

Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec

Glacial Erosion Patterns in North Central Gaspésie, Québec

Formbildung durch eiszeitliche Erosion des Zentrums der nördlichen Gaspésie, Québec

Bernard Hétu et James T. Gray

Volume 39, numéro 1, 1985

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032584ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032584ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Hétu, B. & Gray, J. T. (1985). Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 47–66. <https://doi.org/10.7202/032584ar>

Résumé de l'article

Le relief du centre de la Gaspésie septentrionale a grandement été modifié au cours des événements glaciaires du Quaternaire, mais l'érosion glaciaire s'est montrée très sélective. Les éléments du paysage les plus touchés sont les vallées et, dans une moindre mesure, les escarpements séparant les plateaux. Les vallées ont été surcreusées dans leur partie aval, parfois même sous le niveau de la mer. De plus, elles ont été calibrées et élargies, ce qui s'est traduit par l'apparition de parois abruptes, d'éperons tronqués et de vallées affluentes suspendues. Par ailleurs, la majorité des vallées principales ont vu leur tête défoncée et remplacée par un col glaciaire. En ce qui concerne les escarpements aux rebords des plateaux, la retouche glaciaire est très localisée, mais considérable puisqu'elle s'est traduite par l'apparition de cirques glaciaires. Les plateaux ne portent des traces de retouche glaciaire qu'aux endroits où la glace a pu être canalisée — à la tête des cirques défoncées et des vallées qui entaillent leurs rebords. On y trouve des champs de roches moutonnées, une topographie de knock-and-lochan et des lacs de surcreusement. Le modelé glaciaire du nord de la Gaspésie renvoie à deux types de glaciation différents: des glaciations de type alpin et des glaciation de type continental. L'âge exact des formes d'érosion glaciaire n'a pu être précisé, faute de dépôts corrélatifs, mais quelques observations suggèrent qu'elles sont le produit d'une longue suite de retouches étalées sur tout le Quaternaire, le dernier stade glaciaire du Wisconsinien n'étant responsable que de légères retouches.

LE MODELÉ GLACIAIRE DU CENTRE DE LA GASPÉSIE SEPTENTRIONALE, QUÉBEC

Bernard HÉTU et James T. GRAY, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300, avenue des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1 et Département de géographie, Université de Montréal, c.p. 6128, Succursale «A», Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ Le relief du centre de la Gaspésie septentrionale a grandement été modifié au cours des événements glaciaires du Quaternaire, mais l'érosion glaciaire s'est montrée très sélective. Les éléments du paysage les plus touchés sont les vallées et, dans une moindre mesure, les escarpements séparant les plateaux. Les vallées ont été surcreusées dans leur partie aval, parfois même sous le niveau de la mer. De plus, elles ont été calibrées et élargies, ce qui s'est traduit par l'apparition de parois abruptes, d'éperons tronqués et de vallées affluentes suspendues. Par ailleurs, la majorité des vallées principales ont vu leur tête défoncée et remplacée par un col glaciaire. En ce qui concerne les escarpements aux rebords des plateaux, la retouche glaciaire est très localisée, mais considérable puisqu'elle s'est traduite par l'apparition de cirques glaciaires. Les plateaux ne portent des traces de retouche glaciaire qu'aux endroits où la glace a pu être canalisée — à la tête des cirques défoncés et des vallées qui entaillent leurs rebords. On y trouve des champs de roches moutonnées, une topographie de *knock-and-lochan* et des lacs de surcreusement. Le modelé glaciaire du nord de la Gaspésie renvoie à deux types de glaciation différents : des glaciations de type alpin et des glaciation de type continental. L'âge exact des formes d'érosion glaciaire n'a pu être précisé, faute de dépôts corrélatifs, mais quelques observations suggèrent qu'elles sont le produit d'une longue suite de retouches étalées sur tout le Quaternaire, le dernier stade glaciaire du Wisconsinien n'étant responsable que de légères retouches.

ABSTRACT *Glacial erosion patterns in north central Gaspésie, Québec.* The relief of the north central Gaspé Peninsula has been significantly affected by Quaternary glaciations, but glacial erosion has been selective in nature. Its influence is most evident in the valleys of the region and least evident on the plateau surfaces. Valleys have been widened and deepened by glacial erosion to give U-shaped cross sections, truncated spurs and hanging tributary valleys. Their floors have been gouged by the passage of glaciers, in the case of some coastal valleys to below sea-level. Watershed breaching by glacial ice, with the formation of low cols has taken place at the heads of most of the trunk valleys. The escarpments separating the valleys from both the coastal and interior plateaux are characterised by localised glacial erosion resulting in the formation of cirques. The plateau surfaces themselves only bear traces of glacial erosion above cirque head-walls and at the heads of valleys on the plateau margins. At these localities, glacial ice sheets are canalised in their flow, leading to the development of *roches moutonnées*, knock-and lochan topography, and overdeepened lake basins. The glacial erosional features in the region are the product of both alpine glaciation and continental glaciation. The age of the glacial erosional events cannot be determined precisely, due to the lack of correlative deposits. It is likely, however, that the present glacial landscape was moulded progressively throughout many glacial periods, and that the late Wisconsin glaciation added only the final touches to this landscape.

ZUSAMMENFASSUNG *Formbildung durch eiszeitliche Erosion des Zentrums der nördlichen Gaspésie, Québec.* Das Relief des Zentrums der nördlichen Gaspésie ist durch die Gletscher im Laufe der quartären Vergletscherungen stark verändert worden. Die glaziale Erosion hat sich als sehr selektiv erwiesen. Die am stärksten betroffenen Landschaftsteile sind die Täler und etwas weniger die Steilabfälle, welche die Plateaus voneinander trennen. Obwohl die Plateaus mehr als 60% der Fläche einnehmen, zeigen sie wenig Spuren der glazialen Umgestaltung. Die Täler sind viel mehr umgestaltet, vor allem die Haupttäler. In ihrem talabwärts gelegenen Teil sind sie übertieft, manchmal sogar unter das Meeresniveau. Außerdem sind sie kalibriert und verbreitert worden, was im Auftreten von Abbrüchen glazialer Erosion, abgestumpften Vorsprüngen und einfließenden, unterbrochenen Tälern zum Ausdruck kommt. Sogleich hat sich ihr Querprofil bemerkenswert verändert: sie weisen schöne Trogtalprofile auf. Außerdem wurde der Kopf der meisten Haupttäler eingedrückt und durch ein glaziales Joch ersetzt. Zuletzt ist die glaziale Umgestaltung auf der Ebene der Steilabfälle sehr lokalisiert aber beachtlich. Die glaziale Gestaltung des Nordens der Gaspésie erlaubt es, eine komplexe glaziale Geschichte zu rekonstruieren, die sich in mehreren Phasen abgespielt zu haben scheint. Folgende Sequenz konnte festgestellt werden: alpine Vereisung — kontinentale Vereisung — alpine Vereisung. Das genaue Alter der glazialen Erosionsformen konnte nicht festgelegt werden, aber es ist möglich, daß sie im wesentlichen aus der Zeit vor dem höheren Wisconsin stammen.

INTRODUCTION

La stratigraphie des dépôts meubles est un outil de premier ordre pour reconstituer l'histoire du Quaternaire. Depuis quelques décennies, elle a été largement mise à contribution au Québec, et l'avancement des connaissances qu'elle a permis est tel qu'il est inutile de vanter ses mérites (OCCHIETTI, 1982). Toutefois, plusieurs travaux effectués en Écosse, en Scandinavie et ailleurs (GOLDTHWAIT, 1940; LINTON, 1957; MILLER, 1961; TRICART et CAILLEUX, 1962 p. 237-238 et 282; SISSONS, 1967; GRAY, 1969; SUGDEN, 1969; JOHN, 1972; SUGDEN et JOHN 1976 p. 199 et 208-209) ont montré que les études stratigraphiques pouvaient être avantageusement complétées par une analyse détaillée du modelé d'érosion glaciaire. En Écosse du Nord, par exemple, SUGDEN (1969) a montré, en se fondant sur l'étude des formes d'érosion glaciaire, que la calotte glaciaire écossaise avait été précédée, puis suivie, par des glaciers de cirque. On note la même séquence (glaciers de cirque — inlandsis — glaciers de cirque) au Labrador (GRAY, 1969) et en Scandinavie (TRICART et CAILLEUX, 1962).

Au Québec, la stratigraphie des dépôts quaternaires et l'étude de la dispersion des indicateurs lithologiques ont davantage retenu l'attention des chercheurs. Nous croyons cependant qu'une étude détaillée du modelé glaciaire pourrait, dans certains cas, nous apprendre beaucoup sur la succession des événements qui ont marqué le Quaternaire québécois, et, de la sorte, compléter et enrichir l'apport des études stratigraphiques. À cet égard, les régions qui présentent un relief accidenté sont particulièrement intéressantes. Dans ces régions, l'étude de la distribution altitudinale et spatiale des différentes formes d'érosion glaciaire est tout aussi riche en enseignement que les études stratigraphiques (SISSONS, 1967; SUGDEN, 1969; TRENHAILE, 1977; OLYPHANT, 1977).

C'est dans cette optique que s'inscrit cet article. Il a trois objectifs. D'abord, nous voulons montrer que dans certains secteurs de la Gaspésie du moins, la topographie a été fortement modifiée par l'érosion glaciaire, contrairement à ce qu'ont prétendu nombre d'auteurs (CHALMERS, 1905; ALCOCK, 1927 et 1935; COLEMAN, 1922; BLANCHARD, 1935; FLINT, 1971, p. 116). Nous insisterons également sur le caractère polygénique et polychronique du modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale: les formes d'érosion glaciaire de la région étudiée témoignent d'une histoire glaciaire complexe, qui semble s'être déroulée en trois phases au moins, chacune d'elles étant caractérisée par un ou des types de glaciers différents. Finalement, nous tenterons d'élaborer un cadre chronologique de mise en place des formes d'érosion glaciaire étudiées.

Le texte comprend quatre sections. D'abord, nous décrivons la région étudiée. Trois thèmes seront successivement abordés: la physiographie, la géologie et l'histoire glaciaire telle que reconstituée par l'étude des dépôts meubles quaternaires. La deuxième section présente une brève revue de la littérature portant sur l'érosion glaciaire en Gaspésie. La troisième section, qui est la plus importante, est consacrée à la description des formes d'érosion glaciaire de la région étudiée. Enfin, dans

la dernière section, nous aborderons la question de l'âge des formes d'érosion glaciaire.

Pour aider le lecteur, nous avons indiqué au tableau I, les latitudes et longitudes des principaux secteurs étudiés, ainsi que le numéro de la carte topographique sur laquelle ils pourront être localisés. Tous les sites mentionnés dans le texte (villages, rivières, lacs, massifs montagneux,...) sont indiqués sur les figures qui accompagnent le texte, en particulier la figure 2.

TABLEAU I

Localisation des lacs et des coulées mentionnés dans le texte

Nom	Latitude	Longitude	Carte topographique
Lac aux Américains	48°57'	66°01'	22B/16 E
Lac de l'Anse Pleureuse	49°14'	65°38'	22H/4 E
Lacs Boisbuisson	49°05'	65°49'	22H/4 D
Lac Bouliane	48°57'	66°00'	22A/13 O
Lac Caplan	48°58'	66°01'	22B/16 E
Lac Côté	48°56'	66°30'	22B/15 E
Lac Dechesne	49°05'	66°06'	22G/1 E
Lac du Diable	48°55'	66°07'	22B/16 E
Lac Joffre	48°47'	66°39'	22B/15 E
Lac Perré	48°57'	66°00'	22A/13 O
Lac des Pics	49°01'	65°50'	22H/4 O
Lac à Pierre	49°02'	65°53'	22H/4 O
Lac Ste-Anne	48°48'	66°03'	22B/16 E
Lac Thibeault	48°56'	66°29'	22B/16 O
Coulée Ferrée	49°13'	65°54'	22H/4 O
Coulée à Layoute	49°12'	65°47'	22H/4 O
Coulée du Bonhomme- Octave	49°10'	65°48'	22H/4 O
Coulée à Mimeault	49°12'	65°44'	22H/4 O

LOCALISATION ET DESCRIPTION DE LA RÉGION

PHYSIOGRAPHIE ET GÉOLOGIE

La région étudiée est située dans le nord de la péninsule gaspésienne, entre les villages de Cap-au-Renard et de l'Anse-Pleureuse qui en constituent respectivement les limites occidentale et orientale. Du côté nord, elle est limitée par l'estuaire du Saint-Laurent. Quant à sa limite méridionale, elle passe un peu au sud du batholite des monts McGerrigle (fig. 1).

Le relief du nord de la péninsule gaspésienne comprend trois plateaux étagés (fig. 1 et 2), que certains auteurs assimilent à des restes de surfaces d'érosion formées à la fin du Mésozoïque ou au début du Cénozoïque (ALCOCK, 1927, 1935; BLANCHARD, 1935; MCGERRIGLE, 1959; MATTINSON, 1964; SKIDMORE, 1965; BIROT, 1970). Ces plateaux sont séparés les uns des autres par des escarpements de 100 à 300 m de dénivelée (fig. 3). Ils sont ravinés par un réseau de vallées profondes et étroites (fig. 2 et 4), dont le tracé est contrôlé par la structure géologique.

Le plus bas des trois plateaux est compris entre 400 et 600 m d'altitude. Nous l'avons baptisé *plateau gaspésien* (fig. 1). Il se termine abruptement du côté de l'estuaire du

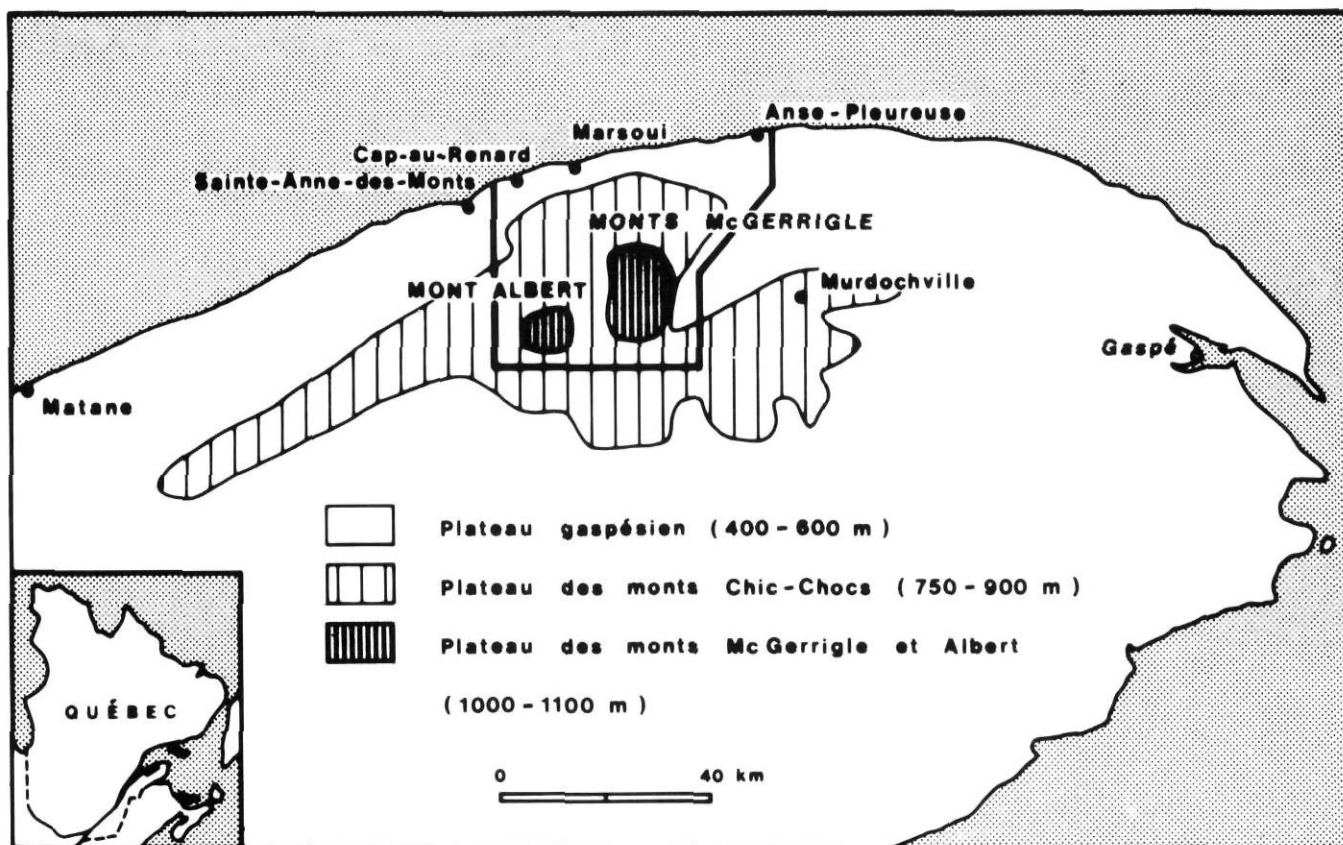


FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude.
Location of study region.

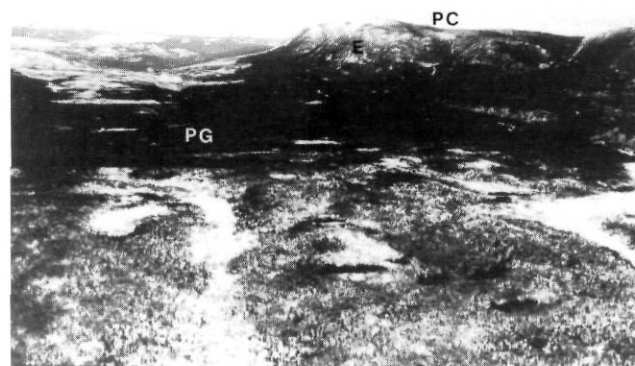


FIGURE 3. Escarpement (E) séparant le plateau gaspésien (PG) du plateau des Chic-Chocs (PC). Le profil en long du plateau gaspésien, avec sa concavité près de l'escarpement, rappelle les pédiments.

Escarpment (E) which separates the Gaspé platform (GP) from the Chic-Chocs plateau (PC). The Gaspé platform, with its pronounced concavity close to the escarpment of the Chic-Chocs plateau, bears a distinct resemblance to a pediment surface.



FIGURE 4. Vallée de la rivière à Pierre (vue vers le sud). G: plateau gaspésien; E: escarpement côtier; a: abrupt d'érosion glaciaire (paroi d'auge); r: remblaiement fluvioglaciaire et marin.

Valley of Rivière à Pierre (looking south). G: Gaspé platform; E: coastal escarpment; a: glacially steepened wall; r: valley fill of fluvio-glacial and marine origin.

Saint-Laurent, par un escarpement de 350-400 m de dénivelée (fig. 4). Le plateau intermédiaire — que nous avons nommé *plateau des Chic-Chocs* — s'étale entre 750 et 900 m d'altitude environ. Enfin, le plateau supérieur — auquel nous avons donné le nom de *plateau des monts McGerrigle et Albert* — se trouve vers 1000-1100 m d'altitude. Il culmine au mont Jacques-Cartier (1270 m) et comprend deux parties distinctes, qui sont séparées par la vallée de la rivière Sainte-Anne (fig. 1 et 2).

Les trois plateaux dont il est question ci-dessus recourent des formations géologiques d'âge et de composition lithologique différents. Le plateau gaspésien tronque une séquence de flysch d'une grande monotonie — principalement composée de schistes et de grauwackes, auxquels s'associent un peu de calcaires, de dolomites et de conglomérats — mise en place au cours de l'Ordovicien inférieur et moyen, puis intensément plissée et charriée vers le nord-ouest vers la fin de la période ordovicienne, au cours de l'orogénèse du Taconique (McGERRIGLE, 1959; ENOS, 1969; BIRON, 1971, 1972, 1973; CHOINIÈRE, 1978). Le plateau des Chics-Chocs recoupe diverses formations géologiques d'âge cambro-ordovicien comprenant des roches sédimentaires (schistes, conglomérats, grauwackes, grès feldspathiques), des roches métavolcaniques (métabasalte, granulite, amphibolite) et des roches métasédimentaires (cornéennes, skarns). Le plateau supérieur, rappelons-le, comprend deux parties: le plateau des monts McGerrigle et le plateau du mont Albert. Le premier tronque un batholite acide d'âge dévonien, principalement composé de granite et de syénite (DE ROMER, 1977); le second, un massif de roches ultra-mafiques d'âge ordovicien composé de péridotite, de dunite et d'un peu de pyroxénite (SEGUIN, 1976; TREMBLAY *et al.*, 1975).

L'HISTOIRE GLACIAIRE DE LA GASPÉSIE SEPTENTRIONALE

L'histoire glaciaire de la Gaspésie est très complexe. Elle a été reconstituée en partie par l'étude de la stratigraphie des dépôts meubles et par l'analyse de la dispersion des indicateurs lithologiques. Les principaux travaux pour le nord de la Gaspésie ont été publiés par McGERRIGLE (1952), LEBUIS et DAVID (1977), HÉTU et GRAY (1981a), BARON-LAFRENIÈRE (1983), CHAUVIN (1982, 1983) et DAVID et LEBUIS (1985).

LEBUIS et DAVID (1977) et DAVID et LEBUIS (1985), ont mis en évidence trois grandes phases d'activité glaciaire au moins. D'après DAVID et LEBUIS (1985), elles dateraient toutes du Wisconsinien supérieur. Exception faite des concrétions calcaires découvertes dans la grotte de Saint-Elzéar (Gaspésie méridionale) par ROBERGE et GASCOYNE (1978)¹, aucun dépôt meuble antérieur au Wisconsinien n'a été découvert jusqu'à ce jour en Gaspésie (PREST, 1977).

La plus ancienne des trois phases de DAVID et LEBUIS (1985) est caractérisée par la formation d'une calotte locale

dans les hautes terres du nord de la péninsule gaspésienne. À l'ouest et au sud, les limites de la calotte correspondent approximativement au rebord du plateau des Chic-Chocs (fig. 1). Au nord, elle s'étend jusqu'à l'estuaire du Saint-Laurent, et peut-être même au-delà. Vers l'est, elle semble avoir atteint l'extrémité de la péninsule gaspésienne (ALLARD et TREMBLAY, 1981).

La deuxième phase débute avec l'arrivée de l'inlandsis laurentidien en Gaspésie. Les modalités de recouvrement de la péninsule gaspésienne par l'inlandsis sont contrôlées par la bathymétrie de l'estuaire et par la morphologie de l'escarpement côtier (DAVID et LEBUIS, 1985). Au plus fort de la glaciation du Wisconsinien supérieur, l'inlandsis semble avoir recouvert la majeure partie de la péninsule, à l'exception peut-être des plus hauts sommets des Chic-Chocs et du sud-est de la Gaspésie². On note alors un écoulement généralisé de la glace vers le sud-est.

Après le pléniglaciaire wisconsinien, la déglaciation s'amorce par l'ouverture d'une baie de vélage le long de l'estuaire du Saint-Laurent (HUGHES, SCHILLING et BORNS, 1976; THOMAS, 1977; DENTON et HUGHES, 1981). Cet événement marque le début de la troisième étape de l'histoire glaciaire gaspésienne. Il a pour conséquence l'isolement d'une calotte glaciaire sur la Gaspésie. Ces événements ont eu lieu peu avant 13 500-13 800 ans BP, date qui correspond au début de la transgression goldthwaitienne en Gaspésie septentrionale (DIONNE, 1977; LEBUIS et DAVID, 1977; LOCAT, 1977, 1978; HÉTU et GRAY, 1981a; DAVID et LEBUIS, 1985). Vers 13 500 ans BP, les marges de la calotte gaspésienne sont à peu de chose près parallèles au tracé des côtes actuelles. Le centre de dispersion des glaces est situé à l'intérieur de la péninsule sur le plateau des Chic-Chocs. Au nord des Chic-Chocs, la glace s'écoule alors vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est, selon les endroits (McGERRIGLE, 1952, 1959; LEBUIS et DAVID, 1977; HÉTU et GRAY, 1981a; DAVID et LEBUIS, 1985).

Après l'ouverture de la baie de vélage, la marge septentrionale de la calotte gaspésienne s'est ensuite progressivement retirée vers le sud, vers les hautes terres de l'intérieur de la péninsule (plateau des Chic-Chocs, plateau des monts McGerrigle et Albert), où les glaciers ont disparu en dernier. Le mode de déglaciation a été contrôlé par la topographie régionale. L'escarpement côtier et la surface du plateau gaspésien au nord des Chics-Chocs semblent avoir été déglacés

1. Les dates Th-230/U-234 obtenues sur les concrétions par ROBERGE et GASCOYNE (1978) s'échelonnent entre 102 000 et 223 000 ans BP. Voir aussi les travaux de LASALLE et GUILDAY (1980).

2. Les avis sont partagés sur ce point entre les partisans d'un recouvrement total de la Gaspésie par l'inlandsis et les partisans d'un recouvrement partiel. Ce débat est exposé dans les travaux suivants: FLINT, DEMOREST et WASHBURN (1942), McGERRIGLE (1952), LEBUIS et DAVID (1977), GRANT (1977), IVES (1978), GRAY et BOURDUAS (1978), BAIL (1980, 1983), BARON-LAFRENIÈRE et GRAY (1981), ALLARD et TREMBLAY (1981), PAYETTE, BOURDREAU et LEDOUX (1981), BARON-LAFRENIÈRE (1983) et DAVID et LEBUIS (1985). La découverte de till au sommet du mont Jacques-Cartier par BARON-LAFRENIÈRE (1983) et d'erratiques sur le plateau du mont Albert par Héту (données non publiées) semble toutefois témoigner d'un recouvrement total des hauts sommets gaspésiens. Voir aussi l'excellent travail de GANGLOFF (1983), qui s'est livré à une ré-évaluation des fondements de la théorie des paléo-nunataks.

très tôt. Dans la zone côtière, vers 13 000-13 500 ans BP, la glace était déjà confinée aux vallées, comme en témoignent les nombreuses terrasses de kame et moraines latérales que nous y avons découvertes (HÉTU et GRAY, 1981a). Au même moment, les hauts plateaux intérieurs sont encore recouverts par la calotte gaspésienne. Cette dernière émet des langues glaciaires (glaciers de décharge) qui empruntent les vallées pour gagner la mer. Le paysage du nord de la Gaspésie devait alors ressembler à la côte du Groenland actuel ou encore à certains secteurs de l'île de Baffin.

Après 12 000 BP, la calotte gaspésienne s'est subdivisée en au moins quatre petites calottes glaciaires locales centrées sur les hautes terres du nord de la péninsule gaspésienne (McGERRIGLE, 1952, 1959; LEBUIS et DAVID, 1977; BARON-LAFRENIÈRE, 1983; DAVID et LEBUIS, 1985). Ces petites calottes alimentent des langues glaciaires de vallées. Certaines d'entre elles sont demeurées en contact avec la mer de Goldthwait jusque vers 11 000-10 500 ans BP (HÉTU et GRAY, 1981a).

L'âge de la déglaciation finale des hautes terres de la péninsule n'a pas pu être déterminé avec précision. LEBUIS et DAVID (1977) ont proposé un âge de 9810 ± 360 ans BP (GSC-1799) comme date minimale pour la déglaciation des hautes terres. Cette date a été obtenue sur de la matière organique recueillie au fond du lac Côté, juste au-dessus des sédiments minéraux. Le lac Côté est situé sur le plateau des McGerrigle, un peu au sud du mont Jacques-Cartier, vers 915 m d'altitude.

De cette revue de l'histoire glaciaire de la Gaspésie, telle qu'on peut la reconstituer par l'analyse des dépôts meubles quaternaires, on retiendra surtout les faits suivants :

- D'après DAVID et LEBUIS (1985), les trois phases glaciaires dont il est question ci-dessus s'inscrivent à l'intérieur du Wisconsinien supérieur. Si tel est le cas, tous les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires découverts jusqu'à ce jour en Gaspésie dateraient du Wisconsinien supérieur.
- Le nord de la Gaspésie a été successivement ou concurrentement occupé, selon les époques, par différents types de glaciers : calottes locales, inlandsis laurentidien, glaciers de décharge.
- Dans le nord de la Gaspésie, l'écoulement glaciaire a changé de sens à deux reprises au moins : la glace s'écoule d'abord vers le nord-ouest (calotte gaspésienne), puis vers le sud-est (inlandsis laurentidien), et enfin vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est, selon les secteurs (nouvelle calotte gaspésienne) (LEBUIS et DAVID, 1977; DAVID et LEBUIS, 1985; McGERRIGLE, 1952, 1959; HÉTU et GRAY, 1981a).

Cette histoire glaciaire polyphasée s'est-elle exprimée dans le modèle glaciaire ? C'est ce que nous tenterons de démontrer.

L'ÉROSION GLACIAIRE EN GASPÉSIE : LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les nombreux auteurs qui ont traité de l'érosion glaciaire en Gaspésie font l'unanimité sur au moins un point (BAIL, 1979) : en dehors des quelques cirques et vallées en auge

observés dans les Chic-Chocs (COLEMAN, 1922; ALCOCK, 1927, 1944; DRESSER et DENIS, 1946; CARBONNEAU, 1949; FLINT *et al.*, 1942; McGERRIGLE, 1952; MATTINSON, 1964; BIRD, 1972; GRAY et BOURDUAS, 1978; DE ROMER, 1977; BARON-LAFRENIÈRE et GRAY, 1981; BARON-LAFRENIÈRE, 1983) et dans la péninsule de Forillon (ROED, 1979; ALLARD et TREMBLAY, 1981), le paysage gaspésien serait très peu «glaciaire». Dès le début du siècle, CHALMERS (1905) s'exprimait ainsi : «Les côtes sont à angles saillants, abruptes et ne présentent aucunement l'apparence arrondie des régions qui ont subi une érosion glaciaire» (p. 259). ALCOCK (1927, 1935) et COLEMAN (1922) abondent dans le même sens : «*In general it may be said that the effects of local glaciation in Gaspé are not strongly marked and may easily be overlooked... V-shaped, zigzag river valleys are proofs that the region was in general only lightly touched by ice*» (COLEMAN, 1922, p. 14). Il en est de même de BLANCHARD (1935) : «Rien cependant qui rappelle ici le continent laurentien si fortement marqué par l'empreinte des glaces» (p. 18). Plus près de nous, FLINT (1971), LEBUIS et DAVID (1977) et BAIL (1983) arrivent à la même conclusion : «*A conspicuous example of slight glacial erosion is the wide region extending from the crest of the Shickshock Mountains, ... southward across Chaleur Bay through western New Brunswick. Here glacial erosion was so slight that the terrain has been considered by more than one geologist to have escaped glaciation*»³ (FLINT, 1971, p. 116). En bien des points du paysage gaspésien, les glaciers n'auraient même pas réussi à décaper tout le stock d'altérites pré-glaciaires (COLEMAN, 1922; LEBUIS, 1973a; LEBUIS et DAVID, 1977; BAIL, 1983; DAVID et LEBUIS, 1985).

Ces diverses opinions semblent corroborées par l'étude des dépôts corrélatifs. En général, les dépôts glaciaires sont très peu abondants en Gaspésie. Sur les plateaux, qui forment la majeure partie du paysage, le till est toujours très mince (quelques décimètres), quand il n'est pas carrément absent (COLEMAN, 1922; ALCOCK, 1935; LEBUIS, 1973a, 1973b; LEBUIS et DAVID, 1977; CHAUVIN, 1982, 1983; DAVID et LEBUIS, 1985). En maints endroits, la roche en place n'est recouverte que par une mince couche d'altérite. Seules les vallées présentent des épaisseurs de dépôts meubles appréciables (plus de 30 m localement d'après nos propres observations). Mais la surface totale occupée par les fonds de vallée ne compte en réalité que pour une très petite portion du paysage gaspésien. La tranche moyenne de drift pour l'ensemble du territoire est donc faible, ce qui à première vue semble appuyer l'hypothèse d'une retouche glaciaire mineure en Gaspésie.

Les auteurs de cet article ne partagent pas les avis qui précèdent. Les idées de COLEMAN (1922), de ALCOCK (1927, 1935), de CHALMERS (1905) et de BLANCHARD (1935) semblent effectivement applicables à certaines régions de la Gaspésie (BAIL, 1979), mais il serait abusif de les généraliser à l'ensemble de la péninsule. Dans certains secteurs, les formes d'érosion glaciaire sont à la fois abondantes

3. Sur ce dernier point, voir GRANT (1977).

et importantes. C'est le cas notamment de la région que nous avons étudiée.

LE MODÈLE GLACIAIRE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

On retrouve plusieurs types de formes d'érosion glaciaire dans le nord de la Gaspésie. Certaines ont été produites par de petits glaciers locaux (glaciers de cirque, glaciers de vallée). D'autres font appel à des glaciers plus importants (calotte régionale ou inlandsis). Enfin, on note aussi des formes polygéniques. Ces diverses catégories de formes seront décrites ci-dessous.

A) LES FORMES PRODUITES PAR DE PETITS GLACIERS LOCAUX

Plusieurs auteurs ont signalé des cirques glaciaires en Gaspésie (COLEMAN, 1922; ALCOCK, 1927, 1944; FLINT, DEMOREST et WASHBURN, 1942; DRESSER et DENIS, 1946; CARBONNEAU, 1949; McGERRIGLE, 1952; MAT-TINSON, 1964; DE ROMER, 1977; LEBUIS et DAVID, 1977; BIRD, 1981; BARON-LAFRENIÈRE et GRAY, 1981; ALLARD et TREMBLAY, 1981; BARON-LAFRENIÈRE, 1983; DAVID et LEBUIS, 1985). Exception faite des cirques signalés par ALLARD et TREMBLAY (1981) sur la presqu'île de Forillon, tous les cirques découverts jusqu'à ce jour en Gaspésie sont localisés dans les hautes terres du nord de la Péninsule (monts Chic-Chocs, monts McGerrigle), au-dessus de 800 m d'altitude.

Pour notre part, nous en avons cartographié vingt-six (fig. 2), et nous aurions pu en ajouter une dizaine si nous avions tenu compte des formes douteuses. Certains d'entre eux sont situés hors des Chic-Chocs et à très faible altitude.

Les cirques glaciaires que nous avons inventoriés sont très inégalement répartis (fig. 2). On peut les regrouper en deux familles: les cirques des hauts plateaux et les cirques de la zone côtière (tabl. II).

Les cirques des hauts plateaux sont de loin les plus nombreux (76,9%, soit 20). Ils sont en général de plus grande taille que les cirques de la zone côtière; leur plancher est compris entre 710 m et 910 m d'altitude (tabl. II). Ils occupent deux contextes morphologiques distincts. Quatorze des vingt cirques notés dans les hautes terres se sont développés dans les escarpements qui bordent les hauts plateaux (cirques de paroi, fig. 5). Les six autres ont pris naissance à la tête des petites vallées qui ravinent le rebord des plateaux (ex.: la vallée du ruisseau du Diable, près du lac du même nom, au mont Albert, fig. 2).

Plusieurs cirques glaciaires des hautes terres sont occupés par un petit lac de barrage morainique ou de surcreusement glaciaire (ou les deux). Le cirque du lac «sans nom», près du lac Caplan, en fournit un très bel exemple (fig. 6). Dans ce cas précis, le lac est retenu par une moraine frontale mise en place par un petit glacier de cirque. On note la même organisation dans le cirque du lac aux Américains: une petite moraine frontale formée de till et de matériau fluvioglaciaire retient les eaux du lac (COLEMAN, 1922).

TABLEAU II

Dimensions et altitude des cirques glaciaires du nord de la Gaspésie (mesures effectuées sur des cartes topographiques à 1/25000 et à 1/50000)

N° du cirque (localisation; fig. 2)	Altitude du plancher (m)	Longueur (m)	Largeur (m)	Hauteur du mur amont (m)
A) Mont albert				
1	860	600	600	150
2	895	600	750	90
3	895	650	500	105
4	830	1150	1050	180
5	895	750	1000	230
6	910	950	1100	240
X:	880	783	833	166
B) Monts McGerrigle				
7	725	1000	1000	260
8	725	1125	700	210
9	790	2125	1125	230
10	790	1250	1125	195
11	760	750	625	260
12	790	675	750	260
13	820	825	700	240
14	820	750	750	240
15	710	2000	1750	300
16	820	1250	1125	180
17	860	1625	1000	230
18	730	1750	1750	195
19	850	1500	650	180
20	790	1375	1300	150
X:	776	1285	1025	223
C) Région côtière				
21	410	600	1000	150
22	335	650	750	105
23	210	800	750	180
24	230	600	700	210
25	335	500	600	75
26	605	1400	1250	135
X:	354	758	842	142



FIGURE 5. Cirque glaciaire du flanc ouest du massif des monts McGerrigle.

Glacial cirque on the west flank of the Monts McGerrigle massif.

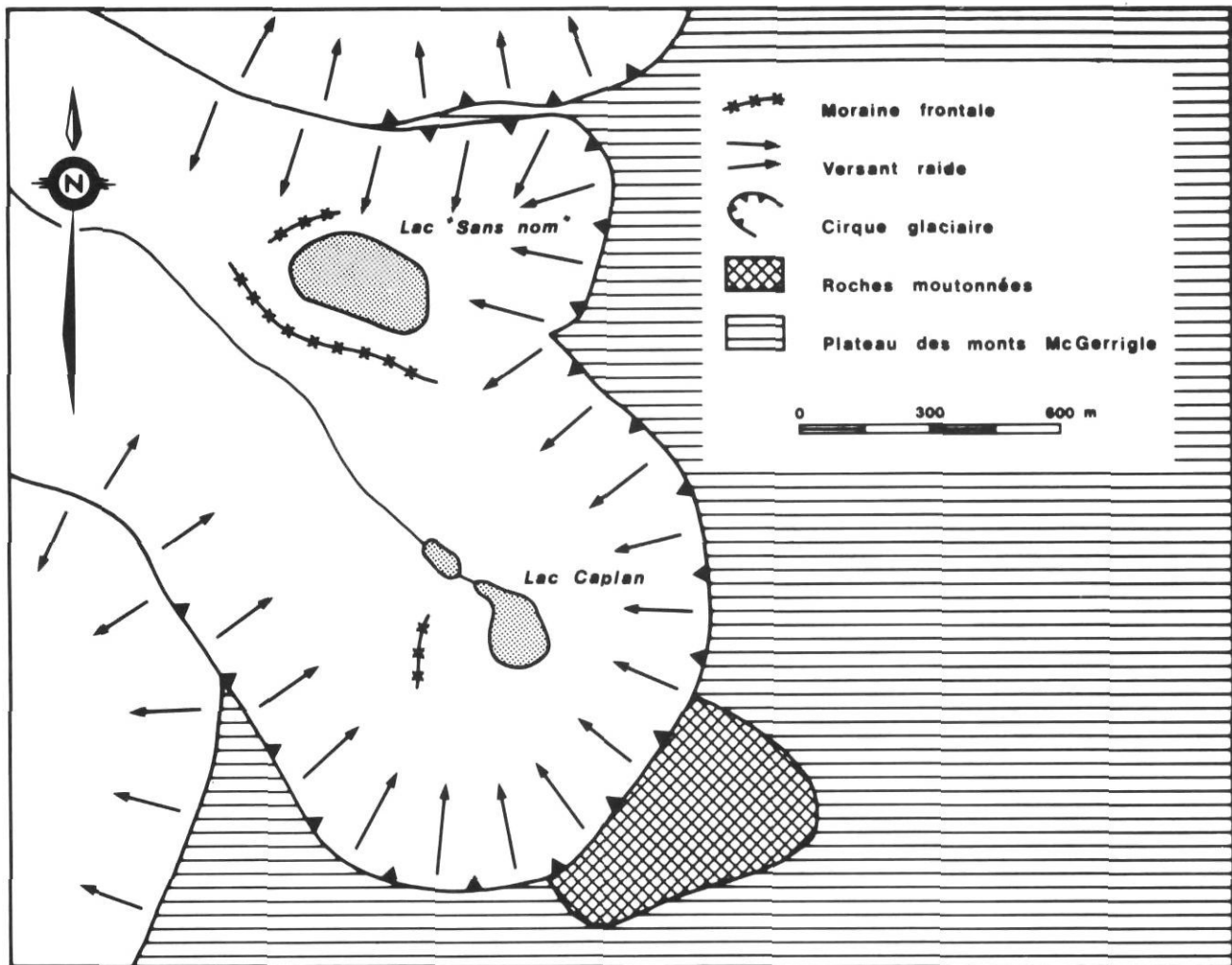


FIGURE 6. Cirques des lacs «sans nom» et Caplan. Les lacs sont barrés par des moraines frontales mises en place par de petits glaciers de cirque.

Cirques occupied by lacs «sans nom» and Caplan. The lakes are dammed by small terminal moraines deposited by cirque glaciers.

Les cirques glaciaires de la zone côtière sont à la fois moins nombreux (cinq au total, peut-être huit si l'on tient compte des formes douteuses) et de petite taille (tabl. II). Leur plancher est situé entre 210 m et 605 m d'altitude. Ils sont localisés à la tête des petites vallées affluentes ou encore dans les versants raides qui bordent les vallées (fig. 2 et 7).

Dans l'ensemble, les cirques glaciaires de la région étudiée sont assez bien conservés. Ils présentent des contours très nets, aux arêtes vives (fig. 7). Il en existe quelques-uns cependant, surtout dans les monts McGerrigle, qui semblent avoir été érodés après leur formation (BARON-LAFRENIÈRE, 1983). Leurs bords sont émoussés. Parfois, leur mur amont, ou mur de rimage, a même été partiellement défoncé et façonné par les glaciers. On retrouve alors des surfaces polies et moutonnées jusque dans la partie supérieure du mur de rimage. De plus, on observe souvent des champs de roches moutonnées juste au-dessus de la tête des cirques (fig. 2, 6 et 8). Ces retouches témoignent d'un recouvrement plus global du paysage après la formation des cirques, soit par une calotte régionale, soit par l'inlandsis laurentidien.



FIGURE 7. Cirque glaciaire suspendu au-dessus du fond de la vallée de la rivière à Pierre.

Hanging glacial cirque, tributary to the Rivière à Pierre Valley.

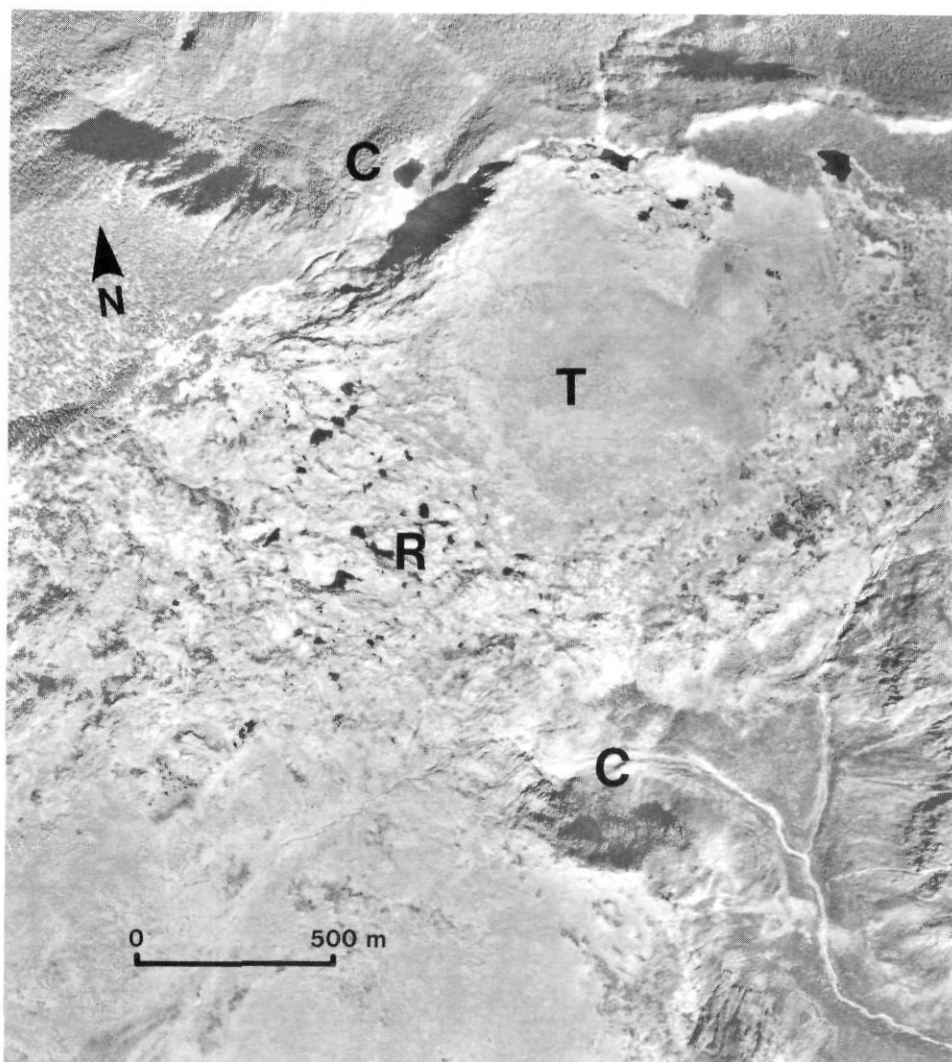


FIGURE 8. Vue aérienne verticale du plateau du mont Albert (altitude moyenne: 1060 m). C: cirque glaciaire; R: roches moutonnées; T: till (photo du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec n° Q75393-25).

Aerial view of the plateau of Mont Albert, situated at an average elevation of 1060 m. C: cirque; R: roches moutonnées; T: till (Photo of Min. de l'Énergie et des Ressources du Québec, No. Q75393-25).

B) LES FORMES PRODUITES PAR UNE CALOTTE RÉGIONALE OU UN INLANDSIS

Mis à part les cirques glaciaires émoussés, deux autres types de formes témoignent d'un recouvrement général du paysage par les glaciers: les champs de roches moutonnées que l'on trouve à la surface des hauts plateaux et certains cols glaciaires développés au travers des anciennes lignes de partage des eaux préglaciaires. Étant donné leur position topographique, ces formes d'érosion ne peuvent être attribuées à des glaciers locaux (glaciers de cirque, glaciers de vallée).

Les champs de roches moutonnées

Localement, la surface des hauts plateaux (mont Albert, monts McGerrigle) a été raclée et fortement érodée par les glaciers, dont le travail a été guidé par les plans de faiblesse de la roche (diaclasses, failles,...). Il en est résulté une topographie fortement bosselée caractérisée par un amalgame désordonné de lacs de surcreusement, dont les contours sont contrôlés par la structure géologique, et de collines rocheuses profilées et moutonnées (fig. 8 et 9). Ces surfaces bosselées correspondent à la topographie de *knock-and-lochan* de LINTON (1963).



FIGURE 9. Topographie de «knock-and-lochan» à la surface du plateau des monts McGerrigle (1 000 m environ). À l'avant-plan, les lacs Bouliane et Perré; à l'arrière-plan (flèche), vallée de la rivière Madeleine.

Knock-and-lochan topography near the margins of the plateau situated at ca 1000 m in the interior of the Monts McGerrigle massif. In the foreground: lacs Bouliane and Perré. In the background (arrow): valley of Rivière Madeleine.

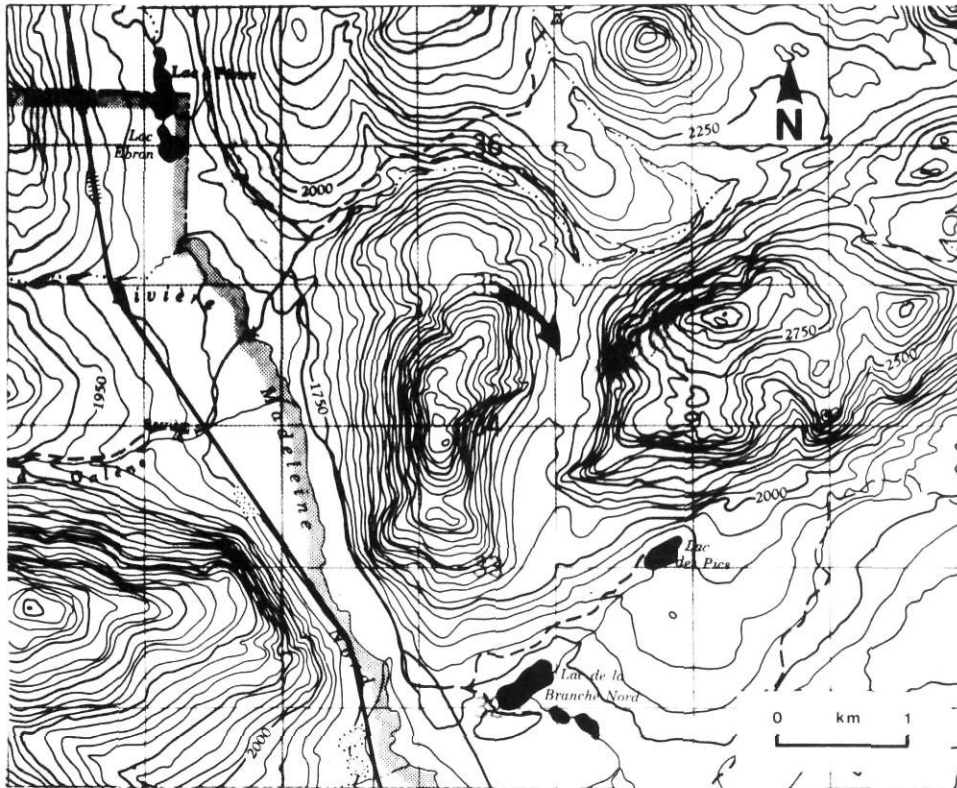


FIGURE 10. Le col du lac des Pics.
Col in the vicinity of Lac des Pics.

Sur les hauts plateaux, les champs de roches moutonnées ne couvrent au total que de petites surfaces, principalement localisées à la tête des cirques (fig. 2, 6 et 8). Hormis ces retouches ponctuelles, l'érosion glaciaire paraît très réduite à la surface des plateaux, alors qu'elle est beaucoup plus forte, comme nous le verrons, au droit des vallées.

Étant donné leur localisation sur les plus hauts sommets ou légèrement en contrebas des plus hauts sommets régionaux (fig. 8), les champs de roches moutonnées décrits ci-dessus impliquent un recouvrement total du paysage par les glaciers. Il est toutefois impossible de préciser uniquement à partir du modelé s'il s'agit d'une calotte régionale ou de l'inlandsis laurentidien.

Les cols glaciaires d'interfluve

Nous regroupons sous ce terme les cols glaciaires créés par la glace seule au travers des principaux reliefs de la région, ceux-là même qui devaient constituer les principales lignes de partage des eaux avant les glaciations. Nous les opposons aux cols glaciaires de tête de vallée, que nous décrirons plus loin. Ces derniers sont situés dans le prolongement des vallées d'origine fluviale. Ils se sont développés par remodelage des anciennes têtes de vallée fluviale. De leur côté, les cols glaciaires d'interfluve sont totalement indépendants du réseau hydrographique pré-glaciaire. Ils sont généralement assez haut perchés dans le paysage. Ils sont ouverts aux deux bouts, n'ont pas de bassin-versant et débouchent au-dessus des reliefs environnants à chacune de leurs extrémités (fig. 10 et 11). Ils présentent de beaux profils en auge typiques. Enfin, certains d'entre eux sont occupés par une série de lacs en chapelet (fig. 11).

Les cols d'interfluve les plus intéressants sont situés au nord-est des monts McGerrigle (col du lac des Pics, col des lacs Boisbuisson; fig. 10 et 11). Le col des lacs Boisbuisson, qui est le plus important des deux, a 5 km de long, 1 km de

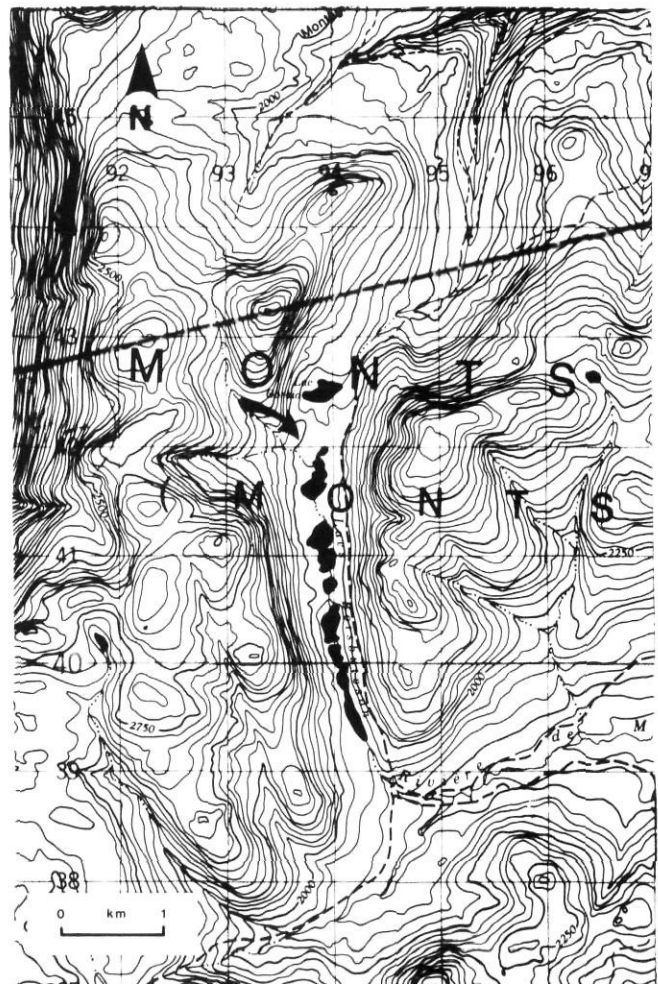


FIGURE 11. Le col des lacs Boisbuisson.
Col in the vicinity of lacs Boisbuisson.

large et 200 à 300 m de profondeur (fig. 11). Il traverse de part en part l'extrémité orientale du plateau des Chic-Chocs (fig. 2) et débouche au-dessus du plateau gaspésien à chacune de ses extrémités. Étant donné sa position altitudinale (il domine le plateau gaspésien) et puisqu'il n'est pas relié à un bassin-versant, on ne peut l'associer à une langue glaciaire de vallée de type alpin. Le glacier qui l'a façonné devait recouvrir une bonne partie du plateau gaspésien (du moins aux alentours). En fait, il a fort probablement été façonné par des courants de glace à la base d'une calotte ou d'un inlandsis. De tels cols sont très fréquents dans les paysages de glaciation continentale (SUGDEN, 1968; CLAYTON, 1965; COATES, 1974; COATES et KIRKLAND, 1974; LINTON, 1963; SUGDEN et JOHN, 1976).

C) LES FORMES D'ORIGINE MIXTE: LE CAS DES VALLÉES

Dans cette section, nous traiterons surtout des vallées principales. Exception faite des rares cas où la tête de la vallée a été remodelée en cirque, les petites vallées secondaires ne semblent pas, en général, avoir été substantiellement modifiées par l'érosion glaciaire. Elles présentent un modelé

très proche de la vallée fluviale typique, avec toutes les réserves que cela comporte (TRICART et CAILLEUX, 1962, p. 289-290).

L'érosion glaciaire s'est montrée très efficace au droit des vallées principales. L'aspect général du réseau hydrographique pré-glaciaire a été modifié de plusieurs manières: par érosion et défonçage des anciennes têtes de vallée fluviale; par surcreusement, élargissement et calibrage des vallées fluviales pré-existantes.

Les cols de tête de vallée

Le fait glaciaire le plus important de la région est l'érosion des anciennes têtes de vallée fluviale et leur remplacement par des cols (fig. 12), que nous avons appelés cols de tête de vallée (*glacial breaches*). Cet aspect de la géomorphologie glaciaire a fait l'objet de nombreuses études, notamment en Écosse par LINTON (1947, 1957), LINTON et MOISLEY (1960), SISSONS (1967) et SUGDEN (1968), en Irlande par DURY (1959) et aux États-Unis par VON ENGELN (1945), CLAYTON (1965), COATES (1974) et COATES et KIRKLAND (1974).

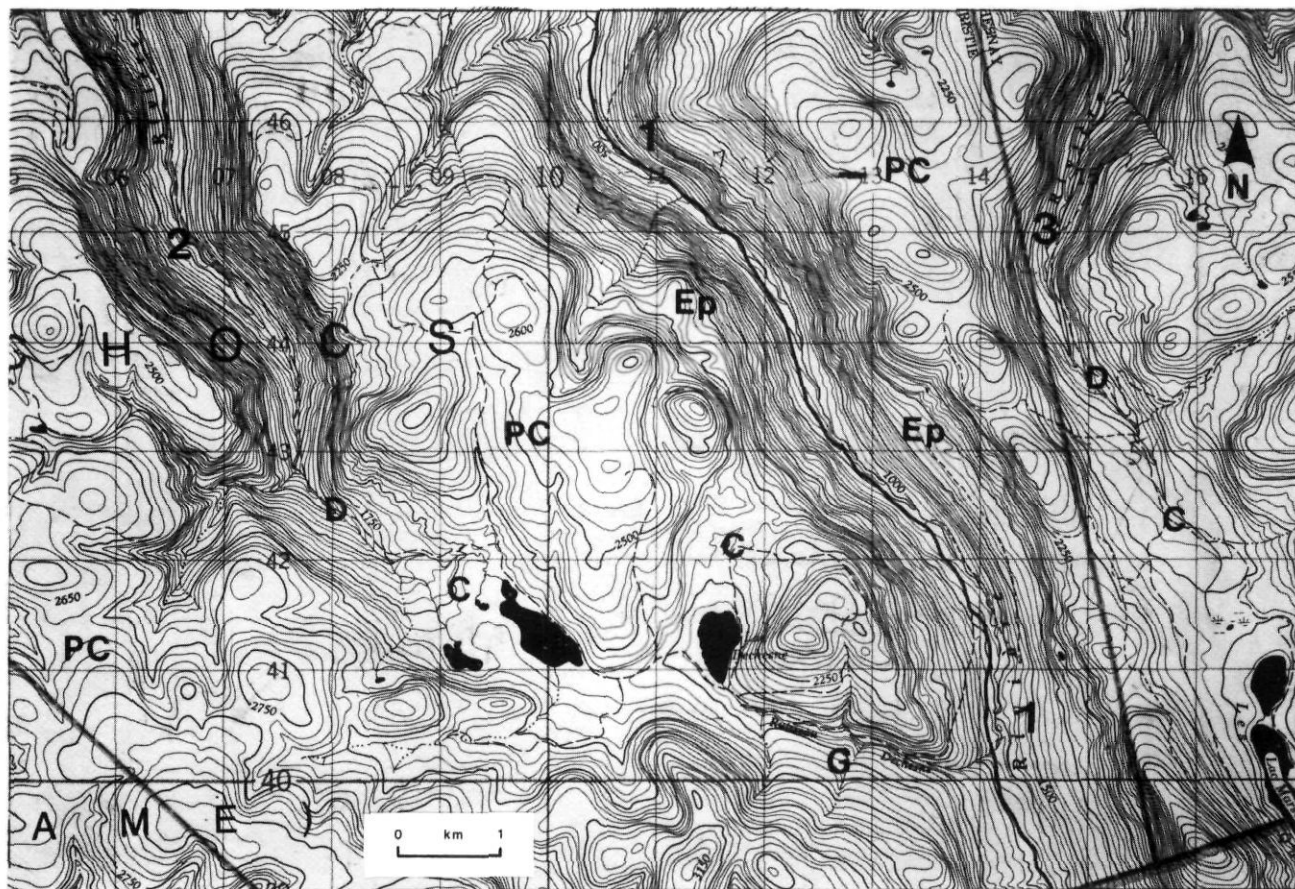


FIGURE 12. Modelé d'érosion glaciaire près du lac Dechesne, dans la région de la haute rivière Marsouli (1), de la haute rivière à la Marte (2) et de la haute rivière Marsouli Est (3). PC: plateau des Chic-Chocs; Ep: épaulement; D: tête de vallée défoncée; C: col glaciaire; G: gorge de raccordement.

Glacially modified features in the vicinity of Lac Dechesne, in the upper Marsouli valley (1), in the upper Marte valley (2) and in the upper valley of the Rivière Marsouli Est (3). PC: Chic-Chocs plateau; Ep: valley-side bench; D: breached watershed; C: glacial col; G: postglacially cut gorge.

Toutes les vallées principales de la région ont vu leur tête défoncée, élargie et calibrée par l'érosion glaciaire. La vallée de la rivière à Pierre en fournit un bel exemple. À son embouchure, elle fait plus de 2,5 km de large d'un interfluve à l'autre. Elle a l'aspect d'une auge à large fond plat (fig. 4 et 13: profil 1). Ce fond plat correspond à un remblaiement fluvioglaciaire et marin qui colmate la vallée jusqu'à 150 m d'altitude environ. Nous n'avons aucun renseignement quant à l'allure du plancher rocheux sous ce remblaiement. Au-delà de la zone remblayée, soit à 10 km de l'embouchure environ, la vallée change progressivement d'aspect. Le profil en auge est graduellement remplacé par un profil en V (fig. 13: profils 2 et 3). Les versants se raccordent maintenant directement au talweg. La vallée ne fait plus que 1,5 km de large. Elle gardera cet aspect sur 5 à 6 km environ. En arrivant dans la région du lac à Pierre, qui correspond à la source de la rivière à Pierre, la vallée s'évase subitement. Sa largeur d'un interfluve à l'autre atteint plus de 3 km. Elle présente non plus un profil en V, mais un profil d'auge à fond plat très évasé (fig. 13; profil 4). Ce tronçon de vallée correspond à un col de tête de vallée qui s'est développé sur l'ancienne ligne de partage entre les eaux se drainant vers le nord, par la vallée de la rivière à Pierre, et celles qui se drainent vers le sud-est, puis le nord-est, par la vallée de la rivière Madeleine. Ces deux rivières, qui coulent pourtant en sens opposé près de leur source, empruntent le même col dans la partie supérieure de leurs cours (fig. 2). Ce col constitue une véritable trouée à travers le plateau des Chic-Chocs, qui a moins d'une douzaine de kilomètres de large à cet endroit (fig. 2). Son développement implique un surcreusement local de plus de 200 m, compte tenu de l'altitude des sommets qui le bordent.

De telles trouées sont fréquentes à travers les deux plateaux supérieurs (fig. 2 et 14). Qu'on pense à cette trouée majeure que forme la vallée de la Sainte-Anne, par exemple, trouée d'ailleurs empruntée par la route trans-gaspésienne (route 299) qui va de Sainte-Anne-des-Monts à New Richmond (fig. 14).

La vallée de la rivière Marsoui et la série de cols que l'on trouve dans son prolongement correspond aussi à une trouée importante. Les dix premiers kilomètres de la vallée de la rivière Marsoui, depuis son embouchure, correspondent, tout comme la partie inférieure de la vallée de la rivière à Pierre et ce pour la même raison (remblaiement fluvioglaciaire et marin), à une auge à fond plat. Sa largeur d'un interfluve à l'autre fait environ 1 km à son embouchure. En pénétrant dans le plateau des Chic-Chocs, la vallée de la rivière Marsoui s'élargit. Sa largeur atteint maintenant plus de 2 km. Elle demeurera à peu près constante sur plus d'une douzaine de kilomètres, ce qui montre bien la perfection du calibrage. Elle présente un profil transversal en auge, localement coupé d'épaulements (fig. 12). Vers le sud, la vallée de la rivière Marsoui se prolonge par un col à profil en auge qui permet de passer, et ce progressivement, sans rupture de pente importante, du bassin de la rivière Marsoui à celui de la Sainte-Anne-Nord-Est, puis par une série d'autres cols, du bassin de la Sainte-Anne à celui de la petite rivière Cascapédia Ouest (fig. 2 et 14). Les lignes de partage des eaux préglaciaires entre ces bassins ont été à peu près totalement éli-

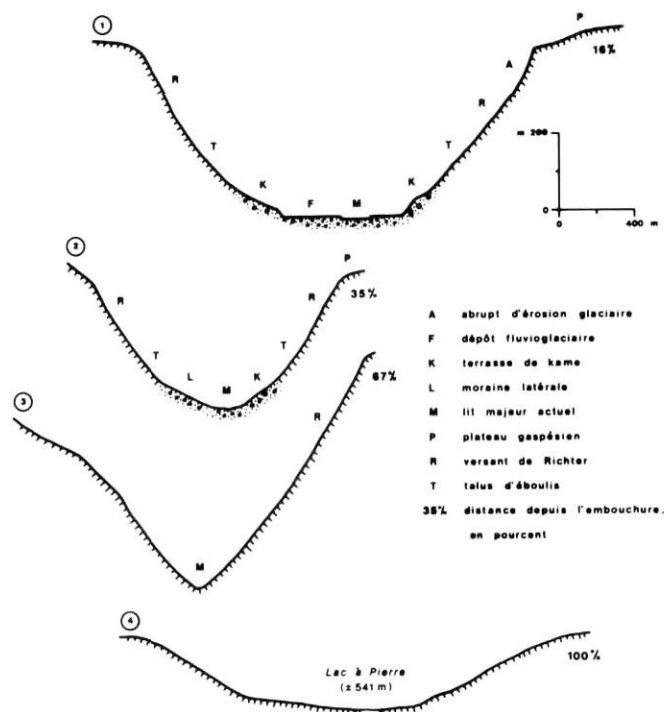


FIGURE 13. Évolution du profil en travers le long de la vallée de la rivière à Pierre (voir fig. 2 pour la localisation des profils).

Cross-profile of the valley of Rivière à Pierre (for profile locations see Fig. 2).

minées, ce qui implique une érosion localement très importante: l'élimination de l'ancienne ligne de partage des eaux entre les bassins des rivières Marsoui et Sainte-Anne-Nord-Est implique un surcreusement local de plus de 300 m.

Le développement des cols de tête de vallée au travers des lignes de partage des eaux pré-glaciaires a entraîné des modifications importantes dans la configuration du réseau hydrographique. Localement, il a eu pour conséquence le déplacement des lignes de partage des eaux. Certains bassins-versants semblent s'être agrandis (ALCOCK, 1927, 1935; COLEMAN, 1922), alors que d'autres diminuaient en superficie. Le détail du relief pré-glaciaire n'étant pas connu avec précision, il est difficile d'évaluer l'ampleur des déplacements. Mais compte tenu de la taille des cols, des déplacements de quelques kilomètres sont tout à fait envisageables dans certains cas. Ces déplacements pourraient être à l'origine des anomalies majeures signalées par ALCOCK (1927) dans le réseau hydrographique de la péninsule.

En Gaspésie, les plateaux des Chic-Chocs et des monts McGerrigle et Albert devraient constituer la ligne de partage des eaux la plus «logique» entre les bassins qui se drainent vers le nord, c'est-à-dire vers l'estuaire du Saint-Laurent, et ceux qui se drainent vers le sud, vers la baie des Chaleurs. Mais dans le détail, on note quelques «anomalies». Profitant d'un réseau de cols en enfilade, certaines rivières, qui pourtant se jettent dans l'estuaire du Saint-Laurent, prennent naissance au sud du plateau des Chic-Chocs. C'est le cas notamment des rivières Sainte-Anne et Cap-Chat qui ont respectivement

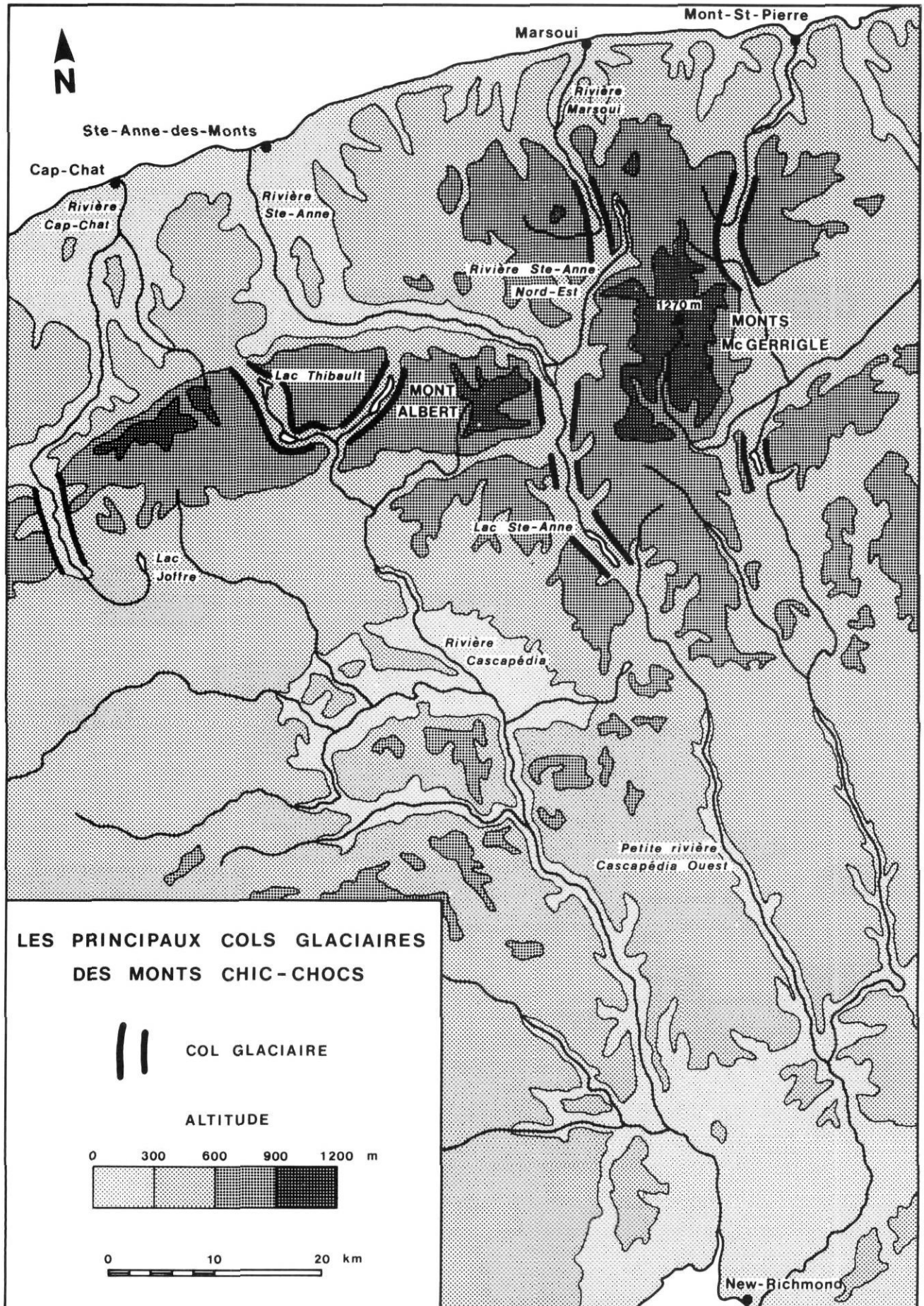


FIGURE 14. Les principaux cols glaciaires du nord de la Gaspésie. *The main glacial cols in north central Gaspésie.*

leur source dans le lac Sainte-Anne et le lac Joffre (fig. 14). L'inverse est vrai aussi: la rivière Cascapédia, qui se jette dans la baie des Chaleurs, prend sa source dans le lac Thibault. Or celui-ci est situé près de l'escarpement nord du plateau des Chic-Chocs (fig. 14). D'après ALCOCK (1927), MATTINSON (1964) et BIRD (1972) les cols empruntés par les rivières actuelles correspondent à des vallées fluviales pré-glaciaires développées par surimposition lors du démantèlement des surfaces d'érosion supérieures, dont il ne reste plus que des lambeaux (plateau des Chic-Chocs, plateau du mont Albert, plateau des monts McGerrigle). L'action des glaciers se limiterait alors à un simple remodelage. L'idée de la surimposition est intéressante, certes, mais trop limitative selon nous, et par surcroît très difficile à étayer. Rien dans le paysage ne vient l'appuyer. Les cols dont il est question ici ont une morphologie typiquement glaciaire. Par ailleurs, nous ne disposons d'aucun dépôt corrélatif antérieur au dernier stade glaciaire. On ne peut donc écarter la possibilité qu'ils aient été entièrement produits par l'érosion glaciaire. Des cols glaciaires de cette envergure sont tout à fait envisageables (CLAYTON, 1965; COATES, 1974). Ils auraient pu se développer par défonçage de la crête séparant deux têtes de vallée adossées.

Surcreusement, élargissement et calibrage des vallées

On trouve le long des vallées principales et tout particulièrement près de leur embouchure des indices de surcreusement et d'élargissement: les vallées affluentes sont suspendues au-dessus du fond des vallées principales (fig. 15 et 16). La vallée de la coulée à Layoute, premier affluent d'importance à partir de l'estuaire, sur la rive droite de la rivière à Pierre, débouche à près d'une centaine de mètres au-dessus du fond de la vallée de la rivière à Pierre (fig. 15 et 16). Il en est de même de la vallée de la coulée Ferrée. Elle débouche à une centaine de mètres au-dessus du fond de la vallée de la rivière à Claude (fig. 16). À noter que dans chacun des cas, le fond actuel de la vallée principale est recouvert de dépôts meubles, dont l'épaisseur est inconnue. Il est fort possible que le plancher rocheux des vallées principales soit profondément enfoui sous de puissants dépôts meubles, ce qui impliquerait des surcreusements plus importants qu'il n'y paraît à première vue. Cette hypothèse est d'autant plus plausible qu'il n'y a généralement pas d'affleurements rocheux dans le lit des rivières dans leur section aval. De plus, nous savons qu'il existe dans la région au moins un cas de surcreusement sous le niveau actuel de la mer; il s'agit du lac de l'Anse Pleureuse, qui est situé dans la vallée de la rivière de l'Anse Pleureuse, à environ 1,7 km de la mer. Il fait 1,75 km de long et un peu plus d'un demi kilomètre de large (fig. 17). La surface du lac se trouve à 10 m au-dessus du niveau de la mer et le fond à plus de 20 m au-dessous. Bien qu'étant situé à plus de 40 m sous la limite marine régionale (HÉTU, GANGLOFF et GRAY, 1979; HÉTU et GRAY, 1981a) le lac de l'Anse Pleureuse n'a pas été comblé par des sédiments marins ou autres. C'est qu'il a été occupé, et ce très tardivement (jusque vers 10 900 ans BP au moins), par une langue glaciaire jalonnée de terrasses de kame (HÉTU et GRAY, 1981a). Ce lac témoigne d'un surcreusement local relativement important, d'autant plus que cette profondeur de 20 m ne représente vraisemblablement



FIGURE 15. Vallée affluente suspendue (vallée de la coulée à Layoute).

Hanging tributary valley (valley of the Coulée à Layoute).

qu'une valeur minimale: le lac se comporte depuis la déglaciation comme une cuvette de décantation; il piège presque tous les sédiments qu'y charrie la rivière de l'Anse Pleureuse. Le fond actuel du lac est donc probablement très au-dessus du soubassement rocheux. La vallée de l'Anse Pleureuse correspondrait donc à un ancien fjord subséquemment colmaté par des dépôts marins et fluvioglaciaires (fig. 17). Seul le lac de l'Anse Pleureuse a échappé au remblayage étant donné son occupation tardive par une langue glaciaire.

Le surcreusement et l'élargissement des vallées principales ont fortement modifié la configuration des vallées fluviales pré-glaciaires. Ils se sont traduits par une forte atténuation, voire même l'élimination des sinuosités mineures des fonds de vallée préglaciaire, et par l'érosion de l'extrémité des croupes (éperons) séparant les vallées affluentes, qui ont été remplacées par des facettes triangulaires ou trapézoïdales fortement inclinées (fig. 18). Là où l'érosion glaciaire a été très importante, des parois rocheuses sub-verticales sont apparues (fig. 19). Au cours de la période postglaciaire, leur démantèlement a permis la formation de nombreux talus d'éboulis (HÉTU et GRAY, 1980, 1981b et 1984).

La genèse des vallées glaciaires

Dans l'ensemble, les principales vallées du nord de la Gaspésie telles qu'elles apparaissent aujourd'hui doivent beaucoup à l'érosion glaciaire. L'interprétation du modèle glaciaire des vallées est toutefois très difficile. Elles semblent avoir été façonnées par deux types de glacier au moins:

(a) *par des courants de glace à la base d'une calotte.* Les vallées glaciaires de la région se terminent rarement par des cirques glaciaires du côté amont. Elles sont en général prolongées par des cols de têtes de vallée. Le façonnement de tels cols implique l'existence d'un glacier important (calotte ou inlandsis) au-dessus des anciennes têtes de vallée, à la surface du plateau des Chic-Chocs. Ces cols «*have been cut by ice spilling over the through head and are associated with erosion beneath ice caps or ice sheets*» (SUGDEN et JOHN, 1976, p. 178). Ils correspondent au *Icelandic through* de LINTON (1963). Ils font partie des formes d'érosion glaciaire

caractéristiques des régions de plateau incisé qui ont connu une glaciation continentale (SUGDEN, 1968; CLAYTON, 1965; COATES, 1974; COATES et KIRKLAND, 1974; SUGDEN et JOHN, 1976).

(b) *par des langues glaciaires*: quelque temps après l'isolement de la calotte gaspésienne, les vallées du nord de la Gaspésie furent occupées par des langues glaciaires (HÉTU et GRAY, 1981a). Plusieurs dépôts et formes attestent leur existence (moraines latérales, terrasses de kame, ...). Ces langues glaciaires étaient alimentées par la calotte gaspésienne en retrait, et non par des glaciers de cirque. Elles ont certainement contribué au façonnement des vallées, mais on ne peut préciser dans quelle mesure.

Une autre inconnue subsiste quand au développement des vallées glaciaires. Nous avons déjà souligné l'existence d'au moins deux renversements du sens de l'écoulement glaciaire au cours du Quaternaire (DAVID et LEBUIS, 1985). Ainsi dans les vallées, les glaciers s'écoulaient tantôt d'amont en aval (calottes gaspésiennes), tantôt d'aval en amont (in-

landsis laurentidien). Théoriquement, ces renversements du sens de l'écoulement glaciaire auraient dû laisser des traces dans le modelé. Or il n'en est rien. Aucun trait du modelé n'a pu être attribué à des écoulements glaciaires de sens contraire. Il est possible que le dernier écoulement glaciaire en ait effacé les traces.

* * *

L'analyse des formes d'érosion glaciaire décrites dans cette section montre que le nord de la Gaspésie a connu deux types de glaciation différents:

a) *des glaciations de type alpin* attestées par l'existence de cirques glaciaires.

b) *des glaciations de type continental*. Le paysage est alors recouvert par des glaciers beaucoup plus importants (calotte régionale ou inlandsis), dont la zone d'alimentation domine les lignes de partage des eaux préglaciaires. Ces glaciers ont façonné les cols d'interfluve et les champs de roches moutonnées des hauts plateaux, et transformé les

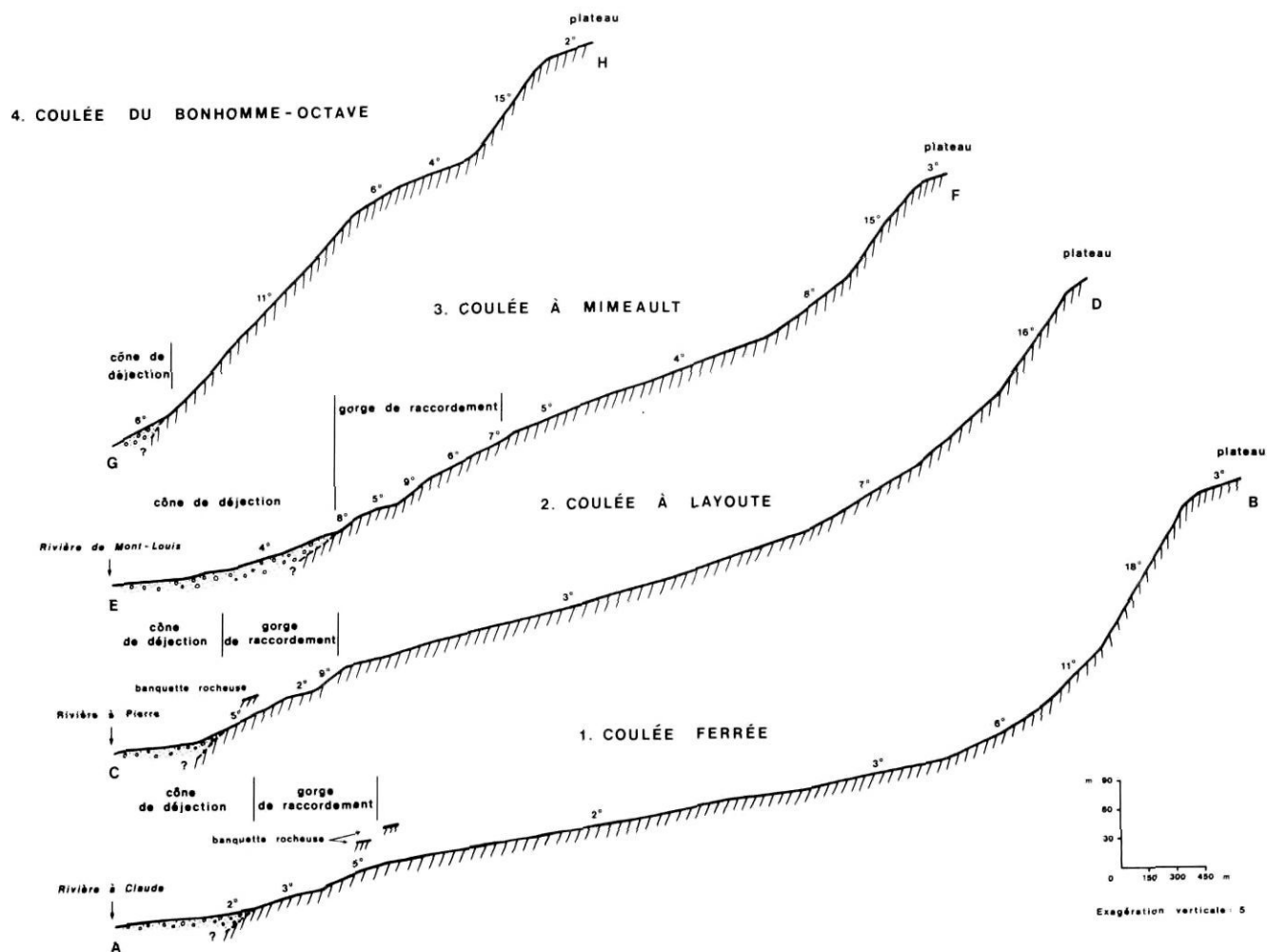


FIGURE 16. Profil en long de quelques vallées affluentes suspendues. Les coulées du Bonhomme-Octave et à Layoute sont des affluents de la rivière à Pierre; la coulée Ferrée est un affluent de la rivière à Claude; la coulée à Mimeault est un affluent de la rivière de Mont-Louis (voir le tabl. I pour la localisation).

Long profile of several hanging tributary valleys. The coulées du Bonhomme-Octave and à Layoute are tributary to the Rivière à Pierre; the Coulée Ferrée is tributary to the Rivière à Claude; the Coulée à Mimeault is tributary to the Rivière de Mont-Louis (see Table I for exact location).

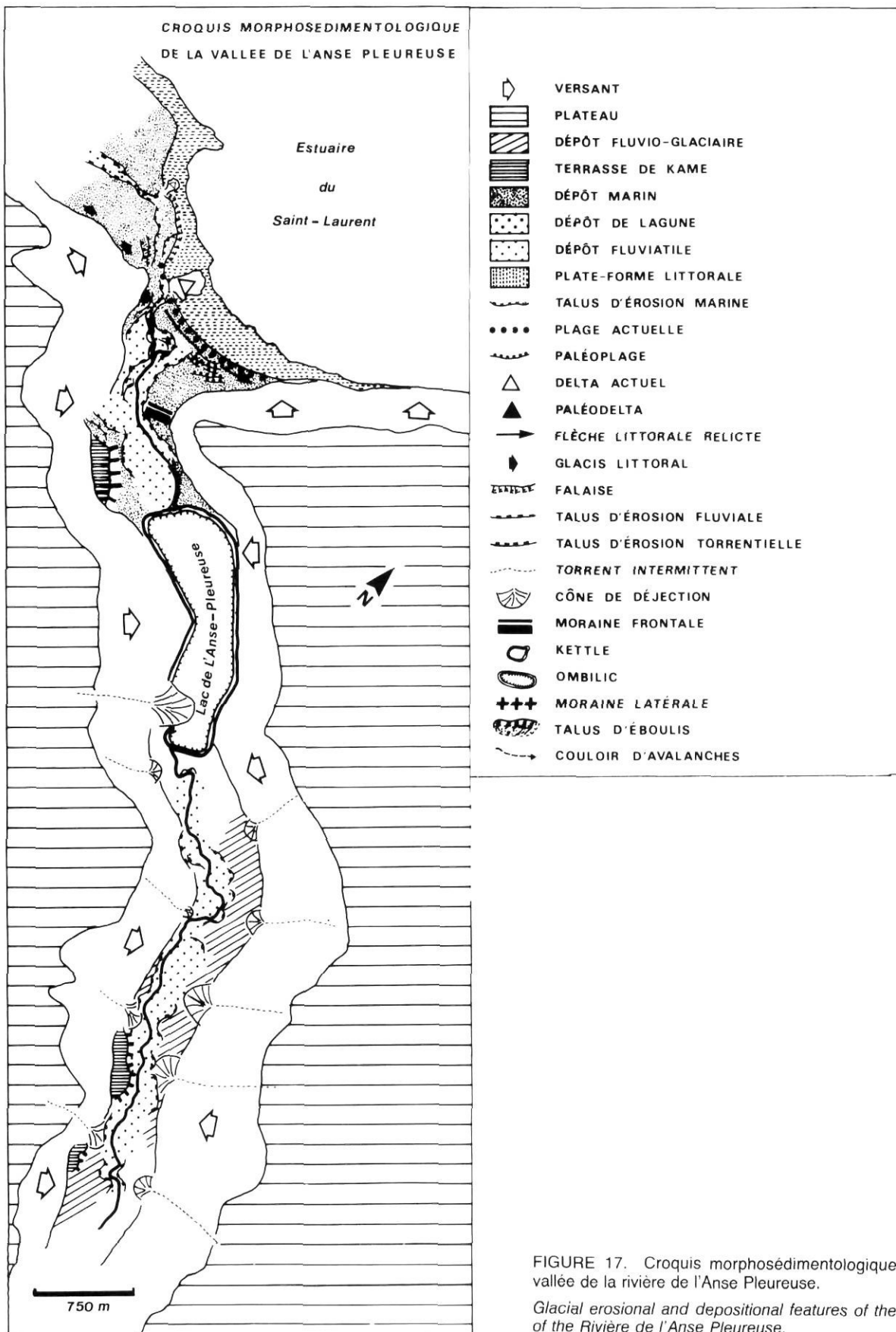


FIGURE 17. Croquis morphosédimentologique de la vallée de la rivière de l'Anse Pleureuse.
Glacial erosional and depositional features of the valley of the Rivière de l'Anse Pleureuse.



FIGURE 18. Bel exemple d'auge glaciaire: la vallée de la rivière Sainte-Anne, près du mont Albert. À gauche: le lac du Diable; à droite, une série d'éperons tronqués (t).

Fine example of a U-shaped glacial valley: the valley of the Rivière Sainte-Anne, in the vicinity of Mont Albert. Looking north. Note the Lac du Diable on the west side of the valley, and an impressive suite of truncated spurs on the east side of the valley.

têtes de vallée préglaciaires en cols glaciaires (*glacial breaches*). Ils ont, en outre, émoûssé, voire même défoncé dans certains cas, la bordure d'un certain nombre de cirques.

L'ÂGE DES FORMES GLACIAIRES

En l'absence de repères chronologiques sûrs, l'âge absolu des formes d'érosion glaciaire et leur vitesse d'évolution sont difficiles à préciser. Toutefois, certaines caractéristiques des cirques tels qu'ils apparaissent aujourd'hui indiquent que leur façonnement s'est fait sous différents régimes glaciaires, qui se sont probablement répétés, en alternance, à maintes reprises au cours du Quaternaire.

D'abord, le volume des dépôts morainiques inclus dans les moraines latérales et frontales qui occupent certains cirques est toujours très faible par rapport aux dimensions du cirque qui les contient. Ces dépôts morainiques, qui sont un héritage des derniers glaciers de type alpin à avoir occupé les cirques, ne représentent en fait que de légères retouches sur des cuvettes déjà bien formées. Ensuite, certains cirques ne contiennent ni moraine frontale ni moraine latérale qui pourraient être reliées à des glaciers alpins, mais plutôt des tills régionaux mis en place par des glaciers beaucoup plus importants, probablement une calotte régionale ou peut-être même l'inlandsis laurentidien. Enfin, ces mêmes glaciers (calotte régionale ou inlandsis) sont responsables du défonçage de la tête de plusieurs cirques et, à certains endroits, de la formation de champs de roches moutonnées dans la partie supérieure des cirques.

Ainsi, les cirques glaciaires ont été modelés, tour à tour, par des glaciers de cirque et par de grandes calottes glaciaires, d'origine gaspésienne et d'origine laurentidienne. Quoique non vérifiable, la séquence d'événements qui suit semble plausible pour chacun des épisodes glaciaires. Selon les secteurs, on aurait connu lors de l'englaciation la formation d'une première génération de glaciers de cirque, avec façonnement



FIGURE 19. Abrupt d'érosion glaciaire (A) qui domine un talus d'éboulis (T) partiellement fossilisé par la forêt. Vallée de la rivière à Pierre (versant est).

Glacially steepened slope (A) on the east side of the valley of Rivière à Pierre. A cliff segment (T) overlooks a talus slope, which, although forested in its lower section, presently is quite active.

progressif du plancher et des murs de cuvettes. Par la suite, la région aurait été recouverte par une ou plusieurs calottes glaciaires pendant la phase de glaciation continentale. Au cours de cette phase, les dépôts glaciaires de la phase précédente auraient été emportés et les têtes de cirques, défoncées. Enfin, pendant la déglaciation, les cirques glaciaires auraient été de nouveau occupés par de petits glaciers de type alpin, comme l'atteste la découverte de petites moraines frontales dans les cirques du pourtour des monts McGerrigle. Ces moraines dateraient vraisemblablement du Wisconsinien supérieur. Les petits bourrelets morainiques qui barrent les lacs « sans nom » et Caplan en sont de beaux exemples (fig. 6). Ils n'auraient pu survivre au passage d'une calotte. Il en va de même de certains cirques qui, si l'on en juge par la « fraîcheur » de leur contour, ne semblent pas avoir été recouverts par une calotte depuis leur dernière occupation par un glacier de cirque (fig. 7).

Ainsi, les formes d'érosion glaciaire décrites ici ne peuvent être considérées comme étant exclusivement wisconsinienne. Le modelé glaciaire, tel qu'il apparaît aujourd'hui, pourrait être le résultat d'une longue suite de retouches cumulées, la dernière (au cours du Wisconsinien supérieur) n'étant pas nécessairement la plus importante. L'étude des dépôts glaciaires nous amène aussi à la même conclusion.

Tous les chercheurs qui ont travaillé en Gaspésie ont été frappés par la rareté des dépôts glaciaires (LEBUISS, 1973a, 1973b; LEBUISS et DAVID, 1977, HÉTU et GRAY, 1981a; CHAUVIN, 1982, 1983; BAIL, 1983; DAVID et LEBUISS, 1985). Actuellement, il ne semble pas y avoir suffisamment de dépôts glaciaires en Gaspésie, même en tenant compte des pertes (transport fluvial vers la mer de Goldthwait), pour rendre compte d'un modelé glaciaire aussi important que celui que nous venons de décrire. Si tel est le cas, le modelé glaciaire du nord de la Gaspésie serait pour l'essentiel hérité des périodes glaciaires anciennes, pour lesquelles il ne subsiste plus de dépôts corrélatifs (d'après DAVID et LEBUISS (1985), tous les

dépôts glaciaires de la Gaspésie datent du Wisconsinien supérieur). Les glaciers du Wisconsinien supérieur (DAVID et LEBUIS, 1985) n'auraient que retouché des formes glaciaires beaucoup plus anciennes.

Toute cette discussion soulève un nouveau problème. L'érosion glaciaire a-t-elle été d'une efficacité constante tout au long des nombreux épisodes glaciaires du Quaternaire? En fait, il est possible qu'elle ait été plus efficace au cours des glaciations anciennes, et ce pour les raisons suivantes (WARNKE, 1970; SUGDEN et JOHN, 1976, p. 166-167):

1. Les premiers glaciers, qui ont recouvert la Gaspésie au début du Quaternaire, ont profité d'un important stock d'altérites anciennes (tertiaires) faciles à éroder, qui, une fois mobilisées, ont augmenté le potentiel érosif de la glace en lui fournissant une grande quantité d'abrasif (TRICART et CAILLEUX 1962; LLIBOUTRY, 1964).

2. Au début du Quaternaire, le paysage n'était pas adapté à la dynamique des glaciers. Ceux-ci ont rapidement façonné des passages permettant l'évacuation de la glace (vallées glaciaires bien calibrées, cols de tête de vallée, cols d'interfluve). Au cours des glaciations subséquentes, les glaciers ont simplement ré-emprunté les mêmes passages. Comme ils étaient déjà en bonne partie morphologiquement adaptés au passage des glaces, la retouche glaciaire a donc été minimale. C'est du moins ce qui semble s'être passé au Wisconsinien supérieur, si l'on en juge par les faibles quantités de till qui occupent le paysage actuellement.

3. Le régime thermique à la base des glaciers, lequel détermine le potentiel érosif de la glace (SUGDEN, 1977, 1978; DENTON et HUGHES, 1981) a peut-être varié d'une période glaciaire à l'autre. Cette hypothèse est intéressante (WARNKE, 1970), mais très difficile à manier, et ce pour deux raisons au moins: 1° on ne connaît pratiquement rien des glaciers qui ont précédé le Wisconsinien; 2° on ne connaît pas l'âge exact des formes glaciaires.

Malheureusement, les modèles qui ont pour objectif la reconstitution des caractéristiques thermiques à la base des glaciers n'en tiennent pas compte (SUGDEN, 1978; DENTON et HUGHES, 1981; DAVID et LEBUIS, 1985). Ces modèles s'appuient sur la répartition *actuelle* des formes et des dépôts glaciaires. Ils reposent sur deux postulats: les formes d'érosion glaciaires qui composent les paysages actuels sont contemporaines; elles datent de l'optimum glaciaire du Wisconsinien supérieur. Il s'agit selon nous d'une simplification abusive. Une conception polychronique (plusieurs retouches cumulées étalées sur tout le Quaternaire) et polygénique (plusieurs types de glaciers) des paysages glaciaires est certainement plus proche de la réalité.

CONCLUSION

Contrairement à ce qu'ont prétendu certains auteurs (ALCOCK, 1927, 1935; BLANCHARD, 1935; COLEMAN, 1922), quelques secteurs de la Gaspésie ont été considérablement transformés par les glaciers. Toutefois, l'érosion glaciaire s'est montrée très sélective. Les éléments du paysage les plus touchés sont les vallées et, dans une moindre mesure, les

escarpements séparant les plateaux. Les plateaux eux-mêmes, qui occupent pourtant plus de 60% de l'espace, portent peu de traces de retouche glaciaire (CLAYTON, 1965; SUGDEN, 1968; SUGDEN et JOHN, 1976); les seules formes glaciaires vraiment évidentes qu'on y trouve (champs de roches moutonnées) sont localisées à la tête des cirques et des vallées qui ravinent les rebords de plateau, c'est-à-dire précisément là où la vitesse d'écoulement de la glace à la base de la calotte devait être maximale en raison de la convergence des glaces et de l'augmentation de la pente (SUGDEN, 1968). Comme nous venons de le souligner, les vallées sont beaucoup plus retouchées, surtout les vallées principales. Elles ont été surcreusées dans leur partie aval, parfois même sous le niveau de la mer. De plus, elles ont été calibrées et élargies, ce qui s'est traduit par l'apparition d'abrupts d'érosion glaciaire, d'éperons tronqués et de vallées affluentes suspendues. Du coup, leur profil en travers s'est trouvé considérablement transformé: elles présentent de beaux profils en auge. Par ailleurs, la majorité des vallées principales ont vu leur tête défoncée et remplacée par un col glaciaire. Le développement de tels cols impliquent des déplacements parfois considérables des lignes de partage des eaux préglaciaires. Enfin, au niveau des escarpements, la retouche glaciaire est très localisée, mais considérable puisqu'elle s'est traduite par le développement de cirques glaciaires.

L'étude du modelé glaciaire du nord de la Gaspésie s'est montrée aussi riche en enseignements que l'analyse des dépôts meubles (McGERRIGLE, 1952; LEBUIS et DAVID, 1977). Elle a permis de reconstituer une histoire complexe, qui semble s'être déroulée en plusieurs phases, chacune d'elles étant caractérisée par un modelage glaciaire particulier selon le régime glaciaire, soit de glacier de cirque (glaciation alpine) soit de calotte glaciaire (glaciation continentale). Certains auteurs ont noté des séquences de formes glaciaires semblables dans quelques secteurs des Appalaches, notamment au New Hampshire (GOLDTHWAIT, 1940; FLINT, 1970; BRADLEY, 1981), dans le Maine (CALDWELL, HANSON et THOMPSON, 1985), à Forillon (ALLARD et TREMBLAY, 1981) et dans la région du mont Mégantic (CLÉMENT et PELLETIER, 1980). L'âge exact des formes d'érosion glaciaire n'a pu être précisé, mais plusieurs indices suggèrent qu'elles sont, pour l'essentiel, antérieures au Wisconsinien supérieur.

REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes ont collaboré à la préparation de cet article. Sur le terrain, les auteurs ont été assistés par Sylvie Lefèvre, Michel Cardinal et feu Luc Gendreau. Claude Livernoche (UQAR) et Pierre Bail (U. de M.) ont lu et commenté les versions préliminaires de l'article. Les figures ont été dessinées par Suzanne Gagnon. Roland Morin a produit les photographies. Enfin, Claire Dubé et Suzanne Bérubé se sont chargées de la dactylographie. À tous, nos remerciements les plus sincères. Pour ces travaux, les auteurs ont bénéficié de subventions du CRSNG et du ministère de l'Éducation du Québec (FCAC). Les auteurs tiennent également à remercier Peter P. David et Serge Occhiotti pour leurs conseils judicieux à la lecture de la première version du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- ALCOCK, F. J. (1927): *La région cartographiée du mont Albert (Québec)*, Commission géologique du Canada, Mémoire 144, 79 p.
- (1935): *Geology of Chaleur Bay Region*, Geological Survey of Canada, Memoir 183, 165 p.
- (1944): Further information on glaciation in Gaspé, *Transactions of the Royal Society of Canada*, section IV, p. 15-21.
- ALLARD, M. et TREMBLAY, G. (1981): Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXV, n° 1, p. 105-125.
- BAIL, P. (1979): *Élément de la glyptogénèse glaciaire dans certaines régions de l'Amérique du Nord*, Montréal, Univ. McGill, manuscrit non publié, 23 p.
- (1980): Le mouvement des glaces en Gaspésie sud-orientale, 4^e coll. de l'AQUA, Québec, *Résumé des communications*.
- (1983): *Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale*, Thèse de doctorat non publiée, Montreal, Univ. McGill, 148 p.
- BARON-LAFRENIÈRE, L. et GRAY, J. T. (1981): Le problème des limites glaciaires et zones d'altération dans les Hautes Terres Gaspésiennes, in James T. Gray, édité, *Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, AQUA et CANQUA, 166 p.
- BARON-LAFRENIÈRE, L. (1983): *Géomorphologie glaciaire de la région du Mont Jacques-Cartier, Gaspésie*, Mém. de maîtrise, Univ. de Montréal, non publié, 140 p.
- BIRD, J. B. (1972): The denudational evolution of the Maritime Provinces, Canada, *Revue de géographie de Montréal*, vol. XXVI, n° 4, p. 421-432.
- (1980): *The natural landscapes of Canada*, Wiley, Toronto, 260 p.
- BIRON, S. (1971): *Géologie de la rive sud du St-Laurent de Cap-Chat à Gros-Morne, Comté de Gaspé-Nord*, Min. des Richesses naturelles, Québec, DP-240, 9 p., carte.
- (1972): *Géologie de la région de Ste-Anne-des-Monts, Comté de Gaspé-Nord*, Min. des Richesses naturelles, Québec, DP-243 7 p., carte.
- (1973): *Région de Marsoui, Comté de Matane*, Min. des Richesses naturelles, Québec, DP-244, 7 p., carte.
- BIROT, P. (1970): *Les régions naturelles du globe*, Paris, Masson, 380 p.
- BLANCHARD, R. (1935): *L'est du Canada français, province de Québec*, Tome 1, Beauchemin, Montréal, 366 p.
- BRADLEY, D. C. (1981): Late Wisconsin mountain glaciation in the northern Presidential Range, New Hampshire, *Arctic and Alpine Research*, vol. 13, n° 3, p. 319-327.
- CALDWELL, D. W., HANSON, L. S. et THOMPSON, W. B. (1985): Styles of deglaciation in central Maine, in H. W. Borns, Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, édité, *Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec*, Geological Society of America, Special Paper 197, p. 45-58.
- CARBONNEAU, C. (1949): Glaciation dans les monts Shickshocks, *Canadian Mining Journal*, vol. 70, n° 6, p. 74-81.
- CHALMERS, R. (1905): Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Québec, *Compte rendu sommaire des travaux de la Commission géologique durant l'année 1904*, Commission géologique du Canada, vol. 16A, p. 257-270.
- CHAUVIN, L. (1982): *Géologie du Quaternaire de la région de Mont-Louis-Grande-Vallée (Comté de Gaspé-Est)*, Min. de l'Énergie et des Ressources Québec, DP 82-04, 2 cartes commentées.
- (1983): *Géologie du Quaternaire de la région de Ruisseau Lesseps — Murdochville (partie centrale de la Gaspésie)*, Min. de l'Énergie et des Ressources, Québec, 2 cartes commentées.
- CHOINIÈRE, J. (1978): *Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la région de Mont-Louis*, Québec, Min. de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-674,31 p.
- CLAYTON, K. M. (1965): Glacial erosion in the Finger Lakes Regions, New York State, *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. IX, p. 50-62.
- CLÉMENT, P. et PELLETIER, J. (1980): Le mont Mégantic (Québec): essai de mise au point géomorphologique, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXIV, n° 2, p. 175-185.
- COATES, D. R. (1974): Reappraisal of the Glaciated Appalachian Plateau, in D. R. Coates, édité, *Glacial Geomorphology*, State Univ. of New York, Binghamton, p. 205-243.
- COATES, D. R. et KIRKLAND, J. T. (1974): Application of glacial models for largescale terrain derangements, in W. C. Mahaney, édité, *Quaternary Environments*, First York Univ. Symp. on Quaternary Research, Geographical Monographs, n° 5, p. 99-136.
- COLEMAN, A. P. (1922): *Physiography and Glacial Geology of Gaspé Peninsula, Québec*, Geological Survey of Canada, Bulletin n° 34, 52 p.
- DAVID, P. P. et LEBUIS, J. (1985): Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada, in W. Borns, Jr., P. LaSalle et W. B. Thompson, édité, *Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Quebec*, Geological Society of America, Special Paper 197, p. 85-109.
- DENTON, G. H. et HUGHES, T. (1981): *The Last Great Ice Sheets*, New York, John Wiley and Sons, 484 p.
- DE ROMER, H. S. (1977): *Région des monts McGerrigle*, Min. des Richesses naturelles, Québec, R. G. 174, 233 p.
- DIONNE, J.-C. (1977): La mer de Goldthwait au Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, n° 1-2, p. 61-80.
- DRESSER, J. A. et DENIS, T. C. (1946): *La géologie de Québec. Géologie descriptive*, vol. II, Min. des Mines, Québec, R. G. 20, 647 p.
- DURY, G. H. (1959): A contribution to the geomorphology of Central Donegal, *Proceedings of the Geological Association of London*, vol. 70, part 1, p. 1-27.
- ENOS, P. C. (1969): *Cloridorme Formation, middle Ordovician flysch, Northern Gaspé peninsula, Quebec*, Geological Society of America, Special Paper 117, 66 p.
- FLINT, R. F. (1971): *Glacial and Quarternary geology*, New York, John Wiley, 892 p.
- FLINT, R. F., DEMOREST, M. et WASHBURN, A. L. (1942): Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspé Peninsula, *Geological Society of America Bulletin* vol. 53, p. 1211-1230.
- GANGLOFF, P. (1983): Les fondements géomorphologiques de la théorie des paléonunataks: le cas des monts Torngats, *Zeitschrift für Geomorphologie*, S. B.-47, p. 109-136.
- GOLDTHWAIT, R. P. (1940): Geology of the Presidential Range, New Hampshire, *Academy Science Bulletin*, n° 1, p. 1-41.

- GRANT, D. R. (1977): Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic provinces, Canada, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, n^{os} 3-4, p. 247-260.
- GRAY, J. T. (1969): *Glacial history of the Eastern Mealy Mountains, Southern Labrador, Arctic*, vol. 22, n^o 2, p. 106-111.
- GRAY, J. T. et BOURDUAS, G. (1978): Glacial limits in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec, *Résumé des communications, Congrès annuel de l'Association géologique du Canada, Toronto*.
- HÉTU, B., GANGLOFF, P. et GRAY, J. T. (1979): La déglaciation des vallées de Mont-Saint-Pierre, Mont-Louis et de l'Anse-Pleureuse (Gaspésie), 47^e Cong. de l'ACFAS, *Résumé des communications*, p. 106.
- HÉTU, B. et GRAY, J. T. (1980): Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis: Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXIV, n^o 2, p. 187-208.
- (1981a): La déglaciation fini-wisconsinienne du golfe du Saint-Laurent aux montagnes Chic-Chocs, in J. T. Gray, édit., *Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*, Excursion et colloque en Gaspésie, AQQUA-CANQUA, guide d'excursion, p. 88-105.
- (1981b): L'évolution morphologique du secteur nord de la Gaspésie suite à la déglaciation, in J. T. Gray, édit., *Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*, Excursion et colloque en Gaspésie, AQQUA-CANQUA, guide d'excursion, p. 106-119.
- (1984): L'évolution postglaciaire des versants raides de la région de Mont-Louis (Gaspésie septentrionale): un exemple de réadaptation morphoclimatique, 5^e Congrès de l'AQQUA, Sherbrooke (Qué.), *programme et résumés*, p. 32-33.
- HUGHES, T. J., SCHILLING, D. S. et BORNES, H. W. (1976): Marginal surges of the Laurentide Ice Sheet and calving bays in the Gulf of St. Lawrence system, 3^e coll. de l'AQQUA, Trois-Rivières, *Résumé des communications*, p. 49.
- IVES, J. D. (1978): The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation, *Arctic*, vol. 31, n^o 1, p. 24-55.
- JOHN, B. S. (1972): Evidence from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctica, in R. J. Price et D. E. Sugden, édit., *Polar Geomorphology*, Institute of British Geographers, Special Publ. n^o 4, p. 75-92.
- LASALLE, P. et GUILDAY, J. E. (1980): *Caverne de Saint-Elzéar-de-Bonaventure*, Min. de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-750, 31 p.
- LEBUISS, J. (1973a): *Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, comtés de Matane et Matapédia*, Min. des Richesses naturelles, Québec, DP-216, 18 p.
- (1973b): *Géologie du Quaternaire de la région de Cap-Chat, comtés de Gaspé-Nord, Matane et Matapédia*, Min. des Richesses naturelles, Québec, GM-28584, 11 p.
- LEBUISS, J. et DAVID, P. P. (1977): La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, n^{os} 3-4, p. 275-296.
- LINTON, D. L. (1949): Some Scottish river captures re-examined, *Scottish Geographical Magazine*, vol. 65, p. 123-131.
- (1957): Radiating valleys in glaciated lands, *Tijdschrift van het Koninklijke Nederlandsche Aardrijkskundig Genootschap*, vol. LXXIV, p. 297-312.
- (1963): The forms of glacial erosion, *Transactions of the Institute of British Geographers*, n^o 33, p. 1-28.
- LINTON, D. L. et MOISLEY, H. A. (1960): The origin of Lock Lomond, *Scottish Geographical Magazine*, n^o 76, p. 26-37.
- LLIBOUTRY, L. (1964): *Traité de glaciologie*, Paris, Masson, T. 1, p. 428 p.
- LOCAT, J. (1977): L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, n^{os} 3-4, p. 297-306.
- (1978): *Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles*, Min. des Richesses naturelles, Québec, DPV-605, 64 p.
- MATTINSON, C. R. (1964): *Région du Mont Logan, Comtés de Matane et de Gaspé-Nord*, Min. des Richesses naturelles, Québec, R.G. 118, 97 p.
- McGERRIGLE, H. W. (1952): Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula, *Transactions of the Royal Society of Canada*, vol. 46, Ser. III, p. 37-51.
- (1959): *Région de la rivière Madeleine*, Min. des Mines, Québec, R.G. 77.
- MILLER, M. M. (1961): A distribution study of abandoned cirques in the Alaska-Canada Boundary range, in G. O. Roash, édit., *Geology of the Arctic*, vol. 2, p. 833-847.
- OCCHIETTI, S. (1982): Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXVI, n^{os} 1-2, p. 15-49.
- OLYPHANT, G. A. (1977): Topoclimate and the depth of cirque erosion, *Geografiska Annaler*, vol. 59A, p. 209-213.
- PAYETTE, S., BOUDREAU, F. et LEDOUX, R. (1981): Paléoécologie du Mont Jacques-Cartier, in J. T. Gray, édit., *Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, AQQUA et CANQUA, 166 p.
- PREST, V. K. (1977): *General stratigraphic framework of the Quaternary in eastern Canada*, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, n^{os} 1-2, p. 7-14.
- ROBERGE, J. et GASCOYNE, M. (1978): Premiers résultats de datations dans la grotte de Saint-Elzéar, Gaspésie, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXII, n^o 3, p. 281-287.
- ROED, M. A. (1979): Geomorphologic analysis of Forillon National Park, Québec, Canada, *Maritime Sediments*, vol. 15, p. 47-54.
- SEGUIN, M.-K. (1976): *L'est du Canada. Basses Terres du Saint-Laurent, Appalaches, Bouclier précambrien*, Paris, Masson et Québec, Edisem, 176 p.
- SISSONS, J. B. (1967): *The Evolution of Scotland's Scenery*, Archon Books, 259 p.
- SKIDMORE, W. B. (1965): *Région de Gastonguay-Mourier, Comtés de Gaspé-Nord, Gaspé-Sud et Bonaventure*, Min. des Richesses naturelles, Québec, R.G. 105, 87 p.
- SUGDEN, D. E. (1968): The selectivity of glacial erosion in the Cairngorm Mountains, Scotland, *Transactions of the Institute of British Geographers*, n^o 45, p. 79-92.

- (1969): The age and form of corries in the Cairngorms, *Scottish Geographical Magazine*, vol. 85, n° 1, p. 34-46.
- (1978): Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet, *Journal of Glaciology*, vol. 20, n° 83, p. 367-391.
- SUGDEN, D.E. et JOHN, S.J. (1976): *Glaciers and Landscapes*, Londres, Edward Arnold, 376 p.
- THOMAS, R. H. (1977): Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St-Lawrence valley system, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. XXXI, nos 3-4, p. 347-356.
- TREMBLAY, R. L., COCKBURN, G. H. et LALONDE, J. P. (1975): *Géochimie des sédiments de ruisseau, région du Mont Albert*, Min. des Richesses naturelles, Québec, E.S. 19, 20 p.
- TRENHAILE, A. S. (1977): Cirque elevation and Pleistocene snowlines, *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 21, n° 4, p. 445-459.
- TRICART, S. et CAILLEUX, A. (1962): *Le modèle glaciaire et nival*, Paris, SEDES, 508 p.
- VON ENGELN, O. D (1945): Glacial diversion of drainage, *Annals of the Association of American Geographers*, vol. XXXV, n° 3, p. 79-119.
- WARNKE, D. A. (1970): Glacial erosion, ice rafting, and glacial-marine sediments: Antarctica and the southern ocean, *American Journal of Science*, vol. 269, p. 276-294.