'émersion subséquente.

ÉDIFICATION D'UN DELTA JUXTAGLACIAIRE DANS LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE À CLAUDE ENTRE 12 380 BP ET 11 800 BP

Les témoins de la déglaciation dans la vallée de la rivière à Claude comprennent, du nord au sud : 1) un delta juxtaglaciaire appuyé contre l'escarpement côtier; 2) deux terrasses marines fossilifères situées de part et d'autre de la vallée, à 1,5 km du littoral et 3) un épandage gravelo-sableux dont l'extrémité distale se situe à 23 m d'altitude (fig. 9).

Le delta juxtaglaciaire

Il est située sur le flanc est de l'anse (fig. 9). Large de 200 à 250 m, il occupe l'angle formé par l'escarpement côtier et la plate-forme rocheuse littorale qu'il fossilise partiellement (fig. 10). Son sommet parfaitement plat est situé à 42 m d'altitude. Il superpose deux unités exposées dans une grande gravière à son extrémité orientale.

La paroi ouest de la gravière montre, sur 27-28 m d'épaisseur, un matériel vaguement stratifié, relativement grossier dans l'ensemble (galets et blocs dominant), souvent diamictique mais comportant également des lits de sables ou de graviers bien triés (fig. 11). Les lits, dont l'épaisseur oscille entre 5 et 10 cm, présentent un pendage de 30° à 40° vers le nord-est, indiquant un écoulement en provenance d'une source située dans la vallée de rivière à Claude. Les cailloux, de forme subanguleuse à facettes polies et striées, présentent un aspect typiquement glaciaire. Les cailloux d'origine sédimentaire (grès, calcaire, etc.) dominent largement, mais on compte également 1 à 2 % d'erratiques (granite, syénite, basalte, cornéenne) provenant de la région des monts McGerrigle. Un banc de silt fossilifère riche en *Hiattella arctica* a été observé dans la partie inférieure de l'unité, vers 17 m d'altitude (fig. 11), indiquant une mise en place dans le mer. Une date de 12 380 ± 200 ans BP (QU-861) a été obtenue sur ces coquillages. Cette unité est tronquée au sommet par une discordance d'érosion subhorizontale. Viennent ensuite, au-dessus de la discordance, sur 1,5 à 2 m d'épaisseur, des sables et graviers émoussés, organisés en grandes couches subhorizontales de 3 à 15 cm d'épaisseur.

La paroi orientale de la gravière recoupe un ancien glissement de terrain. De toute évidence la masse glissée provient de l'extrémité nord-orientale du delta juxtaglaciaire dont la stratigraphie, bien que perturbée (plissements, failles), semble avoir été conservée. Composé de sédiments grossiers stratifiés en tous points semblables à ceux de l'unité 1, le matériel glissé intègre en outre un banc d'argile caillouteuse, fossilifère (*Hiattella arctica* et *Macoma calcaea*), comportant des blocs isolés (délestage glaciaire) à façonnement glaciaire typique (blocs subanguleux dont les

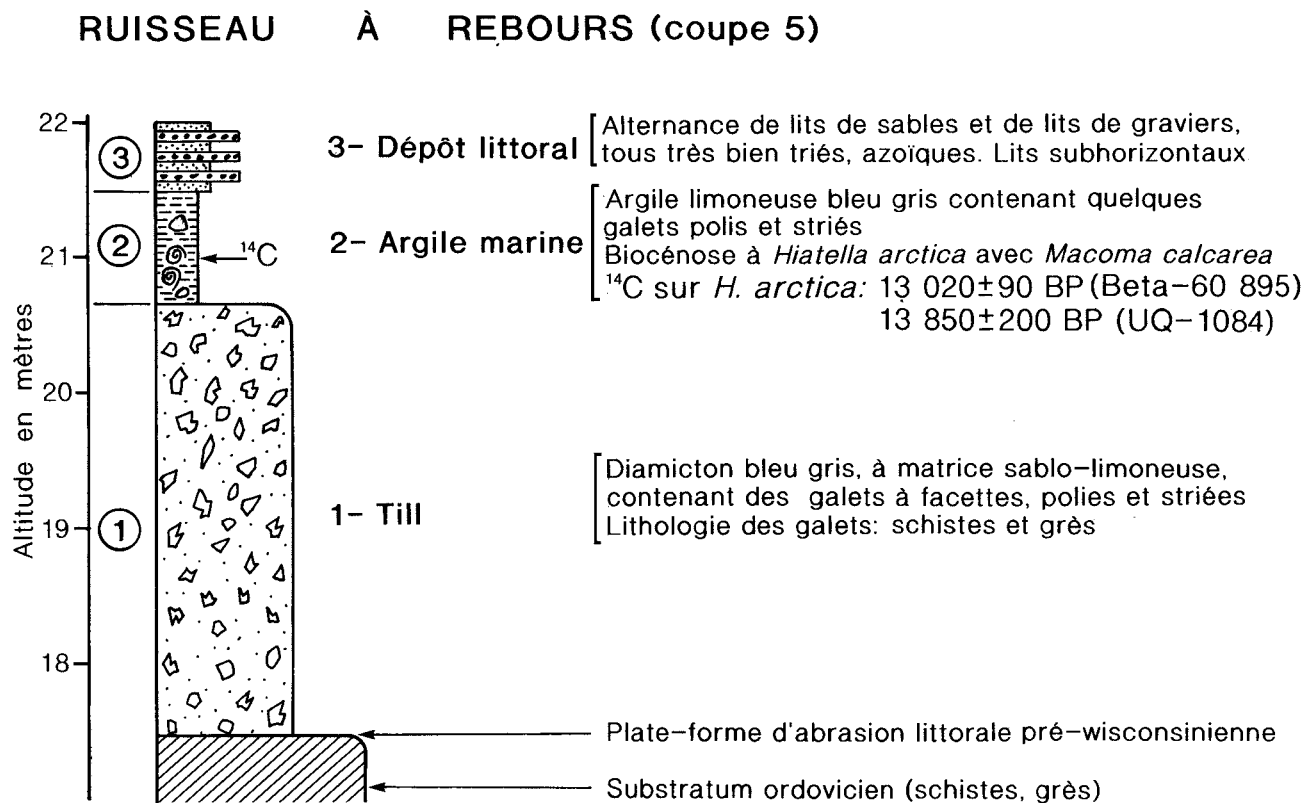


FIGURE 8. Stratigraphie de la coupe 5 à Ruisseau-à-Rebours. Sa localisation est indiquée sur la figure 7. *Stratigraphy of exposure 5 at Ruisseau à Rebours (see Fig. 7 for location).*

faces sont polies et striées). Une date de $11\ 830 \pm 115$ BP (DIC-1264) a été obtenue au milieu du banc d'argile.

Cette terrasse, dont l'édification implique une source de sédiments dans l'anse de Rivière-à-Claude, est un dépôt de marge glaciaire. Il s'agirait en fait d'un delta juxtaglaciaire construit entre le pied de l'escarpement côtier et le flanc oriental d'une langue glaciaire issue de la vallée de la rivière à Claude (fig. 9). La nature des erratiques qu'elle contient confirme qu'il s'agit bien d'un glacier d'origine appalachienne, tandis que les intercalations de silts témoignent d'une mise en place dans la Mer de Goldthwait. Les bancs diamictiques correspondent probablement à des coulées boueuses remaniant du till. L'édification de ce delta juxtaglaciaire, déjà en cours vers $12\ 380$ BP, s'est probablement poursuivie après $11\ 830$ BP. Provenant d'un glissement de terrain, cette dernière datation doit cependant être interprétée avec prudence, bien qu'elle soit en accord avec l'altitude du replat (42 m). Ce replat fait partie de la paléoligne de rivage de 42 - 48 m, l'une des mieux marquées dans le nord de la Gaspésie. Près de Sainte-Anne-des-Monts, Lebus et David (1977) y attribuent un âge de $11\ 700$ BP environ, estimation corroborée par nos propres datations, notamment à Marsoui (voir plus haut).

La Mer de Goldthwait n'a pu pénétrer dans la vallée au sud du delta juxtaglaciaire qu'après le retrait de la langue glaciaire, d'où l'âge relativement récent des dépôts littoraux représentés à la figure 9.

Les terrasses marines dans la vallée

Il n'y a aucune trace de submersion marine au-dessus de la cote de 36 mètres. Les seules manifestations marines évidentes sont représentées par deux terrasses gravelo-sableuses fossilifères qui s'accrochent aux flancs de la vallée à la hauteur de la Coulée Ferré (fig. 9) et dont les replats se déploient entre 25 m et 36 m d'altitude. Les cinq datations effectuées dans ces terrasses s'étalent entre 9450 et $10\ 740$ BP (fig. 9). La plus vieille fournit un âge minimal pour la déglaciation de la vallée en amont du delta juxtaglaciaire.

L'épandage deltaïque au fond de la vallée

Le fond de la vallée au sud des terrasses marines est occupé d'un bord à l'autre par un grand delta gravelo-sableux. Le contact entre le sommet des lits frontaux et la base des lits sommitaux a été observé à 23 m d'altitude dans une tranchée du site d'enfouissement sanitaire, près du versant ouest de la vallée (fig. 9).

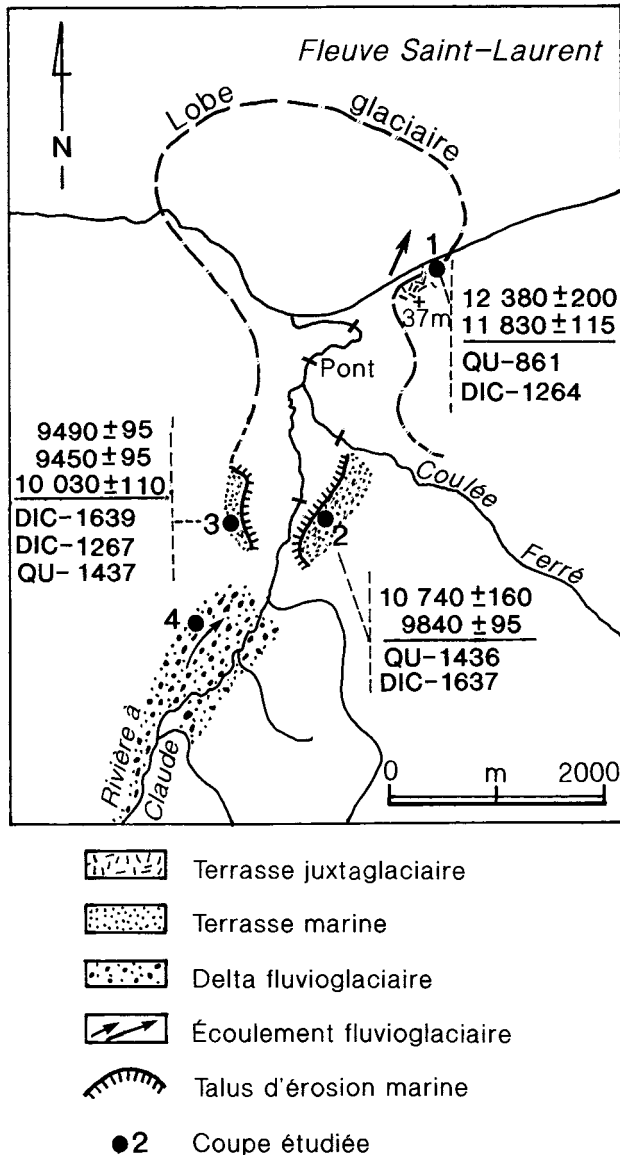


FIGURE 9. Contexte géomorphologique des coupes de la vallée de la rivière à Claude.

Geomorphological features near the mouth of Rivière à Claude valley.

LES ÉPANDAGES FLUVIO-GLACIAIRES ÉTAGÉS DES VALLÉES DES RIVIÈRES DE MONT-SAINT-PIERRE, DE MONT-LOUIS ET DU GROS MORNE

Ces vallées, qui ne livrent aucune information claire quant à la localisation des marges glaciaires tardiglaciaires, ne seront évoquées que brièvement. Deux aspects méritent néanmoins d'être signalés :

1. Ces trois vallées ont été colmatées sur toute leur largeur par de grands épandages deltaïques étagés cartographiés par Héту et Gray (1980) et Gray *et al.* (1981). Fait remarquable, le plus jeune d'entre eux est situé systématiquement, dans les trois vallées, entre 20 et 25 m d'altitude. Celui de Gros-Morne, à l'embouchure de la vallée, contient

des coquillages marins d'eau peu profonde (*Balanus crenatus*, *Mytilus edulis*) qui ont livré les âges au ^{14}C suivants (fig. 12) : 10 220 ± 120 BP (Beta-27007), 9840 ± 160 BP (Beta-27008), 9500 ± 110 BP (Beta-13857) et 9570 ± 70 BP (Beta-60894). Dans la vallée de la rivière à Pierre (fig. 13), le delta de 20-25 m, partout azoïque, est situé à la même altitude qu'une terrasse marine sablo-graveleuse fossilifère qui a fourni les dates suivantes : 10 330 ± 100 BP (DIC-1647) et 10 160 ± 120 BP (Beta-32027) au site A (fig. 13) et 9640 ± 105 BP (DIC-1265) au site B (fig. 13 ; Héту et Gray, 1980 ; Gray *et al.*, 1981 ; Héту, 1986). Construits entre 10 300 et 9500 ans BP, ces grands deltas, qui renvoient à des régimes hydrosédimentaires beaucoup plus énergiques que les rivières actuelles, indiquent la présence tardive de masses glaciaires dans les bassins versants côtiers (Héту, 1986).

2. La vallée de la rivière à Pierre comporte en outre, à sa confluence avec la Branche de l'Est, un haut delta prolongé en amont par un épandage fluvioglaciaire long de 1,5 km (fig. 13). Le contact entre les lits frontaux et sommitaux est situé vers 55 m d'altitude (Héту et Gray, 1980 ; Héту, 1986). Étant dépourvu de fossiles, ce delta n'a pu être daté. La courbe d'émersion (Gray *et al.*, 1987) lui attribue un âge minimal d'environ 12 000 BP. Ce delta témoigne d'une déglaciation relativement précoce dans cette vallée, libre de glace sur une distance minimale de 8 km dès 12 000 BP. Une petite moraine latérale située à la tête de l'épandage, près de la Coulée à McKenville (fig. 13), atteste la présence d'une langue glaciaire dans la vallée durant la déglaciation (voir aussi Héту, 1986).

UN DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DANS LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE DE L'ANSE PLEUREUSE ENTRE 10 890 ET 10 210 ANS BP

La vallée de la rivière de l'Anse Pleureuse, dont le plancher rocheux serait, à l'embouchure, à plus de 50 m sous le niveau marin actuel d'après un sondage du ministère des Transports du Québec (M. Vézina, *verbatim*), est un ancien fjord comblé de sédiments marins et fluvioglaciaires (Héту et Gray, 1985). À mi-chemin entre le littoral et le lac de l'Anse Pleureuse (fig. 14 et 15), un delta de contact glaciaire barre presque complètement la vallée (fig. 16A), sauf du côté ouest où la rivière postglaciaire y a effectué une trouée. Il en subsiste un petit lambeau à l'ouest de la rivière (hauteur : 15 m ; largeur : 75 m), détaché de la masse principale par l'incision fluviale postglaciaire, mais l'essentiel du delta est situé en rive droite. La surface du delta culmine vers 33-34 m d'altitude. Il présente un profil nettement asymétrique. Le versant distal, long de 400 m, est faiblement incliné vers le nord-ouest (5° à 7°) ; il porte dans sa partie inférieure une belle série de crêtes de plages particulièrement nettes sur les photographies aériennes de 1963 (Q63114 : 71). Le versant proximal, beaucoup plus court, est très raide (30°-35°). Au sud du delta, le fond de la vallée est occupé par une grande plaine d'accumulation marine dont la surface, vers 14-15 m d'altitude, domine le lac de l'Anse Pleureuse d'environ 6 m (fig. 14). Dans sa partie la plus profonde (30 m), le fond du lac est situé sous le niveau actuel de la mer, vers -20 m.

FIGURE 10. Contexte géomorphologique du delta de contact glaciaire à l'embouchure de la vallée de la rivière à Claude.

Geomorphological context of the ice contact delta terrace near the mouth of Rivière à Claude valley.

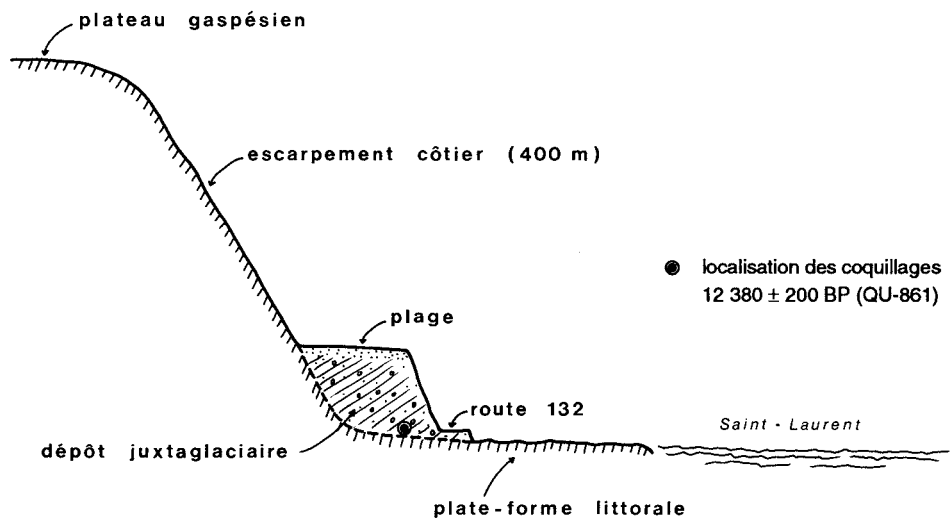


FIGURE 11. Le delta juxtaglaciaire de Rivière-à-Claude. L'estuaire est à droite. L'astérisque au-dessus de la personne donne la localisation des coquillages datés (12 380 ± 200 BP ; QU 861).

The ice-contact delta of Rivière à Claude. The estuary is at right. The asterisk above the individual indicates the location of dated marine shells (12 380 ± 200 BP; QU 861).

Quatre coupes révèlent la stratigraphie de ces différents corps sédimentaires (fig. 14). Les coupes A et B entament la masse principale du delta. La coupe du rivage (coupe C) expose les sédiments au nord du delta. La coupe de la rivière (coupe D) dévoile la structure interne de la basse terrasse qui s'intercale entre le delta et le lac de l'Anse Pleureuse au sud.

Le delta de contact glaciaire

Le replat sommital du delta de contact glaciaire est situé, dans sa partie orientale, à 33 m d'altitude. Les deux gravières qui l'entaillent montrent quatre unités (fig. 14).

1. Le diamicton basal, très argileux et riche en débris coquilliers, est un till constitué de sédiments marins fossilifères remaniés lors d'une récurrence glaciaire. Il contient des erratiques d'origine précambrienne dans une proportion de 6 % (gneiss, anorthosite) auxquels s'ajoutent 4 % d'erratiques d'origine gaspésienne, dont des skarns et des prophyres de la

région de Murdochville. Une datation de 11 800 ± 240 BP (GSC-3005) a été obtenue sur des débris coquilliers dispersés dans le diamicton.

2. L'unité 2 correspond aux lits frontaux du delta (fig. 16B). Le pendage très prononcé (30°-35°) et le calibre des galets et blocs qui constituent la masse du dépôt (fig. 16C), témoignent de la puissance du courant. Deux dates ont été obtenues dans cette unité : (1) La première provient de la gravière sud, occupée depuis son abandon par une station d'Hydro-Québec. Récoltés à une profondeur de 4 m sous le sommet de l'unité, les coquillages analysés, *Mytilus edulis* et *Balanus crenatus*, ont produit une date de 10 890 ± 120 BP (DIC-1810). (2) La seconde datation a été réalisée dans la gravière nord, encore active celle-là, sur un échantillon de coquillages (*Mytilus edulis*) recueilli 6 m sous le sommet de l'unité : 10 210 ± 140 BP (UL-1570). Compte tenu de la localisation de ces échantillons, le front du delta se serait déplacé d'environ 200 m en 700 ans. Le diamicton basal (unité 1) n'est pas visible dans la gravière nord.

3. L'unité 3 comprend les lits sommitaux du delta. Certains lits de l'unité 3 plongent dans l'unité 2 sous-jacente, soulignant le passage des lits sommitaux aux lits frontaux, mais ce phénomène est plutôt rare à l'échelle de la coupe ; en fait, la plupart des lits frontaux sont tronqués par une discordance d'érosion d'origine fluviale.

4. L'unité 4 au sommet est un dépôt littoral à mettre en relation avec les crêtes de plages visibles sur le replat. Comme l'unité 3, elle est dépourvue de fossiles.

La coupe du rivage (coupe c)

Cette gravière est située à la sortie du village, à l'est de l'anse, entre la route 132 et le pied versant (fig. 14). Haute de 8 m, elle montre, à la base, sur 5 à 6 m d'épaisseur, des rudites stratifiées, azoïques, dont les lits plongent vers le nord selon un pendage de 20°. Ces lits présentent de nombreuses déformations (failles, plis) qui s'intensifient vers le sud où ils sont redressés à la verticale contre un noyau diamictique riche en argile. Cette séquence est tronquée au

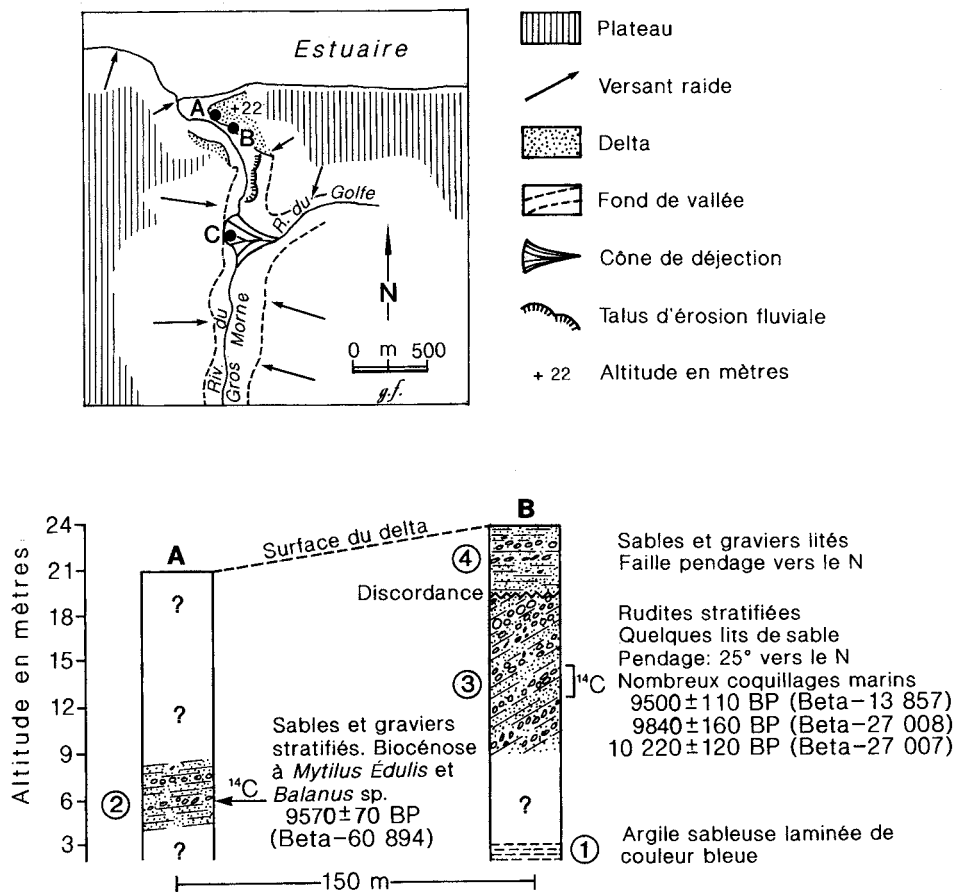


FIGURE 12. Contexte géomorphologique et stratigraphique du delta fluvio-glaciaire de la rivière du Gros Morne. La coupe C, qui recoupe un cône de déjection, n'est pas décrite ici.

Geomorphologic and stratigraphic context of the fluvio-glacial delta at Gros Morne. Exposure C in an alluvial fan is not described here.

sommet, à 16 m d'altitude, par une discordance d'érosion horizontale surmontée par un pavage constitué de gros blocs métriques, fortement émoussés où les gneiss prédominent. Des poches de sables fossilifères, dominés par *Mytilus edulis*, *Macoma balthica* et *Balanus crenatus*, comblent les vides entre les blocs. Ils ont livré une date de 9190 ± 95 BP (DIC-1269). Des dépôts de pente appartenant à un grand talus d'éboulis phytostabilisé recouvrent les sédiments marins (Hétu et Gray, 1980 ; Gray et al., 1987).

La rudite à la base est vraisemblablement d'origine fluvio-glaciaire. Les déformations qui l'affectent, attribuées à des poussées glaciotectioniques provenant du sud, sont de toute évidence liées à la mise en place du diamicton, qui correspond probablement au bord distal d'une moraine de poussée. Vers 9200 BP, cette moraine et les sédiments fluvio-glaciaires qui la prolongent au nord ont été recoupés par une surface d'abrasion marine sur laquelle s'est développée un estran à blocs glaciels, gneissique pour la plupart, en provenance de l'Inlandsis laurentidien sur la Côte-Nord. Cette couche de blocs précambriens témoigne d'une activité glaciaire encore très importante vers 9200 BP.

La coupe de la rivière (coupe d)

La rivière de l'Anse Pleureuse s'est encaissée dans la terrasse au sud du delta (fig. 14), dégageant une coupe naturelle de 7 m de hauteur que l'on peut suivre sur une

centaine de mètres latéralement. Épais de 6,5 m, des sables et graviers stratifiés, abritant des colonies de *Mytilus edulis* et de *Balanus crenatus* en biocénose et présentant un pendage de 20° vers le sud-est, constituent, en volume, l'essentiel de la terrasse. Une datation sur une colonie de *Balanus crenatus* récoltés *in situ* à 3 m de profondeur a donné 9740 ± 100 BP (DIC-1811). Les sables et graviers reposent sur une argile massive, bleue, fossilifère, contenant des coquillages marins (*Mya truncata typica*, *Hiatella arctica*, *Astarte montagui*) et des pièces macrofossiles de *Picea glauca* (Richard et Labelle, 1984, p. 266). Une datation de $10\,130 \pm 95$ BP (DIC-1268) a été obtenue sur un mélange de coquillages récolté au sommet de l'unité.

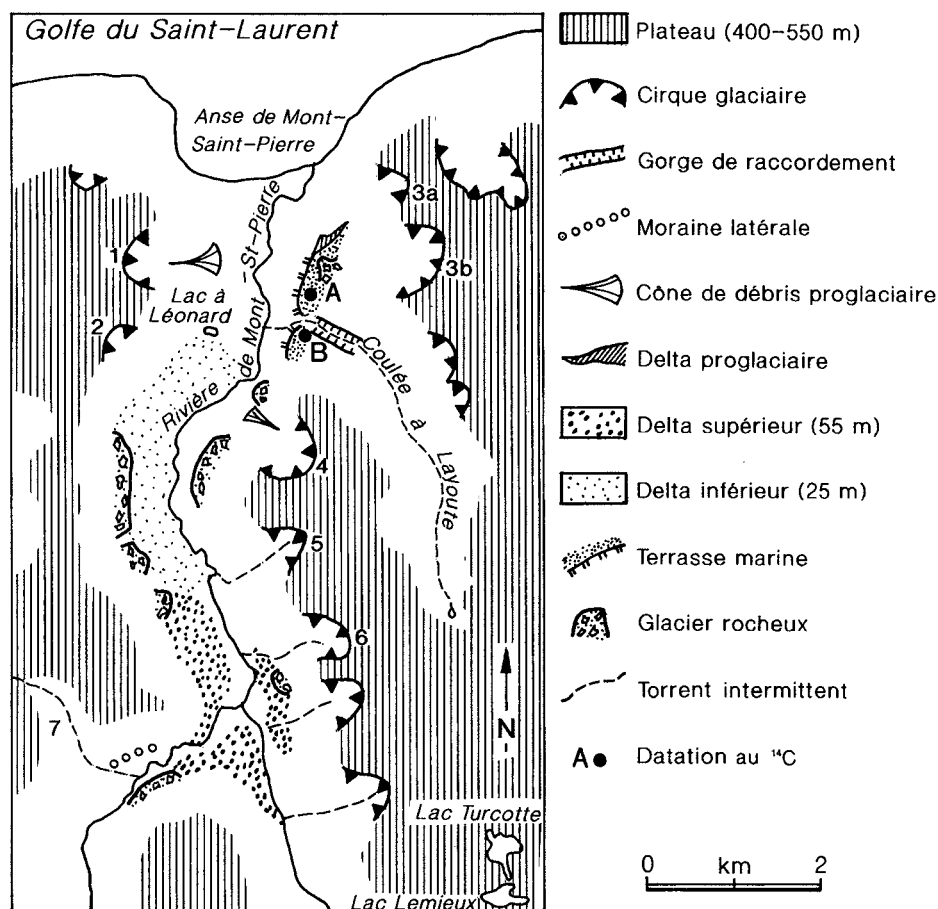
Interprétation générale des coupes de l'Anse-Pleureuse

Les coupes étudiées permettent de reconstituer les principaux événements qui se sont déroulés dans la partie aval de la vallée de la rivière de l'Anse Pleureuse à la charnière du Pléistocène et de l'Holocène. Cette histoire comporte plusieurs étapes.

a. Vers 11 800 BP, la Mer de Goldthwait avait déjà envahi la vallée en amont de la coupe A. Il s'y est déposé une argile glacio-marine fossilifère riche en blocs glaciels d'origines variées, notamment précambrienne.

FIGURE 13. Contexte géomorphologique de la vallée de Mont-Saint-Pierre. 1) Cirque glaciaire de la Coulée du Bonhomme-François ; 2) Cirque glaciaire de la Coulée de la Cabane ; 3a et 3b) cirques nord et sud de la Coulée du Pain de Sucre ; 4) Cirque de la Coulée à Alphonse ; 5) Cirque de la Coulée de la Dam ; 6) Cirque glaciaire de la Coulée du Bonhomme Octave ; 7) Coulée à McKenville.

Geomorphological context of the Mont Saint Pierre valley. 1) Glacial cirque of the Coulée du Bonhomme François; 2) Glacial cirque of the Coulée de la Cabane; 3a et 3b) north and south glacial cirques of the Coulée du Pain de Sucre; 4) Glacial cirque of the Coulée à Alphonse; 5) Glacial cirque of the Coulée de la Dam; 6) Glacial cirque of the Coulée du Bonhomme Octave; 7) Coulée à McKenville.



b. Après cette première incursion marine, une langue glaciaire s'est avancée vers le nord sur une distance minimale de 800 m. Les déformations glaciotectioniques de la coupe C, près du littoral actuel, en marque probablement l'extension maximale. La langue glaciaire a déposé à la base de la coupe A (unité 1) un till fossilifère constitué de sédiments glacio-marins remaniés, riche en éléments précambriens. Normalement, le till régional ne contient pas d'erratiques précambriens (Chauvin, 1984; Chauvin et David, 1987). Leur présence dans le till fossilifère est attribuée à des apports glaciels antérieurs à la récurrence. L'âge véritable de cette récurrence est difficile à préciser car la date de $11\ 800 \pm 240$ BP (GSC-3005) obtenue dans le diamicton reflète probablement l'âge moyen des débris coquilliers mélangés par le glacier.

c. Entre un peu plus de 10 890 BP et moins de 10 210 BP, fourchette chronologique qui correspond au Dryas récent, la marge glaciaire se stabilise contre le bord proximal du delta de contact glaciaire. La direction ONO des pendages au sein du delta traduit une alimentation par un cours d'eau juxtaglaciaire en provenance du flanc oriental de la langue glaciaire.

d. Après 10 210 BP, la marge glaciaire se retire vers le sud et la mer envahit à nouveau la vallée en amont du delta de contact glaciaire. Des argiles fossilifères s'y décantent jusqu'à 10 130 BP environ (coupe D).

e. Durant la régression marine, la surface du delta a été remodelée en crêtes de plages (unité 4). Vers 9740 BP, la partie occidentale du delta, moins élevée, a joué le rôle d'un seuil vis-à-vis des marées. Lors du flot, de puissants courants de marée y prélevaient de grandes quantités de sédiments grossiers, qu'ils entraînaient vers le sud dans la dépression en amont du delta, comme en témoigne le pendage des couches vers le sud-est (coupe D). Ainsi la terrasse au sud du delta de contact glaciaire correspond en fait à un vaste delta de marées.

f. Après 9740 ans BP, la mer s'est retirée de la vallée, faisant place au réseau hydrographique actuel. La partie occidentale du delta de contact glaciaire est désormais érodée par la rivière de l'Anse Pleureuse qui prend le relais des courants de marées. Le delta de contact glaciaire est sectionné en deux tandis que le delta de marée au sud est découpé en terrasses.

ÉDIFICATION D'UN DELTA DE CONTACT GLACIAIRE À MANCHE-D'ÉPÉE VERS 12 200 ANS BP

À 1,5 km du littoral, la vallée du ruisseau du Manche d'Épée est barrée sur les trois quarts de sa largeur par un bourrelet à sommet plat, de 30 m de hauteur (fig. 17 et 18A). Seul un étroit passage incisé par la rivière postglaciaire à travers le bourrelet assure le drainage de la vallée vers la mer. La masse principale du bourrelet, large de 475 m environ, est

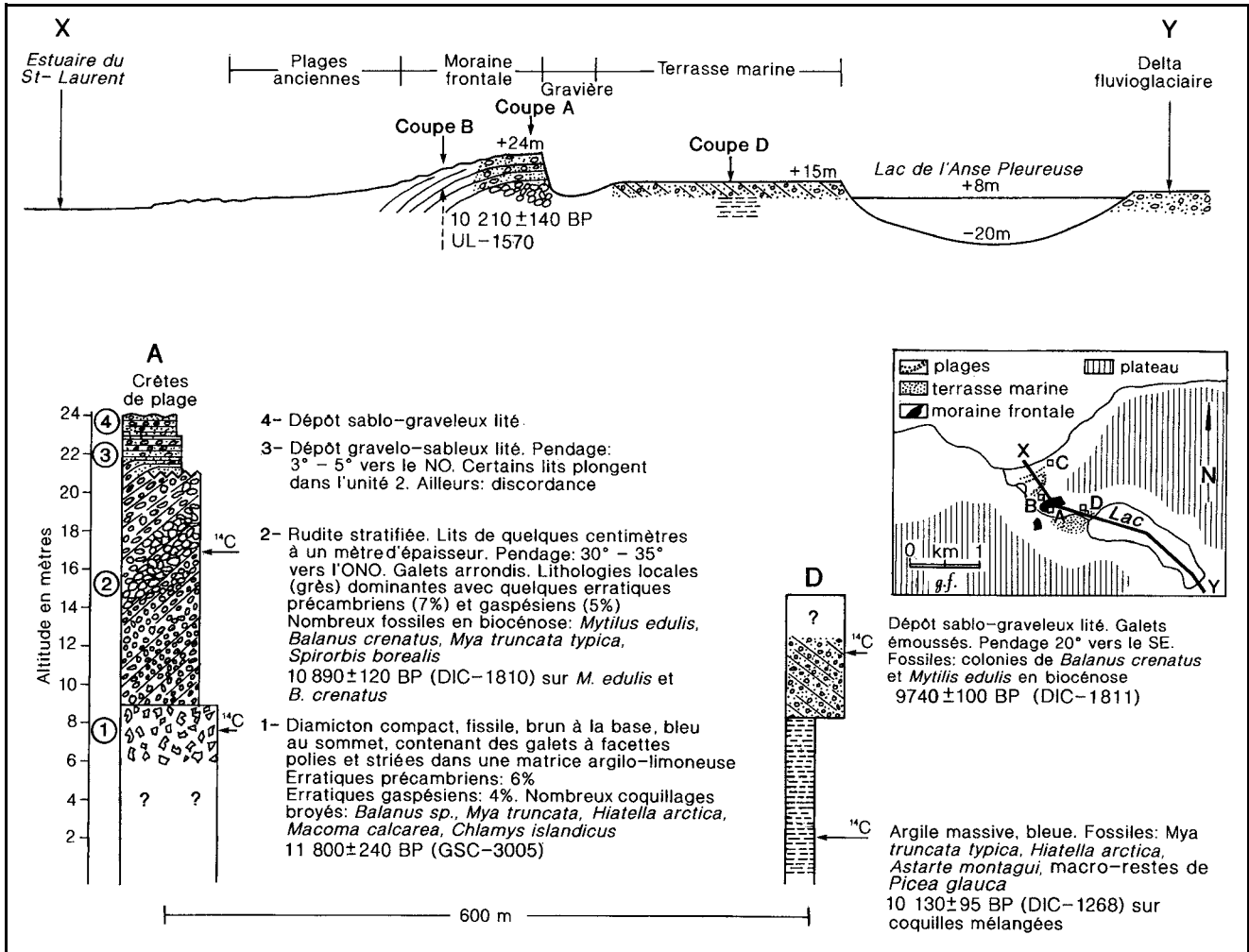


FIGURE 14. Géomorphologie et stratigraphie des dépôts meubles de la vallée de l'Anse-Pleureuse.

Geomorphological context and stratigraphy of the surficial sediments at the mouth of Anse Pleureuse valley



FIGURE 15. Photographie aérienne oblique montrant la partie aval de la vallée de l'Anse-Pleureuse. La flèche localise le bord proximal du delta de contact glaciaire. Photographie de J. de Lesseps, 1927, Archives nationales du Québec.

Aerial view of the mouth of Anse Pleureuse Valley. The arrow indicates the proximal edge of the ice contact delta. Photograph by J. de Lesseps, 1927, Archives nationales du Québec.

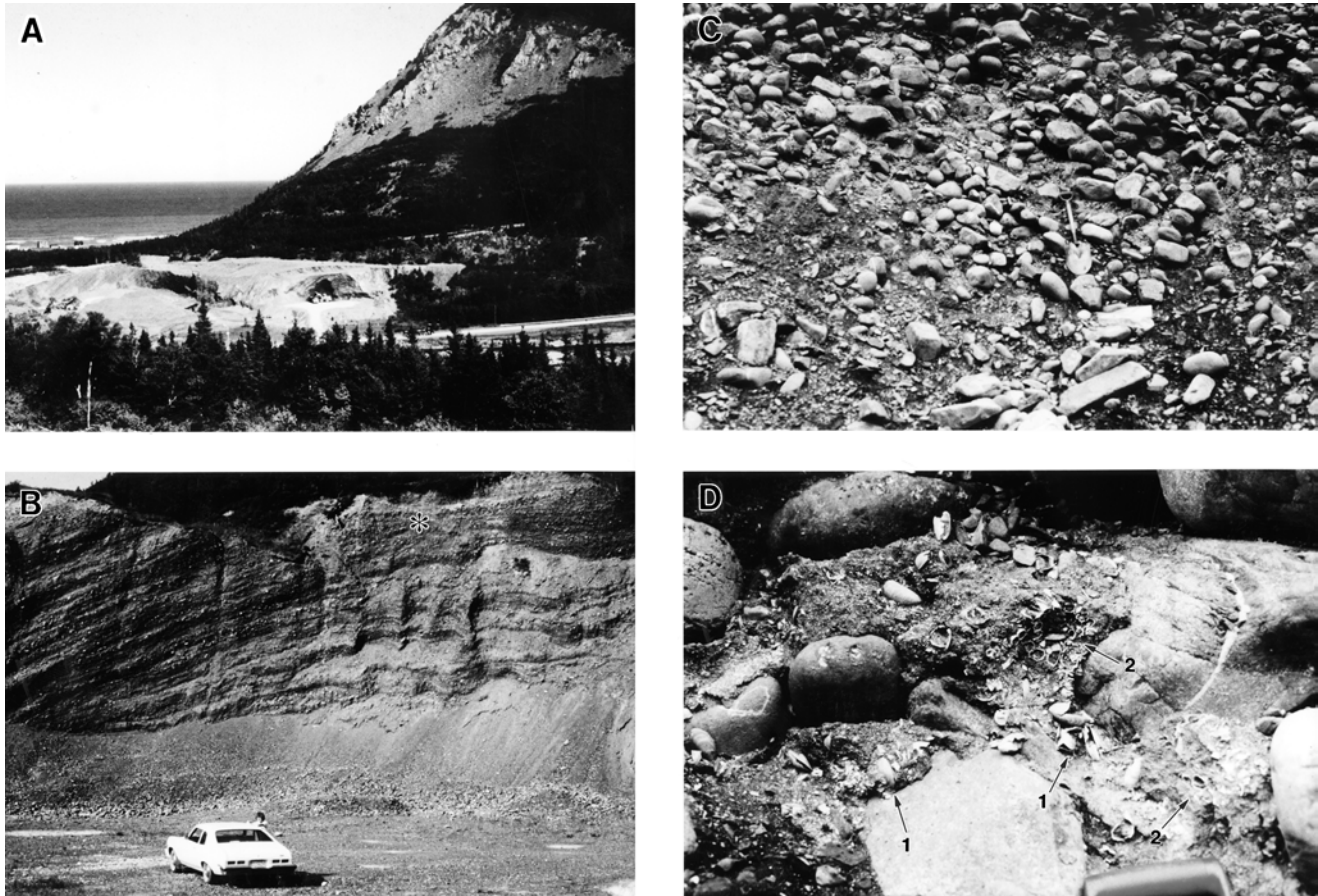


FIGURE 16. Le delta de contact glaciaire de la rivière de l'Anse Pleureuse. A) Vue d'ensemble du delta. B) Les lits frontaux du delta. L'astérisque souligne le contact entre les lits frontaux et les lits sommitaux du delta. C) Cliché montrant le gros calibre des éléments dans la partie distale du delta. La pelle donne l'échelle. D) Colonie de *Mytilus edulis* (1) et de *Balanus crenatus* (2) fossilisée en biocénose. Une date de $10\,210 \pm 140$ BP (UL-1570) a été obtenue à cet endroit.

*The Anse Pleureuse ice contact delta. A) general view of the delta. The asterisk indicates the contact between foreset and topset beds. B) delta foreset beds. C) coarse textured debris in the distal part of the delta. The shovel provides a scale. D) a biocenotic fossil assemblage of *Mytilus edulis* (1) and of *Balanus crenatus* (2). A date of $10\,210 \pm 140$ BP (UL-1570) has been obtained for this unit.*

située à l'est de la rivière. Un point coté sur la carte à 1/20 000 place son replat vers 55 m d'altitude. Une coupe naturelle, haute de 5 à 6 m, taillée par la rivière dans le bas du versant distal du bourrelet, expose une rudite stratifiée, bien triée, aux éléments émoussés (fig. 17, coupe A). Les lits plongent vers le nord selon un pendage de 20° - 25° (fig. 18B). Ces lits fortement inclinés correspondent aux derniers lits frontaux du delta. Des fragments de *Hiatella arctica* récoltés dans une passée diamictique au sein de la rudite stratifiée ont donné les datations suivantes : $12\,140 \pm 240$ BP (Beta-11505) et $12\,200 \pm 110$ BP (GSC-5977). Le bourrelet est limité au sud-est par un versant raide ($>20^{\circ}$) de 10 à 15 m de hauteur. En contrebas, apparaissent, le long du flanc oriental de la vallée, sur une distance de 500 m, plusieurs dépressions fermées (kettles) séparées par des buttes de sables et graviers (kames).

Ce bourrelet à sommet plat, placé en travers de la vallée, est une moraine frontale ou, plus précisément, « a *delta-moraine* » suivant la terminologie de Sugden et John (1976, p. 331-332). Après sa construction, vers $12\,140$ -

$12\,200$ BP, la langue glaciaire, inactive, aurait fondu sur place comme l'indique le modelé de décrépitude au sud (kames et kettles).

Le fond de la vallée au nord du delta de contact glaciaire est occupé par un système de terrasses étagées. De la terrasse supérieure, qui s'étendait jadis à l'ensemble de la vallée, il ne subsiste que deux lambeaux disjoints dont les replats passent de 35 m en amont à 25 m à l'embouchure de la vallée (fig. 17). Deux coupes situées à l'embouchure de la vallée (fig. 17, coupes B et C) montrent que cette terrasse correspond pour l'essentiel à un grand delta distal édifié entre $10\,710 \pm 95$ BP (DIC-1813) et $10\,460 \pm 100$ BP (DIC-1812). Ce delta (fig. 17, unité 4) repose sur un diamicton glacio-marin (unité 3) sus-jacent à des argiles silteuses laminées d'origine estuarienne (unité 1). Ces unités seront analysées en détail dans un article portant sur la Mer de Goldthwait (Gray et Hétu, en préparation).

En contrebas de la terrasse supérieure, le fond de la vallée se subdivise en deux paliers distincts (fig. 17). La terrasse intermédiaire s'étire sur près d'un kilomètre à l'ouest

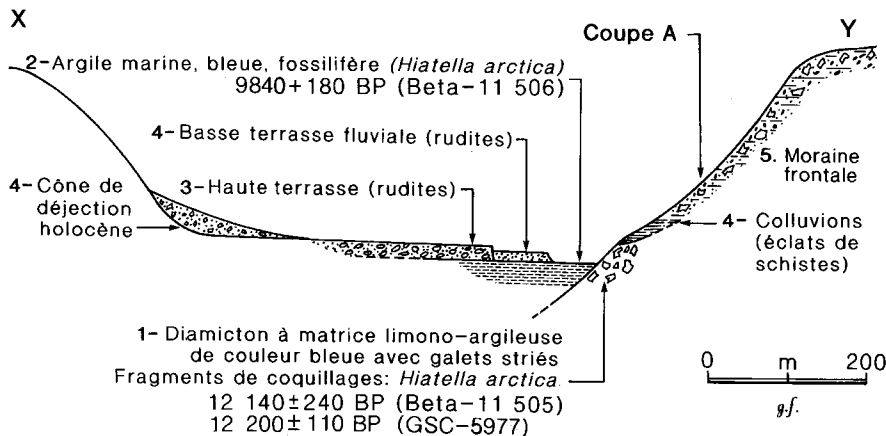
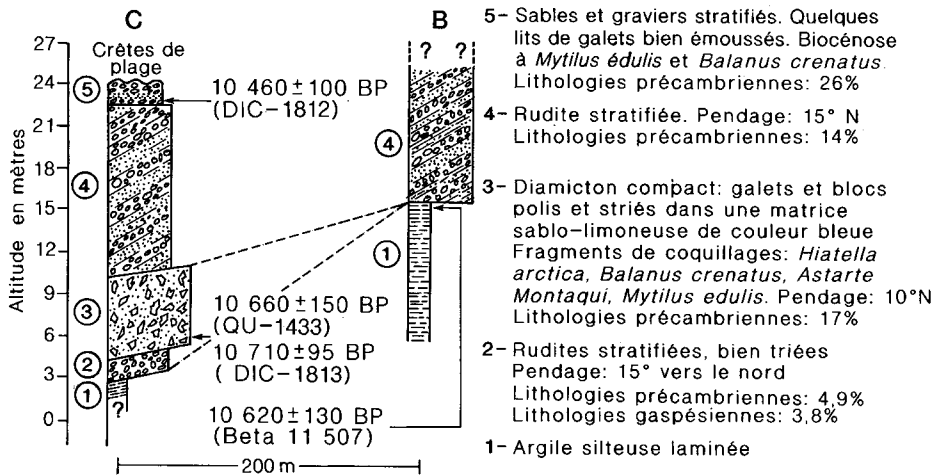
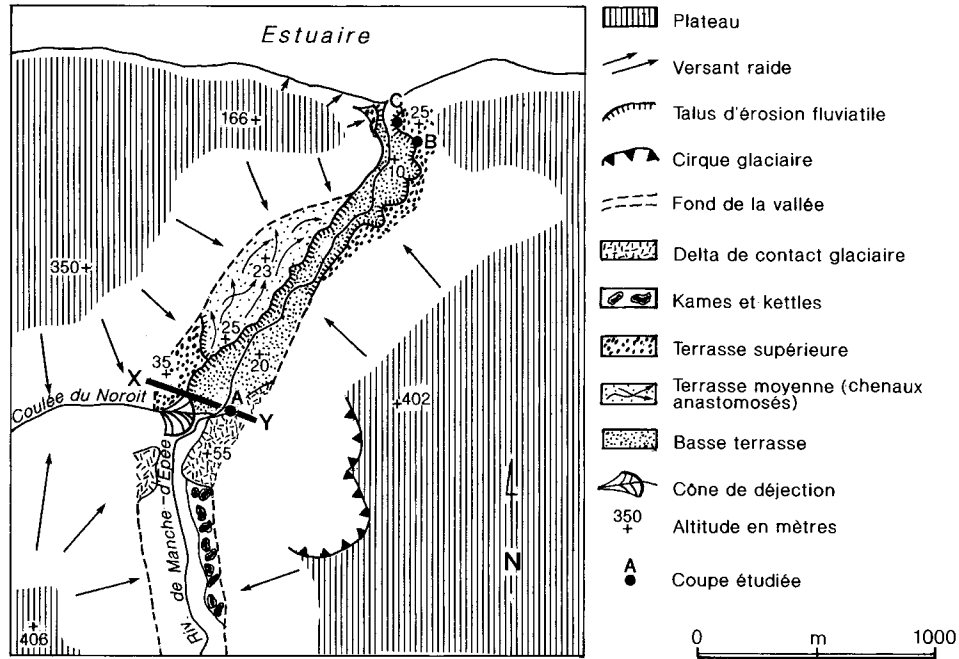


FIGURE 17. Géomorphologie et stratigraphie des dépôts meubles près de l'embouchure de la vallée du ruisseau de Manche d'Épée.

Geomorphological and stratigraphic context of the surficial sediments near the mouth of Manche d'Épée valley.

du ruisseau du Manche d'Épée, passant de 25 m au sud à moins de 23 m au nord. Elle montre en surface un chevelu très dense de chenaux anastomosés reliques, bien visibles sur les photographies aériennes (Q63114 : 62). Il s'agit probablement d'un épandage fluvio-glaciaire distal. Étant situé en contrebas de la terrasse supérieure, cet épandage est forcément postérieur à 10 400 ans BP. Il laisse supposer la présence tardive de masses glaciaires dans le bassin versant du ruisseau du Manche d'Épée. La basse terrasse au fond de la vallée correspond quant à elle au lit majeur contemporain de la terrasse Mitis, datée de 3500 à 2000 ans BP environ (Gray et Héту, en préparation).

LE DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DE LA VALLÉE DE LA RIVIÈRE MADELEINE

Ce delta, dont il ne subsiste plus qu'un petit lambeau à l'est de la rivière, s'est développé à l'embouchure d'une gorge étroite (~500 m), profonde de 200 m, incisée dans le substratum rocheux cambro-ordovicien (fig. 19 et 20). Il fossilise deux plates-formes d'abrasion littorale pré-wisconsiniennes, soit les niveaux N1 et N2 de Livernoche *et al.* (1985).

Le delta fluvio-glaciaire de la rivière Madeleine a été profondément modifié depuis son édification. La terrasse de 49 m (altimètre), à l'est de la rivière, correspond à la surface originelle du delta fluvio-glaciaire (fig. 19). Légèrement inclinée vers le nord-est, elle fait 1 km² environ. Trois dépressions fermées de 50 à 90 m de diamètre et profondes de 10 à 20 m, défoncent la zone apicale du delta. Il s'agit de kettles. Seule une petite section du front deltaïque originel, située dans la partie est de l'accumulation, à l'abri d'une colline rocheuse isolée qui la protégeait des houles en provenance du secteur est, a été conservée intacte après l'émergence. Dans les zones plus exposées au nord, deux terrasses d'érosion marine, limitées par des falaises mortes, découpent la partie distale du delta. Façonnées au cours de l'émergence, elles ont leur replat respectivement à 46 m et à 28 m d'altitude. La terrasse de 8 m et la flèche littorale qui la prolonge à l'ouest se sont formées durant l'équivalent nord-gaspésien de la transgression laurentienne de Dionne (1988 ; voir aussi Dionne et Coll, 1995) entre 4900 et 2900 BP (Gray *et al.*, 1987). Une falaise morte, taillée dans les sédiments du delta, en marque l'extension maximale. Le replat (~2 km²), qui s'étale entre 45 et 40 m d'altitude en rive gauche, correspond à une terrasse d'érosion taillée dans la masse du delta par la rivière Madeleine au cours de l'émergence. D'autres niveaux d'entaille fluviale d'extension plus limitée apparaissent en contrebas vers 20 et 7-8 m. Ces niveaux de terrasses qui découpent le delta, soit ceux de 46, 28, 20 et 7-8 m, appartiennent tous aux principales paléolignes de rivage de la région (Gray et Héту, en préparation).

Quatre coupes se déployant entre 1 et 40 m d'altitude ont permis de reconstituer la séquence stratigraphique composite présentée à la figure 20. Il n'y a pas de coupe dans la partie intacte du delta, à l'exception d'une petite coupe au front (coupe A).

1. Le diamicton exposé à la base de la coupe A est un till antérieur au delta (unité 1).



FIGURE 18. A) Vue générale du delta de contact glaciaire de Manche-d'Épée (bord distal) ; B) Coupe dans la zone frontale du delta. On y voit les derniers lits frontaux de delta, accumulés vers 12 100 BP.

A) General view of the Manche d'Épée ice contact delta (distal edge); B) Exposure in the frontal part of the delta, displaying foreset beds deposited at circa 12 100 BP.

2. L'unité limono-sableuse au-dessus du till, visible dans toutes les coupes, correspond aux lits de base du delta (unité 2), dont la mise en place a commencé vers 12 370 BP.

3. Au-dessus, les lits de sables et graviers fortement inclinés correspondent aux lits frontaux du delta (unité 3).

4. Les rudites (unité 4) au sommet de la coupe B n'appartiennent pas au delta dont elles sont séparées par une discordance d'érosion. Il s'agit d'un dépôt fluvial corrélatif du façonnement de la terrasse de 40-45 m, qui correspond en fait à un plan d'érosion taillé dans la masse du delta, durant l'émergence, probablement au cours d'une période de stabilité du niveau marin relatif. La ligne de rivage de 40-45 m, datée de 11 700 BP environ, est en effet l'une des plus nettes dans la région.

Le delta de la rivière Madeleine est donc un delta de contact glaciaire dont la construction a commencé vers 12 370 BP, dans un plan d'eau à + 49 m d'altitude relative.



FIGURE 19. Vue aérienne oblique (vers le sud) montrant le delta de contact glaciaire de la rivière Madeleine : a) surface du delta (50 m) ; b) terrasse fluviale de 46 m ; c) terrasse fluviale de 20 m ; d) terrasse marine de 8 m ; e) falaise morte soulignant la limite de la transgression laurentienne. Photographie de J. de Lesseps, 1927, Archives nationales du Québec.

Aerial view (towards the south) of the ice contact delta at the mouth of rivière Madeleine valley: a) original delta surface (50 m); b) fluvial terrace at 46 m; c) fluvial terrace at 20 m; d) marine terrace at 8 m; e) relic sea cliff indicating the limit of the Laurentian marine transgression. Photography by J. de Lesseps, 1927, Archives nationales du Québec.

LES DÉPÔTS DE CONTACT GLACIAIRE DE GRANDE-VALLÉE

Deux dépôts juxtaglaciaires associés à une langue glaciaire ont été observés dans cette vallée, le premier près de l'embouchure et l'autre à une distance de 7 km du littoral (fig. 21).

La moraine de grande-vallée

Constituée de sables et graviers stratifiés, elle est située à l'est du village, en position latérale par rapport à la vallée principale, entre l'escarpement bordant le plateau et une basse colline rocheuse allongée d'orientation E-O (fig. 21A). Cette accumulation entièrement azoïque culmine vers 45 m d'altitude. Le pendage des lits vers l'est et le nord-est, implique une source à l'ouest, en provenance de la vallée. Ce dépôt de contact glaciaire, qui renferme une fente de gel épigénétique fossile, s'est probablement mis en place au front d'une diffluence de la langue glaciaire principale (fig. 21A). La seule date disponible dans cette vallée a été effectuée par Veillette et Cloutier (1993) sur des coquillages marins récoltés à l'embouchure de la vallée (fig. 21A). Elle indique que l'embouchure de la vallée était déjà déglacée vers $12\,200 \pm 200$ BP (GSC-4321). Cette date fournit probablement un âge minimal pour la moraine de Grande-Vallée.

Le delta de contact glaciaire de Grande-Vallée-des-Monts

À 7 km du littoral (fig. 21B), la vallée est barrée aux trois quarts de sa largeur par un delta de contact glaciaire dont le replat est situé vers 40 m d'altitude (altimètre). Déjà cartographié par Dionne et Héroux (1964/65), Chauvin (1982) et le groupe ARGUS (1992), il repose sur un verrou rocheux en forme de grand dos d'âne poli et strié qui affleure dans le plancher de la gravière, sous le delta, à 29 m d'altitude (altimètre). Ce verrou, situé dans un coude de la vallée, correspond vraisemblablement à un ancien éperon de vallée fluviale qui a servi de point d'ancrage à la marge glaciaire (fig. 21B). La gravière expose des lits frontaux fortement inclinés plon-

geant vers le NE, visibles sur 12 à 15 m d'épaisseur, qui sont surmontés par une séquence de lits sommitaux subhorizontaux qui fait 1,5 à 2 m d'épaisseur. On observe localement, déformant les lits du delta, de grandes poches d'effondrement de 5 à 10 m de diamètre comblées au fur et à mesure qu'elles se formaient comme l'indique l'ampleur des déformations qui va en s'atténuant vers le haut. Il s'agit de kettles syngénétiques. Ce delta, sans doute construit dans la mer, est contemporain du littoral de 38 m, altitude qui correspond au contact entre les lits frontaux et la base des lits sommitaux. Étant dépourvu de fossiles, il n'a pu être daté directement. D'après la courbe d'émersion (Gray et Héту, dans Gray *et al.*, 1987), il se serait formé vers 11 000 BP.

LE DELTA DE CONTACT GLACIAIRE DE LA PETITE VALLÉE

L'embouchure de la vallée, entre la Coulée Desjardins et le littoral, a été comblée par un épandage sablo-graveleux d'environ 1 km de longueur et dont le replat, parcouru par un ancien méandre, s'étale entre 30 et 22 m d'altitude (fig. 22). Cet épandage a été découpé en terrasses durant le relèvement glacio-isostatique. L'incision fluviale postglaciaire a révélé la présence sous l'épandage d'une argile marine silteuse, fossilifère (*Macoma calcarea*, *Mya arenaria*), visible à plusieurs endroits dans le lit de la rivière. Trois dates réalisées par Chauvin (1984) et nous-mêmes sur des coquillages extraits de cette argile ont donné les résultats suivants : $13\,060 \pm 220$ BP (QU-1434) ; $12\,870 \pm 160$ BP (Beta-34765) et $12\,360 \pm 170$ (QU-1435). À la coupe PV1, l'épandage sablo-graveleux, qui fait 11 m d'épaisseur, repose sur un diamicton gris bleu, riche en blocs subanguleux, qui contient quelques menus fragments de coquillages (fig. 22). Le contact entre le diamicton et la base des sables et graviers sus-jacents est souligné par une mince couche d'argile silteuse contenant une biocénose à *Macoma calcarea* datée de $11\,000 \pm 160$ BP (Beta-11504).

L'épandage est dominé au sud, à 1,5 km du littoral, par un bourrelet à sommet plat large de 300 m qui barre presque complètement la vallée, à l'exception d'un passage étroit

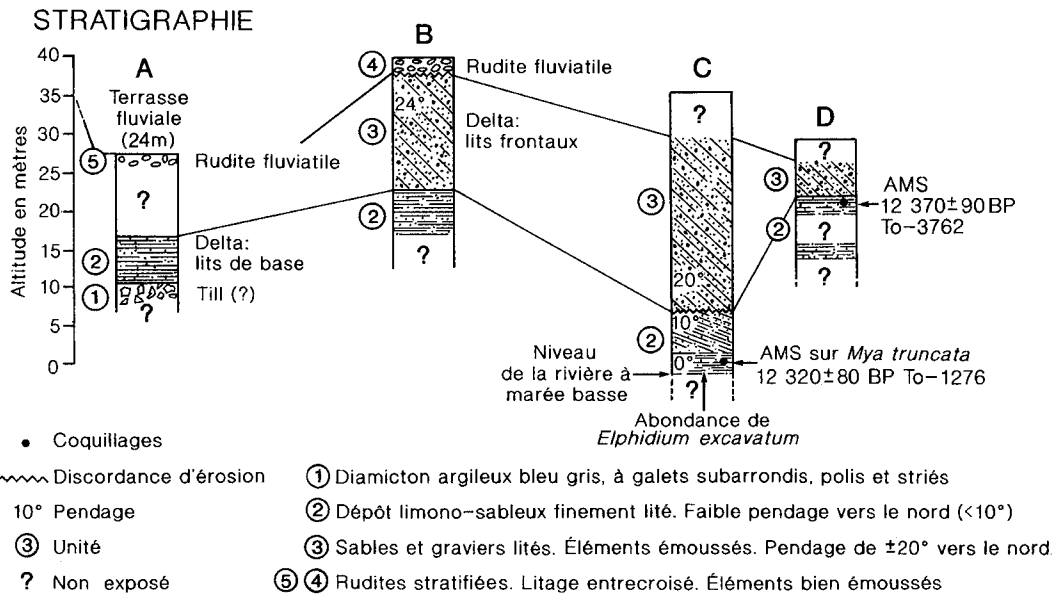
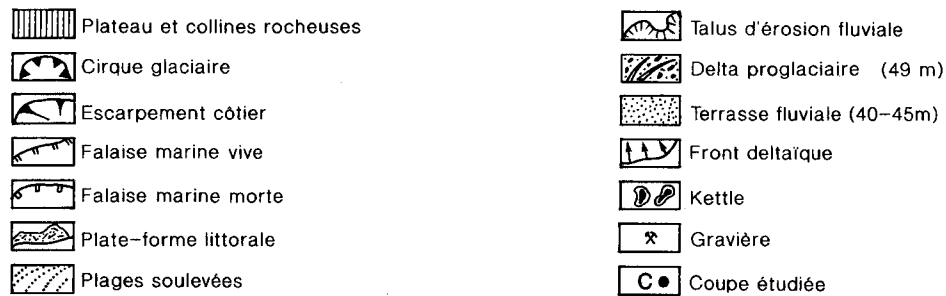
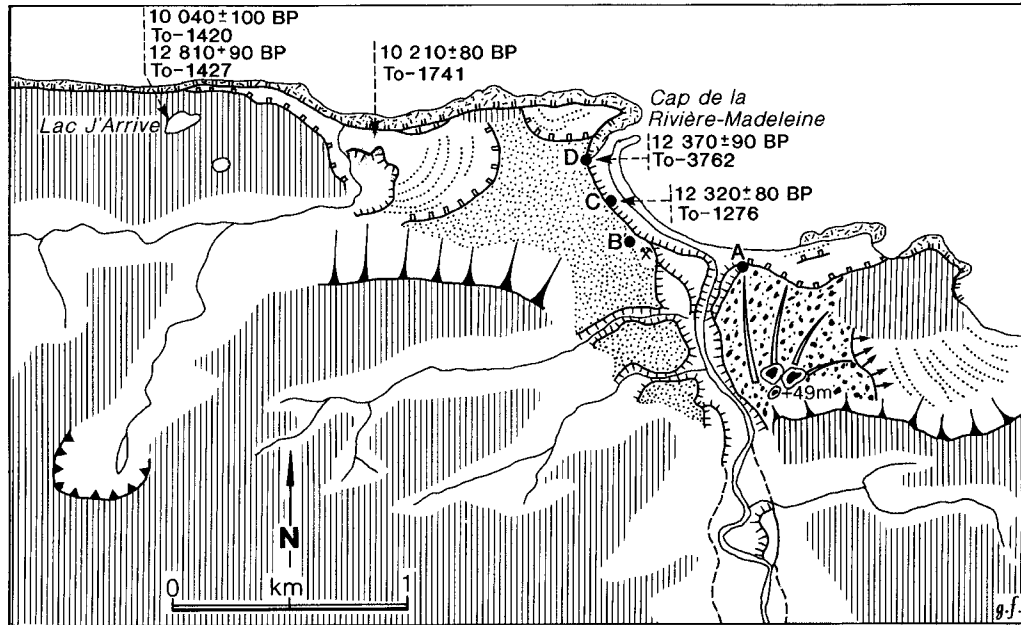


FIGURE 20. Contexte géomorphologique et stratigraphique du delta de contact glaciaire de la rivière Madeleine. *Geomorphologic and stratigraphic context of the ice contact delta at the mouth of Rivière Madeleine valley.*

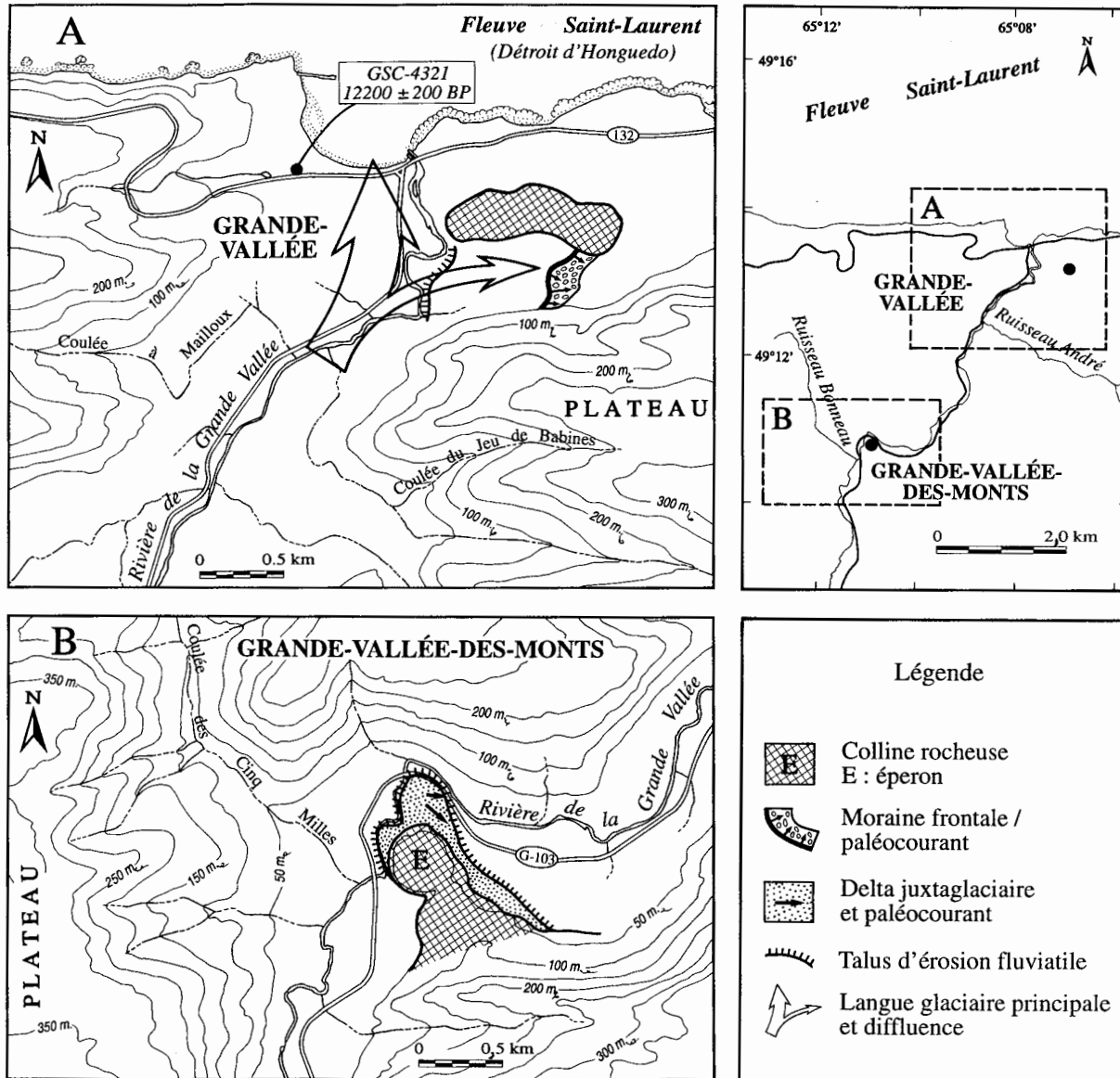


FIGURE 21. Les dépôts de marge glaciaire de la Grande-Vallée.

Ice marginal deposits at Grande Vallée.

incisé par la rivière durant l'émergence (fig. 22). Le replat sommital du bourrelet est situé vers 50-55 m d'altitude. Constitué de matériel sablo-caillouteux stratifié, visible dans un coude du ruisseau Desjardins, le bourrelet repose sur un seuil rocheux qui affleure le long du chemin. L'existence d'un talus bosselé d'une vingtaine de mètres de dénivellation à l'amont du bourrelet (fig. 22) traduit une mise en place au front d'une langue glaciaire de vallée dont la marge, en contact avec la Mer de Goldthwait, s'était probablement stabilisée au droit du seuil rocheux. Ce bourrelet à sommet plat est interprété comme un delta de contact glaciaire.

L'ensemble des données disponibles dans la Petite Vallée permet d'esquisser l'histoire suivante. La déglaciation, dans la partie aval de la vallée, remonte à plus de 13 060 ± 220 BP (QU-1434). Elle a été suivie par une lon-

gue période de sédimentation marine en eaux profondes qui s'est étirée sur environ 700 ans entre 13 060 et 12 360 BP. La mise en place du diamicton glacio-marin avant 11 000 BP témoigne probablement d'une réavancée de la marge glaciaire qui culmine avec l'édification du delta de contact glaciaire au sud, alors que le niveau marin relatif était encore vers 50 m d'altitude. D'après la courbe d'émergence, ce delta se serait édifié entre 12 500 et 12 000 BP. L'épandage sablo-graveleux au nord du delta de contact glaciaire s'est déposé, lui, après 11 000 BP alors que l'émergence des terres était déjà bien amorcée, peut-être lui aussi en contexte de marge glaciaire. Cet épandage ne trouve aucun prolongement au sud du delta où, de plus, il n'y a aucune trace de submersion marine, ce qui appuie l'hypothèse d'une déglaciation tardive en amont du delta de 50-55 m.

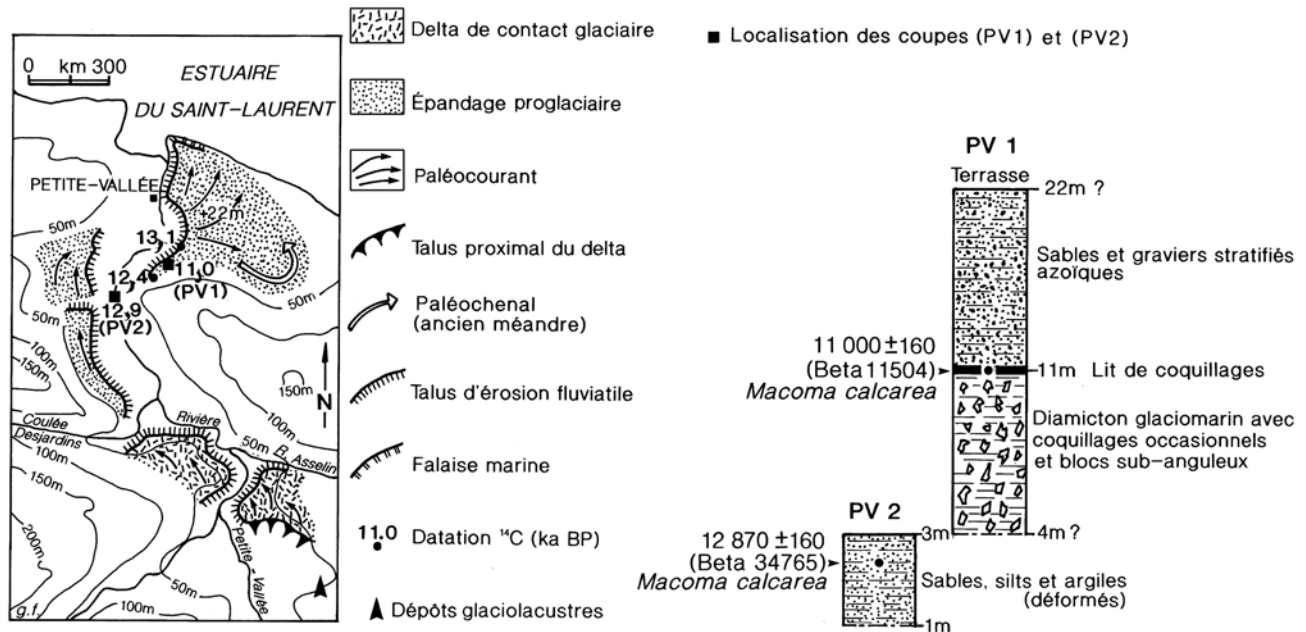


FIGURE 22. Les dépôts de marge glaciaire à Petite-Vallée.

Ice marginal deposits at Petite Vallée.

UNE GLACIATION DE CIRQUES DANS LA ZONE LITTORALE AU TARDIGLACIAIRE ?

La région étudiée comporte de nombreux cirques glaciaires (Hétu et Gray, 1985). Ils ont été cartographiés par photo-interprétation dans une bande côtière de 20 km de profondeur entre Sainte-Anne-des-Monts à l'ouest et Petite-Vallée à l'est. Trente des 44 cirques inventoriés se concentrent entre Rivière-à-Claude et Manche-d'Épée, dans une étroite bande côtière de 5 à 8 km de largeur (fig. 23A). À l'échelle de la Gaspésie septentrionale, la zone des cirques correspond au secteur où l'escarpement côtier atteint ses plus fortes dénivelées, soit 375 à 500 m. À l'ouest de Rivière-à-Claude et à l'est de Manche-d'Épée où l'altitude du plateau en bordure du littoral ne dépasse pas les 300 m, ils sont rares ou absents. Outre l'altitude, la présence entre Marsoui et Manche-d'Épée de vastes lambeaux de plateau, propices à la déflation éolienne, a probablement favorisé le développement des cirques dans ce secteur. Ceux-ci ne présentent toutefois aucune orientation préférentielle qui pourrait être interprétée en termes de paléovents. Leur absence dans le quadrant sud (fig. 23B) n'a aucune signification paléo-climatique ; elle s'explique par la rareté, à l'échelle régionale, des versants regardant vers le sud (Pelletier, 1997).

Si les cirques des monts McGerrigle datent vraisemblablement pour la plupart de l'englaciation (Hétu et Gray, 1985 ; Charbonneau et David, 1993), dans la frange côtière, quelques-uns au moins montrent des indices d'une activité tardiglaciaire. C'est le cas notamment du cirque de la Coulee du Bonhomme-François, à l'ouest du village de Mont-Saint-Pierre (fig. 13). Ce cirque domine un grand cône d'accumulation de 370 m de longueur, fortement incliné et à profil concave (fig. 24 et 25), qui n'est plus fonctionnel de nos jours. Le

cône est recoupé à la base par une falaise morte taillée par la Mer de Goldthwait et dont le pied se trouve à 25-30 m d'altitude. Une tranchée de 1,3 m de profondeur creusée à l'apex du cône montre un dépôt grossier, hétérométrique, vaguement stratifié, superposant des bancs décimétriques constitués de galets et de blocs de 5 à 35 cm de longueur et des couches de petits galets (3 à 5 cm). Galets et blocs, essentiellement des schistes et des grès, reflètent la composition du substratum local. Les éléments, aux angles à peine écornés, présentent un émoussé minimal. La mise en place de ce cône, par des écoulements hyperconcentrés très violents, requiert la présence d'un petit glacier de cirque dans la cuvette en amont. Compte tenu de son altitude, la falaise marine au pied du cône serait apparue vers 10 000 à 10 500 BP, ce qui place l'occupation du cirque au Tardiglaciaire, peut-être même durant le Dryas récent. Toujours à Mont-Saint-Pierre, un cône de débris fortement incliné habille une grande partie du versant qui s'étale sous la lèvre inférieure du cirque de la Coulee à Alphonse, près du dépotoir (fig. 13 et 26). Construit à l'écart du torrent actuel, il est complètement indépendant de l'hydrographie postglaciaire. Sa localisation indique une mise en place en contexte proglaciaire. Juste au nord, le double cirque glaciaire de la Coulee du Pain de Sucre (fig. 13 et 26) domine un delta sous-glaciaire édifié dans la Mer de Goldthwait entre 10 300 et 10 100 BP d'après l'âge des coquillages extraits de la terrasse marine dans lequel il se fond latéralement.

Enfin, plusieurs cirques arborent des bordures finement ciselées, traduisant une occupation relativement récente, c'est-à-dire postérieure à la calotte gaspésienne qui n'aurait pas manqué de les émousser, comme ce fut le cas dans les monts McGerrigle où la plupart des têtes de cirque sont arrondies (Baron-Lafrenière, 1983 ; Hétu et Gray, 1985). Les

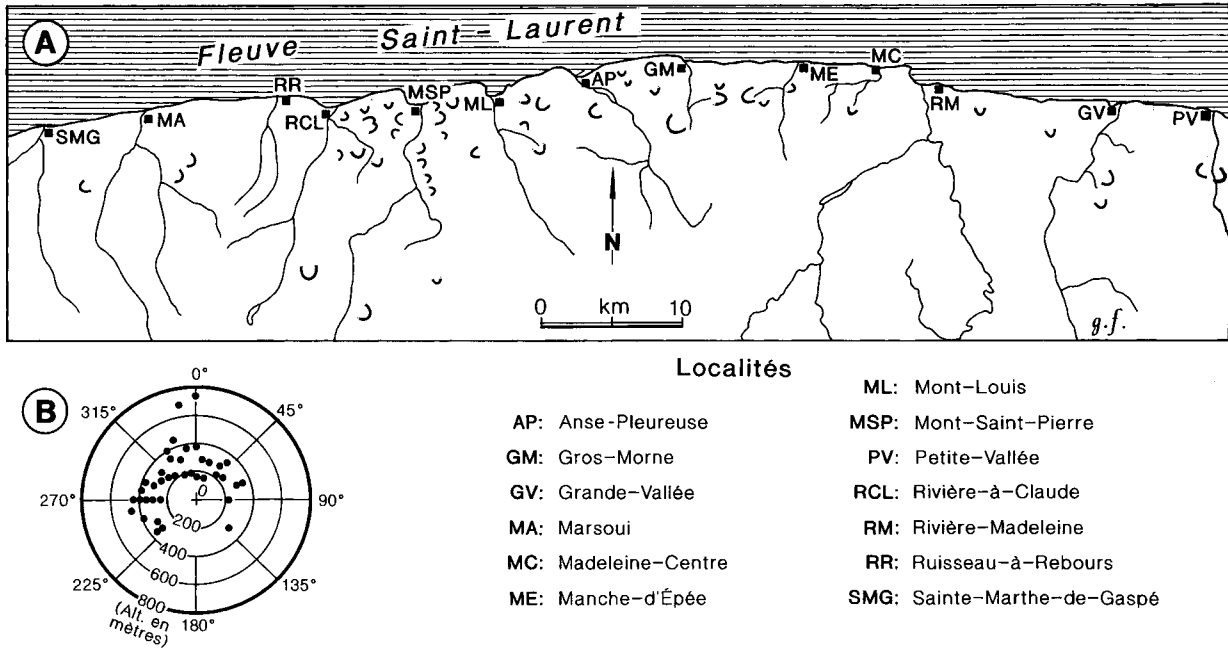


FIGURE 23. Les cirques glaciaires de la frange côtière. A) Répartition. B) Altitude et orientation des cirques glaciaires.

The glacial cirques of the coastal fringe. A) Distribution. B) Elevations and orientations of the glacial cirques.



FIGURE 24. Le cirque glaciaire de la Coulée du Bonhomme-François, à Mont-Saint-Pierre. Il domine un cône de déjection proglaciaire (astérisques) dont le bord distal a été recoupé par une falaise marine vers 10 300 BP.

The glacial cirque at the head of the Coulée du Bonhomme François, at Mont-Saint-Pierre. It dominates a subglacial or proglacial alluvial fan (asterisks), whose distal edge was steepened by marine sapping towards 10 300 BP.

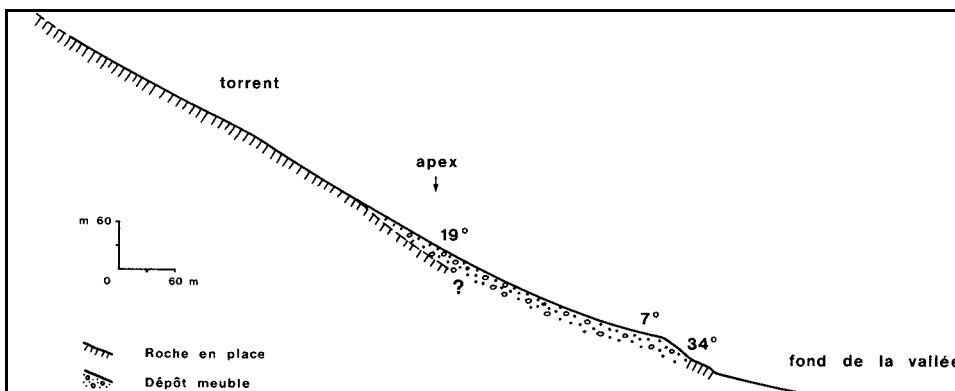


FIGURE 25. Profil en long du cône de déjection édifié par des écoulements fluvio-glaciaires issus du petit glacier de cirque qui occupait la cuvette de la Coulée du Bonhomme-François au cours du Dryas récent. La pente de 34° est une falaise morte du Dryas récent.

Long profile of alluvial cone built by meltwater discharge from a small glacier which occupied the cirque at the head of the Coulée du Bonhomme François during the Younger Dryas. The 34° slope is a Younger Dryas sea cliff.

FIGURE 26. Le modelé d'érosion glaciaire à Mont-Saint-Pierre : 1) le cirque glaciaire de la Coulée du Pain de Sucre. Il surplombe un delta fluvioglaciaire édifié durant le Dryas récent ; 2) la vallée suspendue de la Coulée à Layoute ; 3) le cirque glaciaire de la Coulée à Alphonse encadré par deux parois rocheuses elles-mêmes d'origine glaciaire. Le plateau sommital qui se découpe sur l'horizon correspond à la grande surface d'érosion gaspésienne.

Glacial erosional features at Mont-Saint-Pierre: 1) the glacial cirque at the head of the Coulée du Pain du Sucre. It overlooks a fluvio-glacial delta of Younger Dryas age; 2) the hanging valley of Coulée à Layoute; 3) the glacial cirque of the Coulée à Alphonse between two glacially steepened rockwalls. The summit plateau in the background belongs to the Gaspé Platform, the most extensive erosion surface along the north coast of the peninsula.



cirques de la Coulée du Noroît à Manche-d'Épée (fig. 27) et celui de la Coulée du Lac de la Pointe du Cèdre à l'Anse-Pleureuse en sont de beaux exemples.

DISCUSSION

LES ÉTAPES DE LA DÉGLACIATION DANS LE NORD DE LA GASPÉSIE

La déglaciation du littoral vers 13 300 BP

Le long des côtes déprimées par glacio-isostasie, la déglaciation s'accompagne d'une transgression marine. Pour déterminer l'âge de la déglaciation, le défi consiste à trouver, à l'échelle régionale, les plus vieux dépôts du paléodomaine marin. Dans la région à l'étude, l'escarpement côtier, forcément déglacé en premier, était peu propice à la sédimentation marine et encore moins à la conservation des sédiments durant l'émersion (fig. 2), d'autant qu'il est soumis depuis la déglaciation à une intense dynamique de versant (Hétu, 1991, 1995). Les coupes exploitables y sont de fait rarissimes. Il faut donc s'en remettre aux vallées. Mais ces dernières, longtemps occupées par des langues glaciaires émissaires, ont été déglacées après l'escarpement côtier. Dans ce contexte géomorphologique particulier, les premiers témoins de la déglaciation ne sont donc pas faciles à trouver. Le site de l'anse au Naufrage est le seul site côtier qui ne soit pas à l'embouchure d'une vallée. Il a livré la plus vieille date jugée fiable de la région, soit $13\,300 \pm 110$ BP (GSC 3071). Bien qu'un peu plus jeune, elle se rapproche des dates généralement admises comme âge minimal pour la déglaciation de la rive sud de l'estuaire, soit $\pm 13\,500$ BP (Lebuis et David, 1977 ; Dionne et Coll, 1995).

Les vieilles dates que nous avons obtenues à Marsoui, à Cap-au-Renard et à Ruisseau-à-Rebours, soit, respectivement, $14\,190 \pm 200$ BP (UL-1571), $14\,140 \pm 150$ BP (UL-

1573) et $13\,850 \pm 200$ BP (UQ-1084), ne sont pas considérées ici. Elles s'ajoutent aux quatre dates sur coquilles marines de plus de 13 600 BP dont on disposait jusqu'alors en Gaspésie (Veillette et Cloutier, 1993 ; Rappol, 1993 ; Dionne et Coll, 1995). Pour le moment, toutes ces dates sont considérées comme douteuses (Hétu, 1994 ; Dionne et Coll, 1995), et ce même si les plus vieilles semblent coïncider plus ou moins avec le début de la sédimentation marine postglaciaire dans le détroit d'Honguedo (To-2547 : $14\,040 \pm 240$ BP in Rodrigues *et al.*, 1993). En effet, partout où l'on dispose d'une deuxième datation sur les mêmes coquillages, celle-ci s'est révélée beaucoup plus récente. Ainsi à Saint-Fabien, Dionne et Coll (1995) ont obtenu une date au SMA² de haute précision de $13\,240 \pm 80$ BP (TO-4637) contre $14\,170 \pm 150$ BP (UL-1193) lors d'un premier essai. Pareillement, à Nouvelle, Veillette et Cloutier (1993) opposent un $12\,200 \pm 110$ BP (GSC-4545) à la datation de $13\,890 \pm 160$ BP (QU-275) obtenue initialement au même site par Lebuis et David (1977). Enfin, à Ruisseau-à-Rebours, notre datation initiale de $13\,850 \pm 200$ BP (UQ-1084) est devenue $13\,020 \pm 90$ BP (Beta-60895) lors d'une seconde analyse³. Ces quelques exemples soulignent le danger des dates isolées (Hétu, 1994 ; Dionne et Coll, 1995). Pour le moment, rien ne permet de remettre en question les premières estimations quant à l'âge de la déglaciation le long de la rive sud de l'estuaire, établi à $\pm 13\,500$ BP (Lebuis et David, 1977 ; Locat, 1976, 1977, 1978). En comptant la datation de l'anse au Naufrage (GSC-3071 : $13\,300 \pm 110$ BP), nous disposons maintenant d'un total de

2. Le sigle SMA désigne les datations obtenues par spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules.

3. La date de Cap-au-Renard (UL-1573 : $14\,140 \pm 150$ BP) a elle aussi donné un résultat beaucoup plus jeune lors d'un deuxième essai effectué sur les mêmes coquillages, soit $12\,800 \pm 130$ BP (Beta-144404).

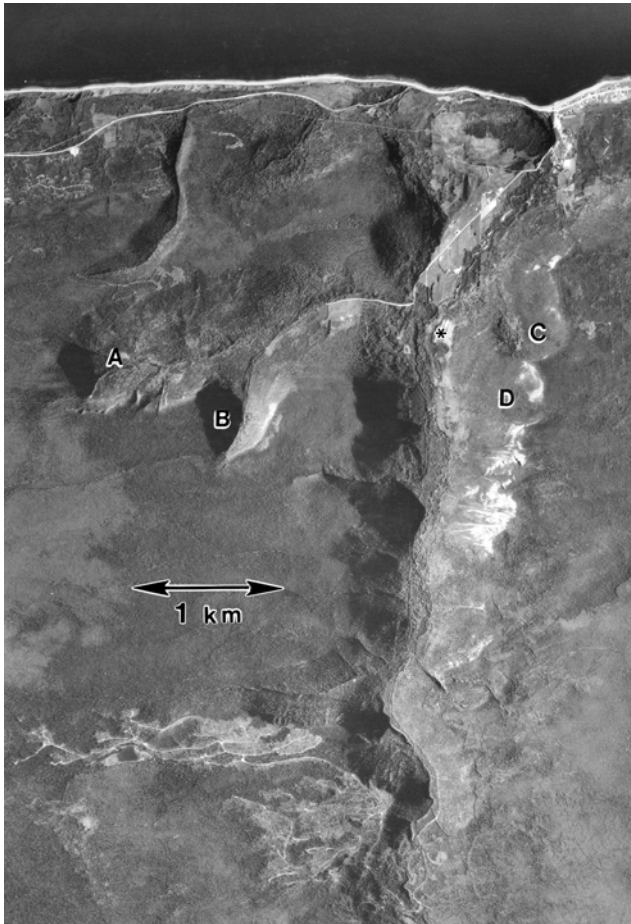


FIGURE 27. Vallée de Manche-d'Épée. A et B) Les cirques glaciaires de la Coulée du Noroit. C et D : petits cirques glaciaires dominant la vallée. Astérisque : delta de contact glaciaire du Dryas ancien. Photographie aérienne verticale à 1/15 840 du ministère des Richesses naturelles du Québec.

Manche d'Épée valley. A and B) Glacial cirques at the head of the Coulée du Noroit. C and D) Two small glacial cirques above the valley. Asterisk: ice-contact delta of Older Dryas. Vertical air photography at scale of 1 : 15 840, ministère des Richesses naturelles du Québec.

huit dates comprises entre 13 300 et 13 580 BP qui sont très cohérentes, compte tenu des écarts types, sur près de 400 km de côte entre l'Anse-au-Griffon à l'est et Saint-Fabien à l'ouest (Locat, 1976 ; Lebus et David, 1977 ; Allard et Tremblay, 1981 ; Rappol, 1993 ; Pichonnet, 1995 ; Dionne et Coll, 1995 ; Héту, 1998a).

UNE LENTE DÉGLACIATION DES VALLÉES ENTRE 13 300 ET 12 400 BP...

Les dates disponibles témoignent d'une transgression marine relativement tardive dans les vallées par rapport à la côte : 13 060 ± 220 BP (QU 1434) à Petite-Vallée (Chauvin, 1984), 13 020 ± 90 BP (Beta 60895) à Ruisseau-à-Rebours, 12 500 ± 120 BP (GSC 5877) à Marsoui (Gray *et al.*, 1997), 12 200 ± 200 BP à Grande-Vallée (Veillette, 1988), plus tardivement encore dans certaines vallées telles celles de l'Anse-Pleureuse, de Gros-Morne et de Rivière-à-Claude. Partout, la pénétration marine, qui ne dépasse pas 6 ou 7 km dans les

meilleurs cas (Mont-Saint-Pierre, Mont-Louis), reste modeste. Dans la plupart des vallées, elle est inférieure à 2 km. À l'instar des provinces maritimes canadiennes (Grant, 1992, 1994 ; Mott, 1994 ; Stea et Mott, 1998) et des côtes scandinaves (Mangerud *et al.*, 1979 ; Lundqvist, 1986), le processus de déglaciation entre 13 300 et 12 400 BP est plutôt lent.

...SUIVIE PAR UNE STABILISATION DES FRONTS GLACIAIRES ENTRE 12 400 ET 11 800 BP

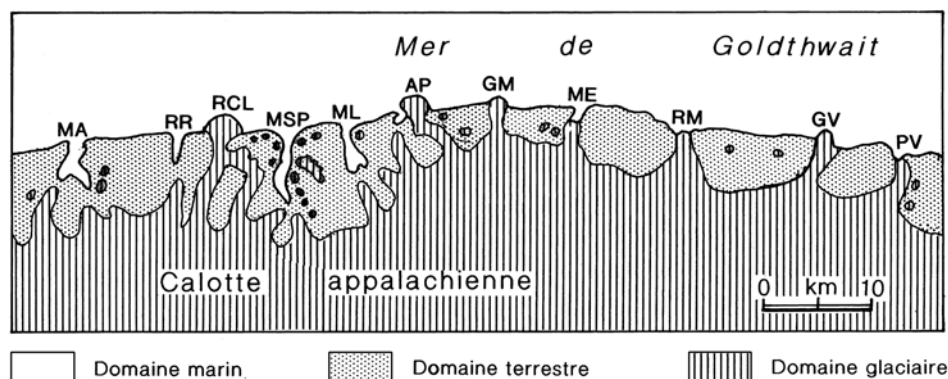
La période commençant vers 12 400 BP se signale par la mise en place de nombreux dépôts de marge glaciaire relativement volumineux, dont quelques deltas de contact glaciaire très bien datés. Parmi ceux-ci figurent celui de la rivière Madeleine édifié pour l'essentiel après 12 370 BP. Celui de la rivière à Claude, construit en contact avec la mer à partir de 12 380 BP, lui est contemporain. Il en est de même du delta de contact glaciaire du ruisseau de Manche d'Épée dont les derniers lits frontaux se mettent en place vers 12 200-12 140 BP. Le delta de contact glaciaire de la rivière de la Petite Vallée ainsi que la moraine de Grande-Vallée, mal datés, s'inscrivent probablement eux aussi dans cette période de stabilisation des fronts glaciaires, qui prend ainsi une dimension régionale. Le fait qu'elle implique simultanément plusieurs langues glaciaires distinctes laisse supposer une pause d'origine climatique sur laquelle nous reviendrons plus loin. Au niveau des langues glaciaires, cette stabilisation des fronts marque le passage d'une phase de recul, caractérisée par un bilan glaciaire négatif, à une phase dont le bilan glaciaire est mieux équilibré. Par endroits, le bilan glaciaire est même redevenu positif, comme l'indique la récurrence de l'anse au Naufrage, survenue après 12 600 BP.

La durée de cette pause, caractérisée localement par une réavancée des marges glaciaires, est difficile à établir avec certitude. La construction du delta de contact glaciaire de la rivière à Claude, commencée peu avant 12 380 BP, semble se poursuivre jusqu'à 11 800-11 700 BP au minimum. À Marsoui, la sédimentation silto-argileuse qui caractérise la vallée entre 12 500 et 11 950 BP, est brusquement interrompue vers 11 800 BP par la mise en place des lits frontaux d'un grand delta fluvio-glaciaire relié à un front glaciaire situé 3 km en amont. On note le même phénomène dans la vallée du ruisseau à Rebours où la sédimentation argileuse qui prévalait dans la vallée entre 13 020 et 12 600 BP est suivie par la construction d'un long delta fluvio-glaciaire qui colmate la vallée jusqu'à son embouchure. Dans la vallée de la rivière à la Marte, un grand delta fluvio-glaciaire situé à la même altitude que les deux précédents vient recouvrir des silts argileux marins vers 11 300 ± 100 BP (GSC 5888 ; date inédite de Gray). Cette progradation très rapide des deltas fluvio-glaciaires à partir de 12 600-12 500 BP et qui semble se poursuivre après 11 300 BP dans certaines vallées pourrait être reliée à une nouvelle avancée des langues glaciaires. Celle-ci a d'ailleurs été attestée à l'Anse-Pleureuse par la mise au jour, sous le delta de contact glaciaire, d'un till fossilifère daté de 11 800 BP.

Toutefois la chronologie des récurrences glaciaires déduite de la progradation des deltas ne semble pas parfaite-

FIGURE 28. L'étendue proposée pour le couvert glaciaire dans le nord de la Gaspésie durant le Dryas ancien. Voir la figure 23 pour les abréviations.

Proposed extent of glacial cover in the northern Gaspé Peninsula during the Older Dryas. See Figure 23 for abbreviations.



ment synchrone d'une vallée à l'autre. Plusieurs facteurs pourraient expliquer ce phénomène : 1) La localisation des fronts glaciaires par rapport à la tête des fjords juste avant la récurrence, sans doute très variable d'une vallée à l'autre, doit être prise en considération. 2) Le temps de réponse d'un front glaciaire à la suite d'un changement du bilan glaciaire peut varier suivant le contexte. Ainsi par exemple, les langues glaciaires qui occupaient les vallées des rivières Marsoui et Marsoui Est étaient peu alimentées par les cirques côtiers, mais presque exclusivement par la calotte glaciaire provenant du lointain massif des monts McGerrigle, à travers des cols de tête de vallée (Baron-Lafrenière, 1983 ; Gray et Héту, 1985 ; Gagnon, 1997). Dans ce contexte, les temps de réponse étaient probablement un peu plus longs par rapport aux vallées qui étaient bien pourvues en glaciers de cirque affluents. 3) Enfin, il faut tenir compte de la localisation des coupes par rapport à la tête des épandages fluvio-glaciaires. Le début de la sédimentation deltaïque sera d'autant plus tardif que la coupe est située loin en aval.

Ainsi, cette pause glaciaire accompagnée de récurrences dans certaines vallées, si bien identifiée sur la côte nord gaspésienne, ne s'est peut-être terminée qu'après 11 800 BP. On ne peut toutefois pas écarter la possibilité que les phénomènes datés entre 12 400 et 12 100 BP et ceux qui surviennent vers 11 800 BP correspondent en fait à deux épisodes glaciaires différents. Nous y reviendrons plus loin.

La figure 28 propose une reconstitution du couvert glaciaire entre 12 400 et 12 100 BP, c'est-à-dire durant la formation des principaux deltas de contact glaciaire de la région. On notera que dans plusieurs vallées les langues émissaires issues de la calotte de plateau sont encore très près des côtes. Dans les vallées qui ne présentent aucune trace de pénétration marine antérieure à 11 800 BP (rivière de l'Anse-Pleureuse), 10 750 BP (rivière à Claude) ou même 10 200 BP (rivière du Gros Morne), le front des langues glaciaires se trouvait probablement au-delà des côtes actuelles. Les indices sont ténus à l'Anse-Pleureuse et à Gros-Morne (preuve négative), mais il s'agit d'un fait établi dans la vallée de la rivière à Claude, comme le démontre le delta juxtaglaciaire observé sur la côte. Nous avons également représenté sur cette carte (fig. 28) plusieurs petits glaciers de cirque ayant donné naissance localement à des langues glaciaires de type alpin. La concentration des cirques près du littoral évoque un

paysage semblable aux côtes groenlandaises actuelles. Alors que l'hinterland groenlandais est sous l'emprise d'une calotte de plateau, la frange côtière est le théâtre d'une glaciation mixte caractérisée par la juxtaposition de langues glaciaires émissaires provenant de l'Inlandsis, de petits glaciers de cirques et de langues glaciaires de type alpin.

La période entre 11 800 et 11 000 BP demeure largement méconnue

Assez curieusement, nous ne disposons dans la région étudiée, pour cette longue fenêtre chronologique, que d'une seule date au ^{14}C dans, soit celle de $11\,300 \pm 100$ BP (GSC-5888 ; inédite) obtenue par J. T. Gray à la base d'une séquence deltaïque dans la vallée de Sainte-Marthe-de-Gaspé, 4 km à l'ouest de Marsoui. La chronologie de la déglaciation, pour cet intervalle, est donc très difficile à établir. L'absence de date dans cet intervalle pourrait s'expliquer de trois manières : 1) certaines vallées ne sont pas encore déglacées (rivière de Gros-Morne, rivière à Claude, rivière de la Petite Vallée) ; la mer ne peut donc y pénétrer (voir ci-dessous) ; 2) celles qui le sont sont le théâtre d'une intense sédimentation deltaïque progradante qui s'est traduite par le comblement des fjords en quelques siècles seulement (rivière Marsoui, rivière de Mont-Saint-Pierre, ruisseau à Rebours, rivière de Mont-Louis) ; 3) dans ce milieu confiné (vallée étroite), lieu de passage obligé des eaux fluvio-glaciaires dont les débits paraissent très élevés si l'on en juge par l'ampleur des épandages, les conditions écologiques n'étaient probablement pas très favorables à la faune benthique (faible salinité, taux de sédimentation élevé).

Une dernière pause glaciaire entre 11 000 et 10 200 BP

Les dernières manifestations glaciaires incontestables de la zone littorale sont situées dans les vallées de l'Anse-Pleureuse et de Grande-Vallée, donc dans la partie est du territoire à l'étude. À l'Anse-Pleureuse elles sont représentées par un imposant delta de contact glaciaire dont l'édification, commencée avant 10 800 BP, s'est poursuivie peu après 10 200 BP. Le delta de contact glaciaire de Grande-Vallée-des-Monts, mal daté (~11 000 BP d'après son altitude) lui est contemporain. Ces dépôts de marge glaciaire témoignent d'une déglaciation très tardive dans ce secteur de la côte. Ces

observations corroborent les dates obtenues par Richard *et al.* (1997) pour le début de la sédimentation organique dans les lacs de la région de Murdochville. C'est en effet dans ce secteur situé en amont des vallées de l'Anse-Pleureuse et de Grande-Vallée que furent obtenues les dates basales les plus jeunes de toute la péninsule, soit moins de 9000 ans BP dans certains cas. Ces dates appuient l'hypothèse de la persistance d'une petite calotte résiduelle jusque vers 9000 BP dans un secteur qui correspond précisément à la zone recouverte, à la fin de la glaciation, par le « Béland-Upper York River Ice Cap » de McGerrigle (1952) et dont l'extension a été précisée récemment grâce à l'analyse détaillée de la dispersion des indicateurs lithologiques, en particulier les skarns et les porphyres quartzo-feldspathiques associés à la minéralisation des Mines de Cuivre Gaspé de Murdochville (Chauvin, 1984 ; Chauvin et David, 1987). La répartition des erratiques à la fois dans les vallées et sur le plateau, dans une grande traînée en forme de pointe de tarte qui se rend jusqu'à la côte, indique qu'il s'agissait bien d'une calotte. Toutefois près des côtes, les vallées ont probablement subdivisé et canalisé les flux de glace dans des langues glaciaires émissaires bien individualisées dont les fronts étaient encore en contact avec la Mer de Goldthwait entre 11 000 et 10 200 BP.

Dans la zone littorale, certains glaciers de cirque se sont probablement maintenus jusqu'à la fin du Dryas récent. C'est ce que semblent indiquer les cônes de déjection et les deltas fluvio-glaciaires construits au débouché de certains cirques, en particulier ceux de la Coulée du Pain de Sucre à Mont-Saint-Pierre. Il est même possible que certains glaciers de cirque soient réapparus durant les refroidissements climatiques des Dryas ancien et récent, comme ce fut le cas au Dryas récent en Nouvelle-Écosse (Stea et Mott, 1998), dans les Appalaches du nord-est des États-Unis (Davis, 1999), dans les hautes terres du nord de la Grande-Bretagne (Sissons, 1979) et en Scandinavie (Mangerud *et al.*, 1979 ; Rapp *et al.*, 1986 ; Humlum, 1997 ; Hubbard, 1999).

La présence au-dessus des cirques gaspésiens d'un grand plateau propice à la déflation éolienne nous semble en effet très favorable à l'alimentation des glaciers de cirque (fig. 26 et 27), qui auraient donc pu réagir rapidement dans un contexte de changement climatique. L'existence de nombreux cirques glaciaires dans divers secteurs des Appalaches, dans les monts Notre-Dame au sud de Mont-Joli (Prichonnet et Desmarais, 1985), dans les Chic-Chocs (Lebuis et David, 1977 ; Héту et Gray, 1985 ; Charbonneau et David, 1993), sur les crêts du parc Forillon (Allard et Tremblay, 1981) et dans le Maine (Caldwell *et al.*, 1985), témoigne d'une importante phase glaciaire de type alpin qui n'a pas suffisamment retenu l'attention jusqu'à maintenant, compte tenu du haut potentiel que représentent les lacs de cirque dans le domaine des reconstitutions paléoclimatiques (Mangerud *et al.*, 1979).

La déglaciation finale des bassins côtiers de 10 200 à 9500 BP

Les basses vallées de la zone littorale sont occupées par de grands épandages gravelo-sableux qui se raccordent à des deltas. La morphologie de détail de ces épandages, dominée en surface par un chevelu très dense de chenaux

anastomosés, évoque un régime hydrosédimentaire de type proglaciaire. Ce régime était encore actif après 11 000 BP à Petite-Vallée et après 10 400 BP à Manche-d'Épée ; il s'est maintenu jusqu'à 10 000 BP environ dans les vallées des rivières à Claude, de Mont-Saint-Pierre et de Mont-Louis et jusqu'à 9500 BP enfin dans la vallée de la rivière du Gros Morne. Ces grands deltas indiquent la présence de masses glaciaires dans les bassins versants côtiers au moins jusqu'à la charnière Pléistocène-Holocène, peut-être même encore plus tardivement par endroits, interprétation qui cadre parfaitement avec la nouvelle chronologie proposée par Richard *et al.* (1997) pour la déglaciation des hautes terres situées en amont.

LE CADRE CLIMATIQUE DE LA DÉGLACIATION : ESSAI DE CORRÉLATIONS À L'ÉCHELLE AMPHI-ATLANTIQUE

Un réchauffement marqué vers 13 500-13 000 ans BP

Procédant des mêmes causes, soit un réchauffement climatique lié à la remontée relativement rapide du front polaire dans l'Atlantique nord (Duplessy *et al.*, 1981 ; Ruddiman et McIntyre, 1981 ; Koç Karpuz et Jansen, 1992 ; Lehman et Keigwin, 1992 ; Lowe *et al.*, 1994), l'accélération de la déglaciation à l'échelle de l'estuaire à partir de 13 500 BP s'inscrit dans le cadre d'un recul glaciaire généralisé touchant simultanément toutes les régions bordant l'Atlantique Nord (Sissons, 1979 ; Sissons et Walker, 1974 ; Rampton *et al.*, 1984 ; Dyke et Prest, 1987 ; Thompson et Borns, 1985 ; Grant, 1992, 1994 ; Lundqvist, 1986 ; Stea et Mott, 1998). Cet épisode s'est traduit dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent par une baisse importante de la salinité des eaux profondes en réponse à une augmentation sensible du vêlage et des apports fluvio-glaciaires d'origine continentale (Rodrigues *et al.*, 1993).

L'interstade de Bølling-Allerød

Les carottes glaciaires et marines révèlent un réchauffement climatique marqué au Groenland et dans l'Atlantique Nord vers 13 000 BP (Overpeck *et al.*, 1989 ; Lehman et Keigwin, 1992 ; Koç Karpuz et Jansen, 1992 ; Lowe *et al.*, 1994 ; Mayewski *et al.*, 1993 ; Kapsner *et al.*, 1995). Les données paléoécologiques terrestres, et en particulier les restes d'insectes, indiquent qu'un optimum climatique a été atteint dans plusieurs régions de l'Europe occidentale entre 13 000 et 12 500 BP (Atkinson *et al.*, 1987 ; Lowe *et al.*, 1994). Ce réchauffement marqué, qui se traduit par une accélération de la déglaciation à l'échelle amphiatlantique, souligne le début du grand interstade Bølling-Allerød qui prendra fin de façon non moins abrupte au début du Dryas récent (Anderson, 1997). En Gaspésie, la première partie de cet interstade (de 13 000 à 12 500 BP environ) se signale par un recul généralisé des langues glaciaires qui marqueront toutefois une pause importante au cours du Dryas ancien.

Le refroidissement du Dryas ancien

Les carottes prélevées dans la Mer de Norvège montrent que le climat de l'interstade Bølling-Allerød était en fait plutôt instable (Koç Karpuz et Jansen, 1992 ; Lehman et Keigwin,

1992). Ces carottes révèlent quatre périodes de refroidissement climatique d'ampleur croissante : BCP I, BCP II, OD I et OD II (tabl. II). L'un d'eux est particulièrement net sur le continent européen voisin où il a été mis en évidence par l'entremise de nombreux indicateurs stratigraphiques et paléocologiques. Il s'agit de la phase OD I de Koç Karpuz et Jansen (1992) où OD signifie « *Older Dryas* ». En Scandinavie, ce refroidissement s'est traduit par des pauses et des récurrences glaciaires touchant simultanément plusieurs secteurs entre 12 400 et 12 000 BP (Berglund, 1979 ; Mangerud *et al.*, 1979 ; Mangerud, 1980 ; Lundqvist, 1986). Ce refroidissement climatique a également été enregistré dans les séquences polliniques et les courbes isotopiques des lacs suisses, où il correspond à l'Oscillation d'Aegelsee (Lotter *et al.*, 1992), de même qu'en France et en Grande-Bretagne où il a été mis en évidence à partir des restes d'insectes fossiles (Ponel et Coope, 1990 ; Atkinson *et al.*, 1987). Qu'en est-il en Amérique du Nord ? Selon Lowe *et al.* (1994), aucun refroidissement climatique n'aurait touché le Canada oriental entre 12 500 et 12 000 BP. Au contraire, leur carte des tendances paléoclimatiques correspondant à cette période place toutes les régions alors déglacées du Canada atlantique sous la rubrique « *progressive warming or stable* » Il reste qu'il y a très peu de données sur cette période dans l'est canadien où les séquences polliniques postglaciaires ne remontent que très rarement avant 12 000 BP (Anderson et Macpherson, 1994 ; Mott, 1994 ; Richard, 1994a, 1994b ; Cwynar *et al.*, 1994). Il faut donc s'en remettre à d'autres indicateurs, en particulier dans le domaine glaciaire. Dès le début des années 1970, Mörner (1970, 1977) établissait un rapprochement entre la récurrence glaciaire de Trafalgar dans la région des Grands Lacs, celle de Fjärås dans le sud de la Scandinavie et celle de la Neva en Baltique orientale, toutes attribuées au Stade de Fjärås. Mais de tels rapprochements visant à relier des faits glaciaires géographiquement disjoints à une cause climatique commune n'ont que très rarement fait l'unanimité dans le contexte nord-américain où les récurrences glaciaires tardiglaciaires ont généralement été attribuées à des mécanismes relevant de la dynamique glaciaire (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981 ; Hardy, 1982 ; Gratton *et al.*, 1984 ; Clayton *et al.*, 1985 ; Teller, 1987 ; Paradis et Bolduc, 1999). Toutefois, lorsqu'une vague de récurrences mobilise simultanément plusieurs masses glaciaires indépendantes, on se doit, croyons-nous, d'envisager une cause climatique (voir Stea et Mott, 1998 à propos de la récurrence de Port-Huron). Or, c'est précisément ce que l'on observe au Canada et le nord des États-Unis dans la fenêtre chronologique correspondant à la phase OD I de Koç Karpuz et Jansen (1992). Dans la région des Grands Lacs, d'importantes crues glaciaires impliquant simultanément les lobes James, Des Moines et Supérieur ont été notées entre 12 400 - 12 000 BP (Clayton et Moran, 1982 ; Attig *et al.*, 1985 ; Johnson *et al.*, 1997). Elles semblent contemporaines des récurrences de la Phase d'Algona (~12 300 BP) dans les Prairies canadiennes et les régions adjacentes du nord des États-Unis (Fenton *et al.*, 1983 ; Mickelson *et al.*, 1983). En Nouvelle-Angleterre (New-Hampshire), la Récurrence de Littleton-Bethlehem, située vers 12 000 BP par Thompson *et al.* (1999), a été attribuée explicitement au refroidissement du Dryas ancien. Selon

Ridge *et al.* (1999), cette récurrence n'aurait toutefois atteint son extension maximale que vers 11 900 – 11 800 BP.

Le Québec n'est pas en reste. Dans les Cantons de l'Est, Parent et Occhietti (1999) signalent la construction d'une série de moraines frontales entre 12 550 et 12 100 BP. Près de Québec, LaSalle (1984) mentionne une réavancée de l'Inlandsis laurentidien dans la Mer de Champlain peu après 12 400 BP. Rappol (1993) a noté près de Rivière-du-Loup un till riche en cailloux d'origine précambrienne qui surmonte des argiles marines à *Portlandia arctica* datées de 12 450 ± 160 BP (TO-948). Dans la région de Rimouski, Rappol (1993) et Héту (1998a) rapportent plusieurs indices attestant une réavancée de la glace appalachienne dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. En Gaspésie orientale, plus précisément à l'Anse-au-Griffon, les coupes ouvertes dans une petite moraine frontale édifiée en contact avec la mer vers 12 340 BP révèlent des indices de poussées traduisant une réavancée de la langue glaciaire qui occupait la vallée (Allard et Tremblay, 1981). Des avancées glaciaires remontant à la même époque ont été mises en évidence sur le pourtour de l'île d'Anticosti où elles sont associées à une petite calotte résiduelle. Dans la moitié occidentale de l'île, la Moraine de Sainte-Marie superpose, suivant les coupes, de une à six couches de till déposées entre 12 470 et 11 690 BP (Painchaud *et al.*, 1984). Les auteurs y reconnaissent de deux à quatre crues glaciaires mineures. Dans la partie centrale de l'île, Gratton *et al.* (1994) rapportent une récurrence mineure qu'ils situent approximativement vers 12 000 BP.

Ces poussées glaciaires, qui surviennent simultanément dans une fourchette chronologique relativement étroite, plaident en faveur de l'hypothèse climatique, d'autant plus qu'elles impliquent des masses glaciaires indépendantes. La pause glaciaire mise en évidence simultanément dans plusieurs vallées gaspésiennes entre 12 400 et 12 000 BP s'inscrit elle aussi dans ce cadre, celui du Dryas ancien.

D'autres récurrences glaciaires survenues avant 12 400 BP dans la région de Québec (Paradis et Bolduc, 1999) et les provinces maritimes (Grant et King, 1984 ; Grant, 1992) pourraient coïncider avec les refroidissements BCP I et BCP II de Koç Karpuz et Jansen (1992) (tabl. II). Elles n'ont pas d'équivalent connu dans le nord de la Gaspésie.

Un refroidissement vers 11 800 BP ?

Comme nous l'avons indiqué plus haut, les événements notés vers 11 800 BP peuvent être la manifestation tardive d'une longue période de refroidissement amorcée vers 12 500 BP, mais ils pourraient également constituer un épisode à part. Il existe en effet dans l'est du Québec des indices, peu nombreux il est vrai, mais tout de même probants, indiquant une réavancée des marges glaciaires vers 11 800 BP. Près de Rivière-du-Loup, un segment de la Moraine de Saint-Antonin renferme une lentille de till contenant des fragments de *Portlandia arctica* qui ont fourni une date au SMA de 11 720 ± 160 BP (TO-947). D'après Rappol (1993), ce till serait relié à une récurrence de l'Inlandsis laurentidien à travers l'estuaire du Saint-Laurent vers 11 800 BP. À l'autre bout de la péninsule gaspésienne, plus précisément à Rivière-au-Renard, Allard et Tremblay (1981) rapportent une

TABLEAU II

Essai de corrélations entre les périodes froides tardiglaciaires mises en évidence en Suisse et dans l'Atlantique Nord et les pauses et récurrences glaciaires tardiglaciaires observées en Scandinavie et en Amérique du Nord.
Les âges entre parenthèses sont indiqués en ka BP.

Atlantique Nord		Suisse		Amérique du Nord		
				Ouest canadien et Nord des USA	Bas St-Laurent et Gaspésie	Maritimes et Côte-Nord
HM 79-6/4	Troll 3.1		Préboréal (± 9,5)	Réurrence de la Phase d'Emerson (9,9 – 9,5)	Glaciers rocheux reliques	Moraine de la Côte-Nord
YD II (10,0 – 9,6)	PB (± 9,7)	Récurrences glaciaires : 9,9 ; 9,6 et 9,3 ka BP			Pauses glaciaires : Anse-Pleureuse (10,9 – 10,2) Grande-Vallée-des-Monts ?	Pauses et récurrences glaciaires en Nouvelle-Écosse, à Terre-Neuve et au Nouveau-Brunswick
YD (11,2 – 10,2)	YD (11,2 – 10,5)	Récurrences et pauses glaciaires : Trøtta (11,0 – 10,5) Tromsø-Lyngen (11,0 – 10,0) Moraines de Ra (10,8 – 10,0)	Dryas récent			Solifluxion
			Oscillation de Gerzensee (peu avant 11,0)	Réurrence de Marchand	Début de la sédimentation deltaïque à l'Anse-Pleureuse avant 10,9 ka BP	Oscillation de Killarney (11,2 – 10,9)
OD II (11,8 – 11,5)	IACP (± 11,7)	Données polliniques : Liastemmen (11,7) Utsira (11,75)		Réurrence de la Phase de Cass (11,7) Réurrence de Two Rivers (11,8)	Récurrences glaciaires : Anse-Pleureuse (11,8) ? Rivière-du-Loup (11,7) Rivière-au-Renard (11,8) Anticosti (11,7)	
OD I (12,3 – 12,0)	OD (± 12,5)	Récurrences et pauses glaciaires : Rogaland (12,38 – 11,97) Hordaland (12,4 – 12,0) Kristiansund (12,09) Andøya (12,5 – 12,0)	Oscillation d'Ægelsee (12,3 – 12,0)	Récurrences de la Phase d'Algona (12,3)	Pauses et récurrences glaciaires : Rivière à Claude (12,3) Manche-d'Épée (12,2 – 12,14) Rivière-la-Madeleine (12,3)	Récurrences glaciaires : Belles Amours (12,6 – 12,0) ? Baie Verte (après 12,5) Nord du Nouveau-Brunswick
BCP II (12,5 – 12,4)		Récurrences et pauses glaciaires : Andøya (12,5 – 12,0) Moraine de Berghem (12,4)			Réurrence de l'Anse au Naufrage (après 12,6) ?	
BCP I (12,9 – 12,8)		Moraine de Göteborg (12,8 – 12,6)				Pauses et récurrences glaciaires : Robinson's Head Drift ((12,6)) Moraine de Piedmont (12,8 - 12,6)

Signification des acronymes : BCP : *Bølling cold period* ; IACP : *Intra-Allerød cold period* ; OD : *Older Dryas* ; PB : *Préboréal* ; YD : *Younger Dryas*

poussée glaciaire tardive en milieu marin vers 11 810 BP. À l'île d'Anticosti, les dernières nappes de till qui composent la Moraine de Sainte-Marie se sont déposées vers 11 690 BP (Painchaud *et al.*, 1984). Ces poussées glaciaires sont contemporaines de la récurrence de Two Rivers (*Greatlakean Stade*) dans la région des Grands Lacs (Eschman et Mickelson, 1986 ; Kaiser, 1994) et de celles de la Phase de Cass dans le sud Prairies canadiennes et le nord des États-Unis (Fenton *et al.*, 1983). Elles coïncident également avec un refroidissement climatique bien marqué dans l'Atlantique nord, soit l'*OD II Cold Period* (Koç Karpuz et Jansen, 1992) corrélé avec l'*Intra-Allerød Cold Period* de Lehman et Keigwin (1992) (tabl. II). Mais la réalité de cet événement doit être évaluée avec prudence dans la mesure où il concorde également avec un plateau de ^{14}C (Hughen *et al.*, 1998) ! Dans ce cas, ce regroupement des dates ^{14}C autour de $\pm 11\,700$ BP pourrait n'être qu'un artefact.

Le Dryas récent

Les pauses glaciaires observées à l'Anse-Pleureuse et à Grande-Vallée-des-Monts entre 11 000 et 10 200 BP pourraient elles aussi avoir une origine climatique. Ces pauses, qui correspondent dans le temps au refroidissement du Dryas récent (Wright, 1989 ; Anderson, 1997), sont contemporaines d'un cortège de récurrences glaciaires mobilisant simultanément l'Inlandsis laurentidien (LaSalle et Elson, 1975 ; Occhietti, 1980 ; Lasalle et Shilts, 1993 ; Dionne et Occhietti, 1996) et les calottes régionales qui occupaient alors les provinces maritimes de l'est canadien (Stea et Mott, 1989 ; Grant, 1969a, 1969b, 1972a, 1972b, 1992, 1994 ; Lamothe, 1992). Dans les Maritimes, la réalité de ce refroidissement, attesté par de nombreux indicateurs paléocologiques, ne fait maintenant plus aucun doute (Mott *et al.*, 1986 ; Walker *et al.*, 1991 ; Cwynar *et al.*, 1994 ; Mott, 1994 ; Anderson et MacPherson, 1994 ; Levesque *et al.*, 1997 ; Miller, 1996, 1997). Il a également été reconnu dans de nombreuses séquences polliniques du nord-est des États-Unis (Wright, 1989 ; Davis, 1999).

Dans l'estuaire du Saint-Laurent, le refroidissement du Dryas récent se signale par une extension marquée du couvert de glace saisonnier, comme l'ont démontré de Vernal *et al.* (1993, 1996) à partir de l'étude des kystes de dinoflagellés. En milieu terrestre, par contre, les choses sont moins claires. En Gaspésie septentrionale, la plupart des cuvettes lacustres n'ont été déglacées qu'à l'Holocène inférieur (Richard *et al.*, 1997). L'évolution climatique régionale avant 10 000 BP est donc très difficile à cerner par les méthodes paléocologiques usuelles. Les meilleures séquences polliniques disponibles dans le nord de la Gaspésie proviennent de deux lacs côtiers situés près de Madeleine-Centre, les lacs J'Arrive et à Euloge (Marcoux et Richard, 1995). Ces deux séquences polliniques révèlent un refroidissement qui survient durant la phase de toundra herbeuse, avant 10 040 BP, que les auteurs situent entre 10 700 et 10 400 BP à la fois par interpolation (lac J'Arrive) et extrapolation (lac à Euloge), sur la base d'un taux de sédimentation présumé constant. Il se pourrait en effet qu'il corresponde au refroidissement du Dryas récent comme l'ont proposé Marcoux et

Richard (1995), mais l'absence de contrôles chronologiques intermédiaires avant 9730 BP au lac à Euloge et entre 12 810 BP et 10 040 BP au lac J'Arrive incite à la prudence, d'autant plus que les conditions de sédimentation ont pu changer considérablement durant le Tardiglaciaire, en particulier au lac J'Arrive. Celui-ci occupe en effet une petite cuvette qui a été submergée par la Mer de Goldthwait vers 12 810 BP, comme en témoignent les argiles marines fossilifères qui en tapissent le fond.

Les données géocryologiques sont plus éloquentes. Dans l'Est du Québec, le refroidissement du Dryas récent est attesté par un cortège de formes périglaciaires impliquant l'existence du pergélisol : 1) des coins de glace pérennes dans la région de Charlevoix (Govare et Gangloff, 1989), en Gaspésie (Hétu, 1986) et dans le Bas-Saint-Laurent où ils sont organisés en réseau à maille décimétrique bien visible sur les photographies aériennes (Hétu, 1994 ; 1996) ; 2) des glaciers rocheux dérivant de talus d'éboulis, qui sont relativement bien datés dans la vallée de la rivière à Pierre (Archambault, 1991 ; Archambault *et al.*, 1991 ; Hétu et Gray, 2000). Dans les Maritimes, des phénomènes périglaciaires reliques, tels des fentes de gel fossiles (Bornes, 1965 ; Brookes, 1971 ; Eyles, 1977) et des dépôts de solifluxion (Stea et Mott, 1989), ont également été attribués au refroidissement du Dryas récent (Anderson et MacPherson, 1994). Ainsi se dessine peu à peu dans l'est du Canada une paléogéographie du Dryas récent aussi riche qu'elle peut l'être en Europe occidentale (Sissons, 1979 ; Atkinson *et al.*, 1987 ; Lotter *et al.*, 1992 ; Lowe *et al.*, 1994 ; Magny, 1995 ; Hubbard, 1999).

Le refroidissement de Killarney (11 200 à 10 900 BP), mis en évidence au Nouveau-Brunswick et dans le sud-est du Maine (Lévesque *et al.*, 1993, Cwynar *et al.*, 1994), ne semble pas avoir été enregistré dans le modèle de déglaciation nord-gaspésien, peut-être parce qu'il se confond avec la réavancée du Dryas récent. D'ailleurs à l'Anse-Pleureuse, la formation du delta de contact glaciaire attribué au Dryas récent a commencé en réalité avant 10 800 BP sans que l'on puisse préciser exactement quand. Il se peut que ce delta de contact glaciaire cumule en fait les influences conjuguées des deux périodes froides. Mais on doit également envisager la possibilité que l'oscillation de Killarney n'ait tout simplement pas été ressentie dans le nord de la Gaspésie, en raison du très fort gradient latitudinal de température qui prévalait durant cette période (Lévesque *et al.*, 1997).

La déglaciation finale des têtes de vallée après le Préboréal

Comme c'est le cas en Scandinavie (Lundqvist, 1986), des masses de glace importantes étaient encore présentes sur les plateaux intérieurs de la Gaspésie durant le Préboréal et il n'est pas impossible que de petits glaciers locaux s'y soient maintenus jusqu'au Boréal (Richard *et al.*, 1997).

CONCLUSION

Replacées d'abord dans le contexte des récurrences tardiglaciaires de l'est canadien, puis confrontées ensuite à

l'ensemble des enregistrements paléoclimatiques à l'échelle amphi-atlantique (Atkinson *et al.*, 1987 ; Lotter *et al.*, 1992 ; Lehman et Kegwin, 1992 ; Koç Karpuz et Jansen, 1992 ; Magny, 1995), les étapes de la déglaciation en Gaspésie septentrionale prennent une autre signification (tabl. II). Depuis l'amorce du processus vers 13 500 BP, en passant par les récurrences et pauses glaciaires des Dryas ancien et récent, les grandes étapes de la déglaciation gaspésienne concordent avec les principales fluctuations climatiques de l'Europe de l'ouest, elles-mêmes modulées par la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord (Lowe *et al.*, 1994 ; Magny, 1995). Ce parallélisme montre que la déglaciation répond, de part et d'autre de l'Atlantique, au même « *forcing* ». Les données présentées ici soulignent l'intérêt des recherches visant à reconstituer dans le détail les oscillations des marges glaciaires durant le processus de déglaciation, en particulier dans une région où les analyses polliniques et macrofossiles ne permettent guère de remonter avec certitude au-delà de 10 000 BP. Des études fines portant sur la stratigraphie des accumulations issues des cirques, tant dans les Chic-Chocs que dans la frange côtière, nous semblent particulièrement prometteuses. Étant donné leur petit volume, les glaciers de cirque sont en effet de nature à réagir promptement dans un contexte de changement climatique (Mangerud *et al.*, 1979 ; Sissons, 1979).

REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes et organismes ont collaboré à la préparation de cet article. Sur le terrain nous avons été assistés par feu Luc Gendreau, Sylvie Lefebvre, Louis Baron-Lafrenière, Michel Cardinal, Diane Brisson, Diane Coll, Josée Guillemette, Suzanne Gagnon, Louise Plante et Sylvain Gagnon. Sarah, Sandrine et Raphaël Plante-Héту ont participé à l'échantillonnage des coquillages fossiles datés. Les analyses de laboratoire ont été effectuées par Hélène Lalande et Diane Coll. La cartographie a été réalisée par Guy Frumignac, Suzanne Gagnon et Agathe Roy. Les auteurs ont profité des discussions enrichissantes qu'ils ont eues à maintes occasions avec MM. Pierre Gangloff, Pierre J. H. Richard et Jean Veillette. Ces travaux ont été rendus possibles grâce à l'appui du Conseil de recherches naturelles et en génie du Canada, du Fonds institutionnel de recherche de l'Université du Québec à Rimouski, du Fonds institutionnel de recherche de l'Université de Montréal et, enfin, de la Commission géologique du Canada où furent effectuées quelques-unes des datations au ^{14}C . Les commentaires des examinateurs externes, MM. Jean Veillette et Rémi Charbonneau, complétés par les remarques et suggestions de M. Jean-Serge Vincent, rédacteur associé responsable du dossier, de M. Pierre J. H. Richard, rédacteur en chef, et de M^{me} Nicole Carette, coordonnatrice, ont grandement contribué à l'amélioration du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Alcock, F.-J., 1927. La région cartographiée du mont Albert (Québec). Commission géologique du Canada, mémoire 144.
 ——— 1928. Rivers of Gaspé. Bulletin of the Geological Society of America, 39 : 403-420.

- 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, D. E., 1997. Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. Progress in Physical Geography, 21 (2) : 230-249.
 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.
 Archambault, B., 1991. Étude d'un glacier rocheux relique de la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 121 p.
 Archambault, B., Gangloff, P. et Héту, B., 1991. Étude d'un glacier rocheux relique de la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie. Réunion annuelle de l'AQUA, 7-8 mars 1991, Université du Québec à Montréal, résumé des communications, p. 10.
 ARGUS Groupe-Conseil Inc., 1992. Carte de dépôts de surface. Gouvernement du Québec, Ministère des Forêts, Service des Inventaires forestiers, feuillets à 1/50 000 n^{os} 22H/3 et 22H/4 (photo-interprète : D. Gamache).
 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.
 Avramtchev, L., édit., 1985. Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DV 84-02, carte n^o 2000.
 Bail, P., 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Université McGill, thèse de doctorat, 148 p.
 ——— 1985. Un mouvement glaciaire vers le nord-ouest dans la région de St-Godefroi, Gaspésie, Québec. Journal canadien des sciences de la Terre, 22 : 1871-1876.
 ——— 1987. Morphologie glaciaire de la région de St. Godefroi, p. 61-63. In J. T. Gray, édit., Processus et paléo-environnements 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, Conseil national de recherches du Canada, 85 p.
 Baron-Lafrenière, L., 1983. Géomorphologie glaciaire de la région du mont Jacques-Cartier, Gaspésie. Thèse de maîtrise, Université de Montréal, 140 p.
 Bédard, P., 1993. Postglacial and pre-last-glacial weathering of till on the high plateaus of central Gaspésie, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 30 : 1853-1860.
 Bédard, P. et David, P. P., 1991. La météorisation sur les hauts plateaux de la Gaspésie (Québec) : quelques aspects. Géographie physique et Quaternaire, 45 (2) : 195-211.
 Blanchard, R., 1935. L'Est du Canada français, Masson, Paris et Beauchemin, Montréal, t. 1, 366 p.
 Borns, H. W., 1965. Late-glacial ice-wedge casts in Northern Nova Scotia, Canada. Science, 148 : 1223-1225.
 Bostock, H. S., 1972. Subdivisions physiographiques du Canada, p. 12-34. In Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique 1.
 Brookes, I. 1971. Fossil ice wedge casts in western Newfoundland. Maritime Sediments, 7 : 118-122.
 Cailleux, A. et Tricart, J., 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de la documentation universitaire, Paris, t. 1, 369 p.
 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, 159 p.

- Chalmers, R., 1906. Surface geology of eastern Quebec. Geological Survey of Canada, Annual Report (1904), part A : 250-263.
- Charbonneau, R. et David, P. P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1697-1707.
- 1995. A shear-diffusion model of till genesis based on the dispersal pattern of indicator rocks in the Grand Volume Till of central Gaspésie, Québec, Canada. *Boreas*, 24 : 281-292.
- Chauvin, L., 1982. Géologie du Quaternaire de la région de Mont-Louis-Grande-Vallée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP-82-04.
- 1984. Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie (région de Mont-Louis - Rivière-Madeleine). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 83-19, 33 p.
- Chauvin, L. et David, P. P., 1987. Dispersion glaciaire des erratiques en Gaspésie centrale et ses implications. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport ET 86-01, 66 p.
- 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.
- Choinière, J., 1978. Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la région de Mont-Louis. Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec, DPV-674, 29 p.
- Clayton, L. et Moran, S. R., 1982. Chronology of Late Wisconsin glaciation in middle North America. *Quaternary Science Reviews*, 1 : 55-82.
- Clayton, L., Teller, J. T. et Attig, J. W., 1985. Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. *Boreas*, 14 : 235-241.
- Coleman, A. P., 1922. Physiography and glacial geology of Gaspé Peninsula, Québec. Geological Survey of Canada, Museum Bulletin 34, 52 p.
- 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 Lebuis, 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, 159 p.
- Davis, P. T., 1999. Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and surrounding alpine areas in the Northeastern United States. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (1) : 25-45.
- De Römer, H. S., 1977. Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Québec, R. G. 174, 233 p.
- de Vernal, A., Guiot, J. et Turon, J.-L., 1993. Late and postglacial environments of the Gulf St. Lawrence : Marine and terrestrial palynological evidence. *Géographie physique et Quaternaire*, 47 : 167-180.
- 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., 1977. La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 61-80.
- 1988. Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence Estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, 29, 233-244.
- 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., 1964/65. 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.
- Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, C., Pujol, C. et Duprat, J., 1981. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean : Correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35 : 121-144.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 51 (2) : 237-263.
- Enos, P. C., 1969. Cloridorme Formation, middle Ordovician flysch, Northern Gaspé Peninsula. Geological Society of America, Spacial Paper 117, 66 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.
- Eyles, N., 1977. Late Wisconsinan glacetectonic structures and evidence of postglacial permafrost in north-central Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 : 2797-2806.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea-level record : Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas events and deep ocean circulation. *Nature*, 342 : 637-642.
- Fenton, M. M., Moran, S. R., Teller, J. T. et Clayton, L., 1983. Quaternary stratigraphy and history in the southern part of the Lake Agassiz basin, p. 49-74. *In* J. T. Teller et L. Clayton, édit., Glacial Lake Agassiz, Geological Association of Canada Special Paper 26, 451 p.
- Gagnon, S., 1997. Géomorphologie du Quaternaire récent, dispersion glaciaire et paléo-environnements de la région de Marsoui, Gaspésie septentrionale, Québec. Mémoire de Maîtrise, Thèse de M.Sc., Université de Montréal, 175 p.
- Gagnon, S. et Gray, J. T., 1997. Les mouvements glaciaires du nord de la péninsule gaspésienne. APGGQ-Rimouski 1997, 10^e Congrès annuel de l'association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, Programme et Actes du congrès, p. 58.
- Govare, É. et Gangloff, P., 1989. Paléoenvironnement d'une plage tardiglaciaire de 10 80 BP dans la région de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (2) : 147-160.
- Grant, D., 1969a. Surficial deposits, geomorphic features, and Late Quaternary history of the terminus of the Northern Peninsula of Newfoundland and adjacent Quebec-Labrador. *Maritime Sediments*, 5 (3) : 123-125.
- 1969b. Late Pleistocene re-advance of Piedmont glaciers in Western Newfoundland. *Maritime Sediments*, 5 (3) : 126-128.
- 1972a. Surficial geology, Western Newfoundland. Geological Survey of Canada, Report of activities, part A, paper 72-1A : 157-160.
- 1972b. Surficial geology of Southeast Cape Breton Island, Nova Scotia. Geological Survey of Canada, Report of activities, part A, paper 72-1A : 160-163.
- 1992. Quaternary geology of St. Anthony-Blanc-Sablon Area, Newfoundland and Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 427, 60 p., 1 carte h.-t.
- 1994. Quaternary geology of Port Saunders Map Area, Newfoundland. Geological Survey of Canada, Paper 91-20, 59 p., 1 carte h.-t.
- Grant, D. et King, L. H., 1984. A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces, Canada. *In* R. J. Fulton, édit., Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24. Geological Survey of Canada, Paper 84-10 : 173-192.
- 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.
- Gray, J. T., Boudreau, F., Héту, B., Labelle, C., Baron-Lafrenière, L., Payette, S. et Richard, P. J. H., 1981. Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires. Excursion et colloque de l'AQQUA et la CANQUA en Gaspésie organisés sous la direction de J. T. Gray, livret guide, 166 p.
- Gray, J. T. et Brown, R. J. E., 1979. Permafrost presence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (3-4) : 299-316.
- 1982. The influence of terrain factors on the distribution of permafrost bodies in the Chi-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. The Roger Brown

- Memorial Volume, Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, p. 23-35.
- Gray, J. T. et 19 coll., 1987. 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, Conseil national de recherches du Canada, 85 p.
- Gray, J. T., Gagnon, S., Héту, B. et Richard, P. J. H., 1997. Les fronts glaciaires dans les vallées de Marsoui, La Martre et Rivière-à-Claude, Gaspésie, pendant un long épisode tardiglaciaire (de 13 000 à 9500 ¹⁴C ans BP). 10^e congrès annuel des géologues et géophysiciens du Québec, Rimouski, Programme et Actes du Congrès, p. 59.
- Gray, J. T., Héту, B. et Gangloff, P. 1992. Geomorphologic evidence for a late glacial phase of climatic cooling in the northern Gaspé Peninsula, eastern Quebec. Association géologique du Canada, Congrès annuel, Résumés, Géoscience Canada Supplément, 17 : 42-43.
- Hardy, L., 1982. La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire, 36 (1-2) : 51-61.
- Héту, B., 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de doctorat (Ph. D.), Université de Montréal, 568 p.
- 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 44 (2) : 199-215.
- 1991. Éboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Épée, Gaspésie (Québec, Canada). Zeitschrift für Geomorphologie, 35 (4) : 439-461.
- 1994. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec. Paléo-Québec, 22 : 3-48.
- 1995. Le litage des éboulis stratifiés cryonivaux en Gaspésie (Québec, Canada) : rôle de la sédimentation nivéo-éolienne et des transits supranivaux. Permafrost and Periglacial Processes, 6 (2) : 147-171.
- 1996. Rimouski vue du ciel. Une sélection de photos aériennes verticales commentées. Revue d'histoire du Bas-Saint-Laurent, 19 (2) : 14-24.
- 1998a. 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, 53 (2) : 325-347.
- 1998b. Géologie et géomorphologie de la Gaspésie en onze arrêts-clés, p. 399-437. In P. Larocque, édit., Parcours historiques dans la région touristique de la Gaspésie. GRIDEQU, UQAR, Rimouski, 481 p.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1980. Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 39 (1) : 77-84.
- Héту, B. et Gray, J. T., 1985. Le modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale. Géographie physique et Quaternaire, 39 (1) : 47-66.
- Héту, 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.
- Héту, B. et Gray, J. T., 2000. Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Chocs Mountains in the northern Gaspé Peninsula. Québec. Geomorphology, sous presse.
- Héту, B. et Vandélaç, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43 (3) : 389-406.
- Héту, B., Van Steijn, H. et Vandélaç, P., 1994. Les coulées de pierres glacées : un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. Géographie physique et Quaternaire, 48 (1) : 3-22.
- 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.
- Hubbard, A., 1999. High-resolution modeling of the advance of the Younger Dryas ice sheet and its climate in Scotland. Quaternary Research, 52 (1) : 27-43.
- Hughen, A. K., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Paterson, L. C., Alley, R. et Sigman, D. M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from extended radiocarbon calibration. Nature, 391 : 65-68.
- Humlum, O., 1997. Younger Dryas glaciation in Söderåsen, south Sweden : An analysis of meteorologic and topographic controls. Geografiska Annaler, 79A (1-2) : 1-15.
- 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.
- Kapsner, W. R., Alley, R. B., Shuman, C. A., Anandakrishnan, S. et Grootes, P. M., 1995. Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over the past 18,000 years. Nature, 373 : 52-54.
- Koç 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.
- Labelle, C. et Richard, P. J. H., 1984. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 38 : 257-274.
- Lafortune, M., Filion, L. et Héту, B., 1997. Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actif en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). Géographie physique et Quaternaire, 51 (1) : 67-80.
- Lamothe, M., 1992. Pleistocene stratigraphy and till geochemistry of the Miramichi Zone, New-Brunswick. Geological Survey of Canada, Bulletin 433, 58 p., 1 carte h.-t.
- LaSalle, P., 1984. Quaternary stratigraphy of Quebec : A review, p. 155-171. In R. J. Fulton, édit., Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP project 24, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p.
- LaSalle, P. et Elson, J. A., 1975. Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in Eastern Canada. Quaternary Research, 5 (4) : 621-625.
- 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 : 275-296.
- Lehman, S. J. et Keigwin, L. D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. Nature, 356 : 757-762.
- Levesque, A. J., Mayle, F. E., Walker, I. R. et Cwynar, L. C., 1993. A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. Nature, 361 : 623-626.
- Levesque, A. J., Cwynar, L. C. et Walker, I. R., 1997. Exceptionally steep north-south gradients in lake temperatures during the last deglaciation. Nature, 385 : 423-426.
- Livernoche, C., Bail, P. et Héту, B., 1985. Les plates-formes littorales étagées de la région de Mont-Louis, Gaspésie septentrionale. Actes du Congrès de l'Association canadienne des géographes, Trois-Rivières, mai 1985, p. 34-61.
- Locat, J., 1976. Quaternary geology of the Baie-des-Sables/Trois-Pistoles area, Québec, with some emphasis on the Goldthwait sea clays, M. Sc. thesis, 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.

- 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.
- 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.
- Lundqvist, J., 1986. Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 5 : 269-292.
- Magny, M., 1995. Paleohydrological changes in Jura (France), and climatic oscillations around the North Atlantic from Allerød to the Boreal. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 (3) : 401-408.
- Mangerud, J., 1980. Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13,000-10,000 years BP, p. 23-30. *In* J. J. Lowe, J. M. Gray et J. E. Robinson, édit., *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*. Pergamon, New York.
- 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.
- Marcoux, N. et Richard, P. J. H., 1995. Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 32 : 79-96.
- Maurice, Y., 1995. The significance of various garnet types in surficial materials in southeastern Gaspé Peninsula, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 : 730-740.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Alley, R. B., Bloomfield, P. et Taylor, K., 1993. The atmosphere during the Younger Dryas. *Science*, 261 : 195-197.
- McGerrigle, H. W., 1952. Pleistocene Glaciation of Gaspé Peninsula. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 46, Series III : 37-51.
- 1959. Région de la Rivière-Madeleine. Ministère des Mines, Québec, R. G. 77.
- Mickelson, D. M., Clayton, L., Fullerton, D. S. et Borns, H. W., Jr., 1983. The Late Wisconsin glacial record of the Laurentide Ice sheet in the United States, p. 3-37. *In* H. E. Wright Jr., édit., *Late-Quaternary Environments of the United States*, vol. 1 : The Late Pleistocene (S. C. Porter, édit.). University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Miller, R. F., 1996. Allerød-Younger Dryas coleoptera from western Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33 : 33-41.
- 1997. Late-glacial (Allerød-Younger Dryas) coleoptera from central Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34 : 247-259.
- Mott, R. J., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Nova Scotia : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 (2) : 155-160.
- Mott, R. J., Grant, D. R., Stea, R. et Occhietti, S., 1986. Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event. *Nature*, 6085 : 247-250.
- Mörner, N. A., 1970. Comparaison between Late Weichselian and Late Wisconsin ice marginal changes. *Eiszeitalter Gegenwart*, 21 : 173-176.
- 1977. Climatic framework of the end of the Pleistocene and the Holocene : Paleoclimatic variations during the last 35,000 years. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 23-35.
- Occhietti, S., 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. *Paléo-Québec*, 10, 227 p.
- Overpeck, J. T., Peterson, L. C., Kipp, N., Imbrie, J. et Rind, D., 1989. Climate change in the circum-North Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, 338 : 553-557.
- 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.
- Paradis, S. J. et Bolduc, A. M., 1999. Mouvement glaciaire vers le nord sur le piémont laurentien dans la région de Québec, Québec. *Recherches en cours 1999-D*, Commission géologique du Canada, p. 1-7.
- Parent, M., Dubois, J. M. M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G., 1985. Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8 000 ans B. P. *Recherches amérindiennes au Québec*, 15, 26 p.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1999. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of Southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (1) : 117-135.
- Pelletier, M., 1997. Distribution des glaces de paroi en Gaspésie septentrionale : secteur compris entre Tourelle et la vallée de Manche-d'Épée. Mémoire de baccalauréat, Université du Québec à Rimouski, 19 p.
- 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*, 5 : 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. et Desmarais, L., 1985. Remarques sur les mouvements et la dispersion glaciaire du Wisconsinien en Gaspésie (Québec). *Commission géologique du Canada, Recherches en cours, partie B, Étude 85-1B* : 531-540.
- 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.
- Rapp, A., Nyberg, R. et Lindh, J., 1986. Nivation and local glaciation in N and S Sweden. A progress report. *Geografiska Annaler*, 68A : 197-205.
- Rappol, M., 1993. Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec. *Geological Survey of Canada, Paper 90-19*, 28 p.
- Rampton, V. N., Gauthier, R. C., Thibault, J. et Seaman, A. A., 1984. Quaternary geology of the New Brunswick. *Geological Survey of Canada, Memoir 416*, 77 p.
- Richard, P. J. H., 1994a. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Québec : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 (2) : 165-170.
- 1994b. Postglacial palaeophytogeography of the Eastern St. Lawrence River watershed and the climatic signal of the pollen record. *Review of Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 109 : 137-163.
- Richard, P. J. H. et Larouche, A., 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec. *Paléo-Québec*, 22 : 49-111.
- Richard, P. J. H., Veillette, J., Larouche, A. C., Héту, 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.
- Ridge, J. C., Besonen, M. R., Brochu, M., Brown, S., Callahan, J. W., Cook, G. J., Nicholson, R. S. et Toll, N. J., 1999. Varve, paleomagnetic, and ¹⁴C chronologies for Late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont, U.S.A.. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (1) : 79-106.
- Rodrigues, 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.
- Ruddiman, W. et McIntyre, A., 1981. The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35 : 145-214.
- Sissons, J. B., 1979. The Loch Lomond Stadial in the British Isles. *Nature*, 280 : 199-203.
- Sissons, J. B. et Walker, M. J. C., 1974. Lateglacial site in the central Grampian Highlands. *Nature*, 249 : 822-824.
- Stea, R. R. et Mott, R. J., 1989. Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas age in Nova Scotia, Canada. *Boreas*, 18 : 169-187.

- . 1998. Deglaciation of Nova Scotia : Stratigraphy and chronology of lake sediments cores and buried organic sections. *Géographie physique et Quaternaire*, 52 (1) : 3-21.
- Stuiver, M., Pearson, G. W. et Braziunas, T., 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, 28 : 980-1021.
- Sugden, D. E. et John, B. S., 1976. *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold, Londres, 376 p.
- Syvitski, J. P. M., 1992. Marine geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (3) : 331-348.
- Thomas, R. V., 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 203-206.
- Thompson, W. B. et Borns, H. W. Jr., 1985. Till stratigraphy and late Wisconsinan deglaciation of southern Maine : A review. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 (2) : 199-214.
- Thompson, W. B., Fowler, B. K. et Dorion, C., 1999. Deglaciation of the Northeastern White Mountains, New Hampshire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 59-77.
- 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, édit., *North America and adjacent oceans during the last deglaciation*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, K-3.
- Veillette, J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Recherche en cours, partie B, Étude 88-1B : 209-220.
- Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec, Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle à 1/250 000.
- Walker, I. R., Mott, R. J. et Smol, J., 1991. Allerød-Younger Dryas lake temperatures from midge fossils in Atlantic Canada. *Science*, 253 : 1010-1012.
- Whalen, J.B. 1987. Géologie du complexe plutonique des Monts McGerrigle, péninsule de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Carte 1665A.
- Wright, H. E., Jr, 1989. The ampho-atlantic distribution of the Younger Dryas paleoclimatic oscillation. *Quaternary Science Reviews*, 8 : 295-306.