

Article

« Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec »

Alain Painchaud, J. M. M. Dubois et Q. H. J. Gwyn
Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, n° 2, 1984, p. 93-111.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032545ar>

DOI: 10.7202/032545ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

DÉGLACIATION ET ÉMERSION DES TERRES DE L'OUEST DE L'ÎLE D'ANTICOSTI, GOLFE DU SAINT-LAURENT, QUÉBEC

Alain PAINCHAUD, J.M.M. DUBOIS et Q.H.J. GWYN, Département de géographie, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec J1K 2R1.

RÉSUMÉ La géomorphologie et les dépôts quaternaires de la partie ouest de l'île d'Anticosti sont principalement associés à la glaciation du Wisconsinien supérieur et à la déglaciation au contact de la mer postglaciaire de Goldthwait. Le till de l'île a été mis en place au Wisconsinien supérieur au cours de la dernière avancée de l'inlandsis laurentidien. La dynamique de la glace à l'époque démontre une faible capacité d'érosion, le front du glacier se maintenant probablement près de la côte sud (actuelle) de l'île. Lors de la déglaciation, une calotte résiduelle s'est maintenue sur l'île. Une récurrence, survenue vers 12 500 ans BP, a permis l'édification de la moraine de Sainte-Marie. Cette moraine est formée de bourrelets morainiques sur la côte sud et d'épandages proglaciaires dans l'ouest et au nord de l'île. La calotte a existé pendant environ 1000 ans. Au cours de sa fonte, la mise en place du till d'Elsie s'est faite en association avec celles de nombreuses moraines de De Geer au nord des bourrelets de la moraine de Sainte-Marie, parallèlement à la côte. Une dernière récurrence venant du nord a permis la mise en place de la moraine de la rivière à l'Huile, probablement vers 9000 – 9500 ans BP, ce qui serait contradictoire avec les données provenant de la Côte-Nord du Saint-Laurent. Entre 11 000 et 9000 ans BP, le taux d'émersion a été de 2 m par siècle; il s'est abaissé par la suite à 25 cm par siècle.

ABSTRACT *Déglaciation and emergence of the western part of Anticosti Island, Gulf of St. Lawrence, Québec.* The Quaternary geomorphology and deposits of the western part of Anticosti Island are primarily associated with the late Wisconsinan glaciation and with deglaciation in contact with the Goldthwait Sea. The surface till was deposited during the late Wisconsinan readvance of the Laurentide ice sheet. The ice sheet had little eroding ability at that time and its margin was probably maintained near the south coast of the Anticosti Island. During deglaciation a residual ice cap remained and readvanced around 12 500 yrs BP and deposited the Sainte-Marie Moraine. The moraine consists of several morainic ridges on the south coast and proglacial outwash deposits on the west and north coasts. The ice cap remained for about 1000 years. During its breakup, Elsie Till was deposited in association with numerous De Geer moraines to the north of the Sainte-Marie Moraine, parallel to the south coast. A final readvance from the north resulted in the formation of the Rivière à l'Huile Moraine along the north coast between 9000 and 9500 yrs BP. Those dates are in conflict with the chronology of the North Shore of the St. Lawrence River. Between 11 000 and 9000 yrs BP, the rate of emersion was 2 m/century and subsequently it decreased to 25 cm/century.

ZUSAMMENFASSUNG *Enteisung und Hervortreten des westlichen Teils der Anticosti-Insel, St. Lorenz Golf, Québec.* Die Geomorphologie und die Ablagerungen des Quartär im westlichen Teil der Insel Anticosti werden vor allem mit der späteren Wisconsin-Eiszeit in Zusammenhang gebracht und mit der Enteisung in Verbindung mit dem Goldwaith-Meer. Die Grundmoräne wurde während des späteren Wisconsin Rückvorstosses der Laurentides Eisdecke abgelagert. Die Eisdecke hatte damals eine sehr geringe Erosionsfähigkeit, und ihre Grenze befand sich wahrscheinlich in der Nähe der Südküste der Anticosti-Insel. Während der Enteisung blieb eine Resteiskalotte, die etwa 12500 Jahre v.u.Z. aufs Neue vordrang und die Sainte-Marie Moräne ablagerte. Die Moräne besteht aus mehreren Moränen-Rippen an der Südküste und aus proglazialen ausgewaschenen Ablagerungen an der West- und Nordküste. Die Eiskalotte blieb etwa 1000 Jahre. Während ihres Schmelzens lagerte sich die Elsie-Moräne ab, zusammen mit zahlreichen de Geer Moränen im Norden der Sainte-Marie Moräne, parallel zur Südküste. Ein letzter Rückvorstoß von Norden führte zur Bildung der Rivière à l'Huile Moräne, entlang der Nordküste zwischen 9000 und 9500 Jahren v.u.Z. Diese Daten stehen in Widerspruch zu der Chronologie der Nordküste des Lorenz-Stroms. Zwischen 11000 und 9000 Jahren v.u.Z. war die Auftauchrate 2m/Jahrhundert und danach nahm sie ab bis zu 25cm/Jahrhundert.

INTRODUCTION

Les objectifs de cette contribution sont d'apporter une connaissance spatiale ordonnée des formes et des sédiments mis en place au cours du Quaternaire dans la partie ouest de l'île d'Anticosti, de préciser les modalités et la chronologie de la déglaciation wisconsinienne dans l'île et de caractériser les étapes de l'émersion des terres. Cet article est le premier d'une série sur le Quaternaire de l'île.

L'île d'Anticosti, d'une longueur de 222 km, est située à la limite nord-ouest du golfe du Saint-Laurent. Son altitude maximale est de 313 m (fig. 1). C'est un plateau très légèrement incliné (0,5° à 2°) vers le SSO, qui forme une cuesta partiellement émergée. Le front principal de la cuesta fait face au NNE. Il est caractérisé par d'imposantes falaises excédant parfois plus de 100 m de dénivellation. Dans le secteur ouest de l'île, un autre front de cuesta, parallèle au premier, traverse l'île dans sa partie centrale; sa dénivellation est de l'ordre de 30 m.

La physiographie de l'île d'Anticosti reflète l'existence de puissantes formations carbonatées concordantes datant de l'Ordovicien supérieur au Silurien moyen, dont la direction est conforme à l'allongement de l'île (PETRYK, 1981). Elles ne sont que très légèrement déformées. Le relief reflète essentiellement les caractéristiques morphologiques du substratum rocheux, à peine voilé par de minces dépôts meubles.

Des déformations tectoniques et structurales ont imposé aux formations carbonatées un réseau principal de diaclases orienté à 110° et un autre secondaire à 020°. La dissolution des roches carbonatées s'est effectuée préférentiellement selon ces réseaux. Bien que la pente ait joué un rôle important, les réseaux de diaclases ont déterminé le tracé des cours d'eau dont l'orientation est généralement NNE-SSO.

D'une superficie de 2 000 km², la région à l'étude couvre le tiers ouest de l'île d'Anticosti. L'altitude, qui y est généralement inférieure à 90 m, diminue vers l'ouest et vers le sud. Il s'agit d'un bas plateau entrecoupé d'entailles fluviales allant du canyon, comme celui de la rivière à l'Huile, jusqu'à la vallée évasée, comme celle de la rivière Sainte-Marie. Le front de cuesta littoral rompt la monotonie du paysage avec des abrupts étagés, généralement non actifs, pouvant atteindre une centaine de mètres de hauteur. D'autre part, quelques lacs de superficie modeste occupent des échancrures au pied du petit front de cuesta central, tels les lacs Simonne et Faure (fig. 1).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La plupart des études sur ce territoire sont fragmentaires et remontent au début du siècle (RICHARDSON, 1857; GRANT et DAWSON, 1886; GRANT, 1892; LAFLAMME, 1902; SCHMITT, 1904; TWENHOFEL, 1910, 1928; TWENHOFEL et CONINE, 1921; MARIE-VICTORIN et ROLLAND-GERMAIN, 1969; FERNALD, 1924, 1925). Bien que ces travaux ne soient pas axés sur le Quaternaire, on y mentionne entre autres la présence de nombreux blocs erratiques de labradorite, impliquant un déplacement depuis la rive nord du golfe du Saint-Laurent. D'autre part, plusieurs mentions sont faites de

l'altitude de la limite marine maximale. RICHARDSON (1857) fixe cette limite à 122 m au nord de la partie centrale de l'île, tandis que TWENHOFEL et CONINE (1921) la fixent à environ 134 m; le premier établit ce niveau à partir d'un « hypothétique » monolithe d'érosion observé à cette altitude, tandis que les seconds ont interprété certains replats structuraux comme des terrasses marines.

La principale étude sur le Quaternaire est celle de BOLTON et LEE (1960), où ils affirment que l'île a été englacée au Wisconsinien supérieur; cette affirmation, basée sur la fraîcheur des dépôts glaciaires, paraît discutable. La limite marine maximale a été fixée à 76 m; une datation au ¹⁴C d'un delta situé à 55 m d'altitude a donné un âge de 12 940 ± ans BP (GSC-89).

CONTEXTE RÉGIONAL DANS LE GOLFE

En raison de l'avancement rapide des connaissances sur la glaciation wisconsinienne et sur la déglaciation subséquente dans le golfe du Saint-Laurent, d'une part, de la méconnaissance des événements au cours de la même période sur l'île d'Anticosti, d'autre part, de nombreuses hypothèses, parfois diamétralement opposées ont été avancées. L'importance stratégique de ce territoire en ce qui a trait à l'extension maximale de l'inlandsis wisconsinien est évidente; en effet, l'île d'Anticosti occupe une position charnière entre le continent émergé (Côte-Nord du Québec) et la mer (golfe du Saint-Laurent).

Jusqu'à récemment, on admettait que le golfe du Saint-Laurent et les territoires limitrophes avaient été complètement englacés par l'inlandsis laurentidien au cours du Wisconsinien supérieur (FLINT, 1943). La notion de refuge biologique de FERNALD (1924, 1925) avait alors été fortement contestée par WYNNE-EDWARDS (1937). Cette hypothèse reflétait cependant une généralisation trop hâtive. Des études plus détaillées ont été faites au cours des dernières décennies, entre autres par GRANT (1975, 1976, 1977) qui a esquissé une synthèse. Toutefois, ce dernier s'est surtout intéressé à la Nouvelle-Écosse et à Terre-Neuve. Ses travaux soulignent le caractère marginal de l'île d'Anticosti par rapport à l'inlandsis continental au Wisconsinien supérieur et proposent l'existence de calottes locales et autonomes dans l'est du Canada.

C'est ainsi qu'à Terre-Neuve, située à 230 km à l'est de l'île d'Anticosti, GRANT (1974) a proposé l'existence, au cours de la déglaciation, de plusieurs calottes dont la taille minimale aurait pu être de l'ordre de 800 km² et l'épaisseur, relativement faible. Parallèlement à cela, la stratigraphie de la côte ouest de Terre-Neuve reflète, par sa diversité, les mêmes phénomènes, alors que la base de la séquence à la baie Saint-Georges est occupée par le St. George's River Drift qui correspond à l'extension maximale d'une grande calotte sur l'ensemble de Terre-Neuve, il y a plus de 13 800 ans. Cette phase fut suivie par la période deltaïque littorale de Bay St. George Delta, entre 13 800 et 12 600 ans BP. La strate du Robinsons Head Drift lui succède. Celle-ci est composée de dépôts glaciaires et glacio-marins correspondant à une moraine terminale située à proximité du rivage et dont l'âge est estimé à 12 600 ans BP. Finalement, la séquence stra-

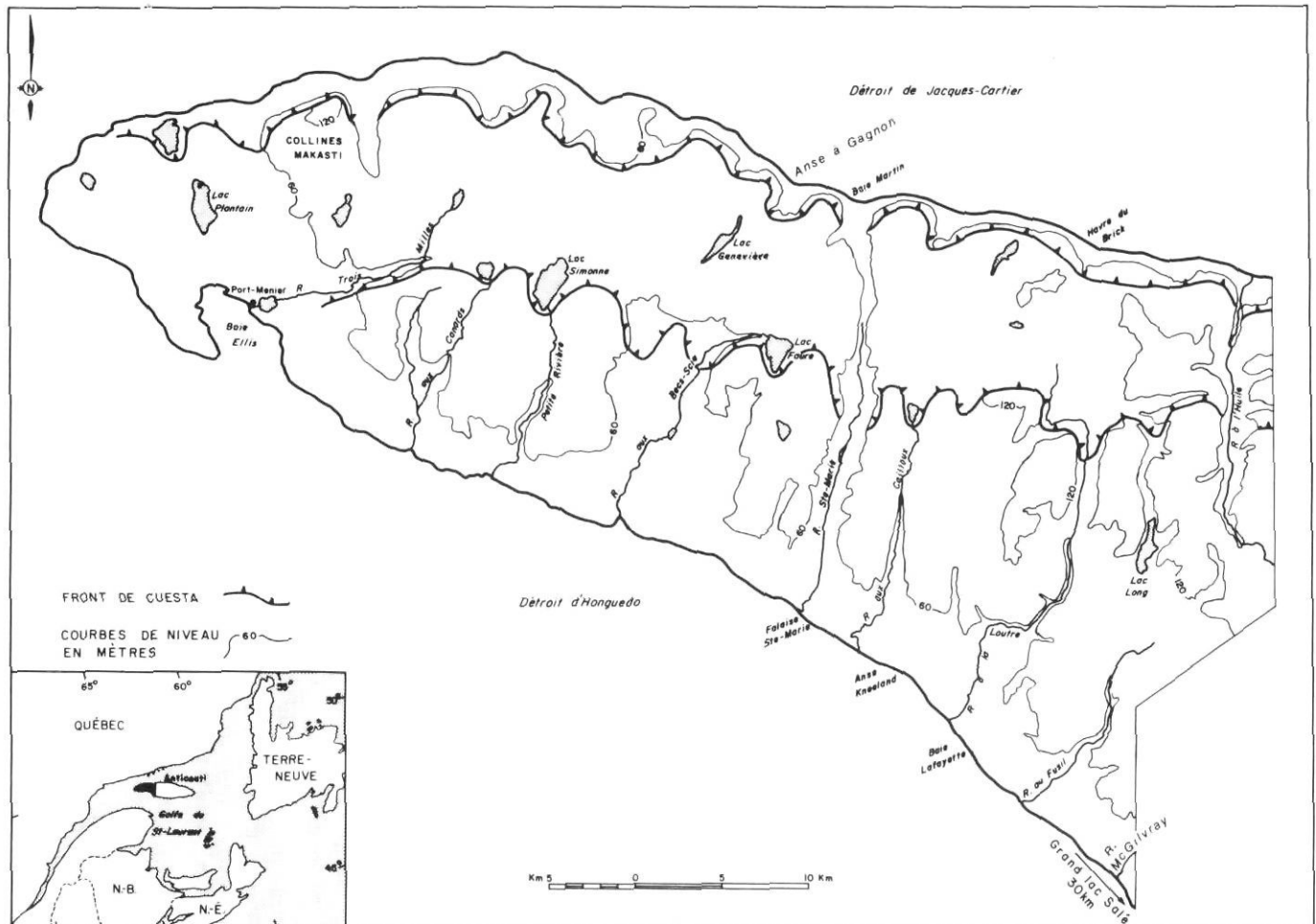


FIGURE 1. Localisation et physiographie de la région à l'étude. *Location and physiographic map of the studied area.*

tigraphique se termine par les sédiments mis en place lors de la régression de la mer de Goldthwait (McCLINTOCK et TWENHOFEL, 1940; BROOKES, 1969, 1977). Par ailleurs, un peu plus au nord, GRANT (1972) rapporte l'existence de deux récurrences, soit celle des Piedmont Moraines vers 12 600 ans BP, à laquelle est associée une série de moraines de De Geer, et celle de Ten Mile Lake vers 11 000 ans BP. La limite marine maximale dans cette région est de l'ordre de 100 m; elle varie cependant du niveau actuel de la mer dans le sud de Terre-Neuve, à plus de 125 m au nord de celle-ci (GRANT, 1980).

Au sud de l'île d'Anticosti, la stratigraphie du nord-ouest de la péninsule gaspésienne présente également des caractères relevant d'un contact entre la glace et la mer. À la base, se situe le till de Langis mis en place au moment de l'invasion de l'inlandsis laurentidien. Il est suivi par le till de Petite-Matane et par un diamicton mis en place dans la mer; ces dépôts auraient été laissés lors de la segmentation du glacier continental en des masses nord et sud, vers 13 600 ans BP. Une phase transgressive de la mer de Goldthwait suit, entre 13 600 et 11 300 ans BP. Finalement, un dernier till, soit celui de Grand-Volume, est mis en place à partir de calottes locales, et cela après 9810 ans BP. La limite marine maximale passe

de 112 m, dans la région de Matane, à 30 m, près de Rivière-au-Renard (LEBUISS et DAVID, 1977; ALLARD et TREMBLAY, 1981).

Au nord de l'île d'Anticosti, les preuves de la pause glaciaire la plus ancienne retrouvées sont à Baie-Trinité, sur la Côte-Nord; cette pause daterait de 10 100 – 10 300 ans BP. La halte correspondant à la moraine de Saint-Narcisse devrait normalement se situer quelque part plus au sud, probablement dans le détroit de Jacques-Cartier ou même dans l'île d'Anticosti. La moraine de Manitou-Matamek située à environ 20 km de la côte et datant de 9700 – 9500 ans BP, représente l'étape suivante; elle serait synchronique avec la transgression marine maximale de la moyenne Côte-Nord, qui a atteint 131 m (DUBOIS, 1977).

En somme, la synthèse régionale esquissée par GRANT (1977) pour l'ensemble du golfe du Saint-Laurent au cours du Wisconsinien supérieur reflète une connaissance très partielle des événements survenus à l'île d'Anticosti. En se basant sur des recherches locales, il conclut à une extension très limitée des glaciers, ceux-ci constituant alors un réseau de calottes locales sur Terre-Neuve, la Nouvelle-Écosse, le Nouveau-Brunswick et la Gaspésie. Il situe l'inlandsis laurentidien sur la Côte-Nord, au Québec, et trace sa limite dans le détroit

de Jacques-Cartier. D'après GRANT (1977), l'île d'Anticosti serait donc demeurée libre de glace au Wisconsinien supérieur, ce qui est contesté par DUBOIS (1979).

LES FAITS GLACIAIRES

Les caractéristiques géomorphologiques et les résultats d'analyses des sédiments ont conduit à différencier plusieurs milieux glaciaires (fig. 2). Les noms qui désignent les dépôts de ces milieux sont utilisés de façon informelle, les données stratigraphiques étant encore insuffisantes.

1- LE TILL DE L'ÎLE D'ANTICOSTI ET LES FORMES D'ÉROSION GLACIAIRES

Le till de l'île d'Anticosti correspond à un till de fond. Son épaisseur, inférieure à 50 cm, n'influence pas le relief du substratum rocheux. Ces dépôts se trouvent partout dans la région à l'étude, bien qu'ils soient généralement absents, en surface, au-dessus de 70 m d'altitude. Outre ce till de fond, on trouve aussi des cannelures géantes au-dessus de cette altitude.

Les cannelures géantes, dont la longueur est de l'ordre de 500 à 1 000 m et leur largeur de 15 à 20 m, sont visibles sur les photographies aériennes, grâce à une plus faible densité

du couvert végétal (fig. 3); leurs extrémités sont d'ailleurs floues. Elles sont concentrées principalement dans le tiers ouest et, d'après nos observations et celle de BOLTON et LEE (1960), elles sont rares au centre et à l'est de l'île. Dans la région à l'étude, elles sont situées sur le revers des cuestas, à proximité des fronts. Leur densité est par ailleurs plus forte sur la cuesta centrale, notamment à proximité des lacs Simonne et Faure.

La direction de l'écoulement indiquée par ces marques d'érosion glaciaires est NNE-SSO ($\bar{X} = 204,6^\circ \pm 6^\circ$, $n = 48$), direction qui concorde avec celle des stries déjà observées dans l'est de l'île: 204° , 200° , 210° (TWHENHOFEL, 1910, 1928) et SO (LAFLAMME, 1906). Il existe des stries dont l'orientation est SSO, à proximité du lac Geneviève (210° , 210° , 202°), de la rivière Sainte-Marie (220°) et du lac Faure (192°). La forte altération du substratum rocheux a toutefois largement effacé la plupart des surfaces striées. La direction des cannelures est aussi semblable à celle du réseau secondaire de diaclases, mais aucune observation n'a permis de faire un lien à cet effet.

Le till de fond a généralement une épaisseur de 30 à 50 cm et dépasse rarement 1 m. Il est parfois difficile de distinguer certains régolites d'avec les sédiments glaciaires, puisque leurs caractéristiques texturales se ressemblent.

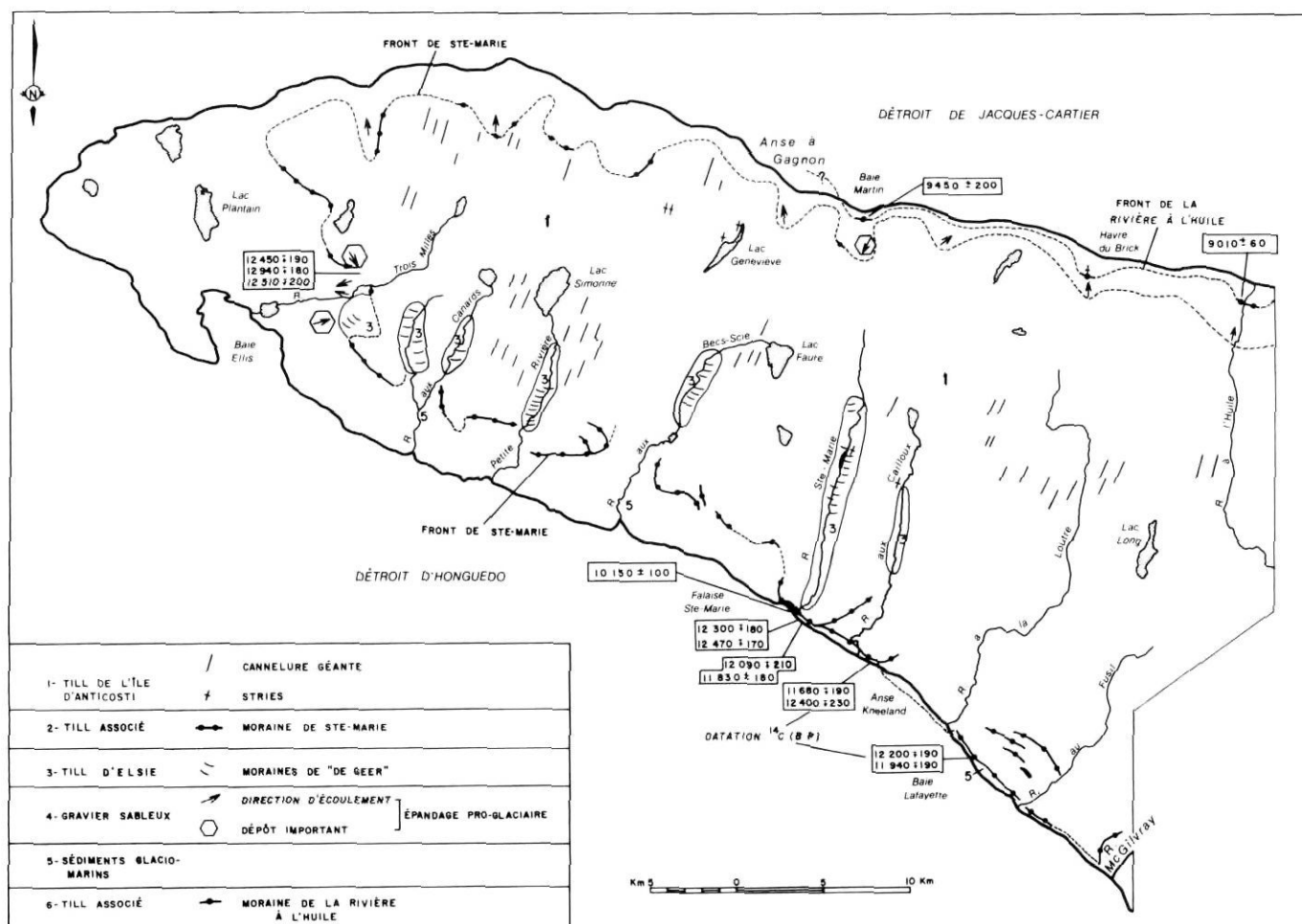


FIGURE 2. Les faits glaciaires de l'ouest de l'île d'Anticosti.

Glacial map of the western part of Anticosti Island.

En ce qui a trait aux caractéristiques granulométriques (tabl. I), la majorité des échantillons analysés (74%) se situe, selon le système de classification d'ELSON (1961), dans la catégorie des tills silto-argileux ou silteux (fig. 4a, b). La composition moyenne indique une forte proportion d'argile (24%) et de silt (47%). Pour ce qui est de la dispersion des valeurs, si on analyse le pourcentage de silt en fonction du pourcentage de sable, des écarts apparaissent (fig. 5) et permettent de distinguer quatre groupes. Un premier groupe est nettement plus sableux; il correspond à un dépôt transitoire apparenté aux altérites sur le substratum rocheux. Un deuxième comprend des échantillons probablement contaminés; ceux-ci étant situés

un peu en deçà de la limite marine, ils contiennent une forte proportion d'argile (supérieure à 40%). Les deux autres groupes correspondent au dépôt de till type mis en place lors du passage du dernier glacier. La courbe granulométrique moyenne est symétrique et platykurtique selon les mesures de FOLK (1965), démontrant l'existence d'une population homogène bien que légèrement étalée. Le taux de carbonate est élevé avec une moyenne de 42%. Il est à noter que ces sédiments ne contiennent pas de macro-fossiles.

La fraction grossière (> 2 mm) de ces dépôts est constituée de calcaire; les galets y sont particulièrement abondants. Le nombre d'éléments exotiques est faible et le pourcentage de

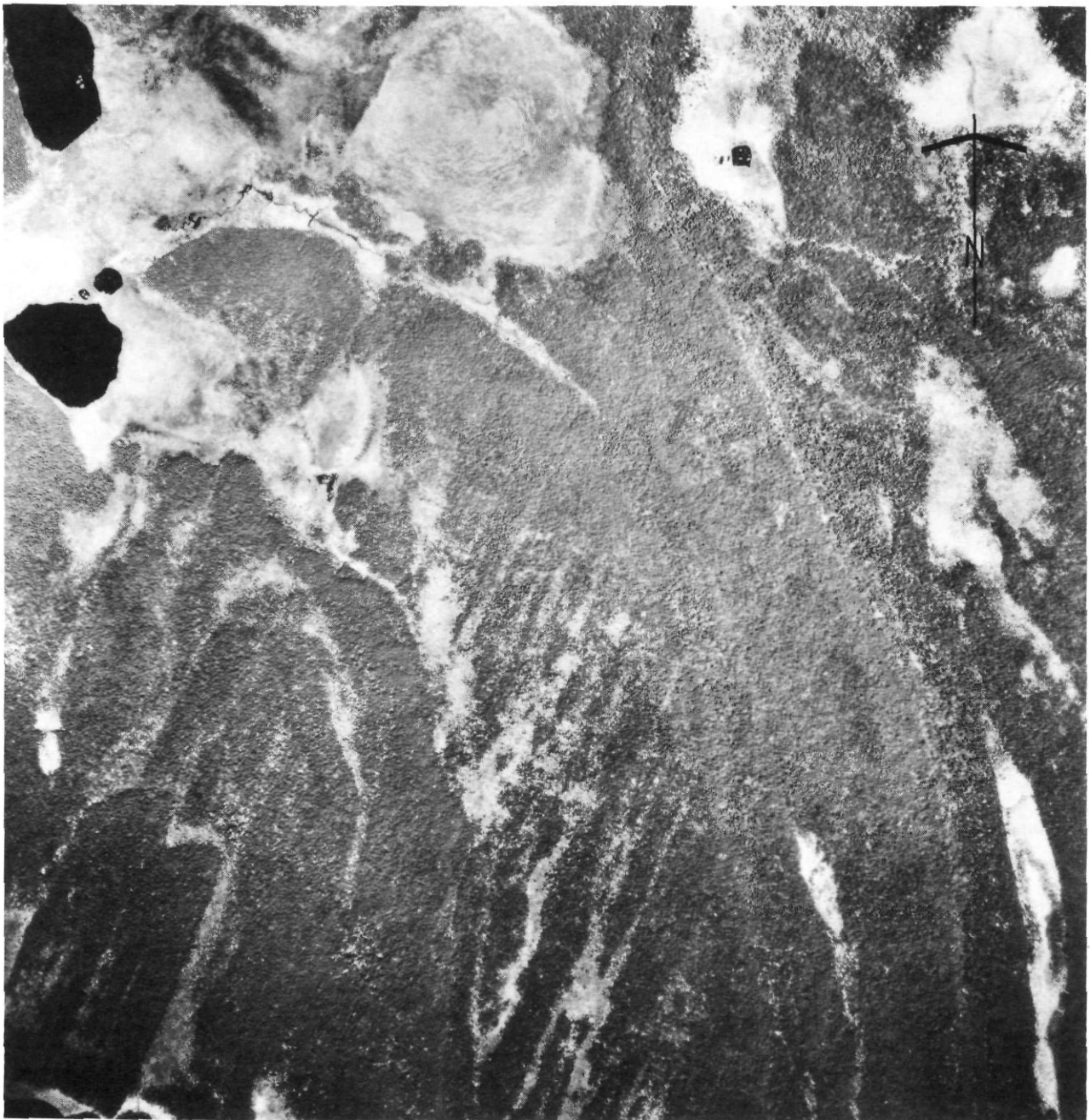


FIGURE 3. Cannelures géantes du secteur du lac Simonne (photographie aérienne Q73324-44).

Giant glacial grooves in the area of Simonne Lake.

TABLEAU I

Tableau sommaire des sédiments glaciaires

	SÉDIMENTS GLACIO-MARINS		TILL D'ELSIE	TILL DE L'ÎLE D'ANTICOSTI	TILL DE LA MORAINÉ DE LA RIVIÈRE À L'HUILE	TILL DE LA MORAINÉ DE SAINTE-MARIE
	A	B				
NOMBRE D'ÉCHANTILLONS	(7)	(3)	(8)	(34)	(9)	(31)
MÉDIANE (Md) (φ)	7,6	5,3	6,3	5,9	5,1	5,0
MOYENNE GRAPHIQUE (M _z) (φ)	7,6	5,6	6,5	5,9	5,1	5,0
TRIAGE (S ₀) (φ) (ÉCART TYPE GRAPHIQUE)	2,2	2,7	3,2	3,3	3,3	3,4
ASSYMÉTRIE (S _k)	-0,04	0,21	-0,01	-0,04	0,10	-0,01
ACUITÉ (K _g)	0,80	0,88	0,80	0,85	0,94	0,79
SABLE (%)	5,8	34,0	20,7	29,3	37,4	40,3
SILT (%)	61,6	50,7	54,5	46,9	47,2	44,9
ARGILE (%)	32,6	15,3	24,8	23,8	15,4	14,8
SABLE / SILT	0,09	0,67	0,43	0,75	1,02	0,99
CARBONATES (%)	39,1	68,1	36,4	42,5	68,8	75,1
CALCITE (%)	29,6	53,8	28,1	30,2	55,0	59,3
DOLOMITE (%)	9,5	14,3	8,3	12,3	13,8	15,8
CALCITE / DOLOMITE	2,6	3,7	4,6	4,0	4,5	4,1

A: D'EAU PROFONDE
B: DE TRANSITION

cailloux cristallins est de 1 à 2%, bien qu'on trouve des blocs erratiques un peu partout sur le territoire. Certains auteurs, dont SCHMITT (1904), ont observé que les blocs étaient plus émoussés aux altitudes inférieures, en raison de l'attaque par les agents marins. Ces blocs reposent sur la surface du till ou ont été déplacés par les agents littoraux.

2- LA MORAINÉ DE SAINTE-MARIE

a) Les bourrelets morainiques

Les bourrelets morainiques de Sainte-Marie sont les formes glaciaires les plus imposantes observées dans la région à l'étude. Ils s'étirent sur plus de 50 km, des collines Makasti

jusqu'à la rivière au Fusil, longeant le littoral sud à une distance généralement inférieure à 3 km; ils s'interrompent au droit des entailles fluviales (fig. 2), notamment celles de la rivière aux Canards, de la Petite Rivière et de la rivière aux Becs-Scie.

La moraine se présente de façon différente de part et d'autre de la rivière Sainte-Marie. À l'est du cours d'eau, elle est située directement sur le littoral sud où l'érosion marine la découpe pour former des falaises actives dont la hauteur peut atteindre de 10 à 35 m, cette dernière valeur correspondant à la hauteur maximale du bourrelet morainique principal observé à la falaise Sainte-Marie (fig. 6). À l'est du cours d'eau, la moraine disparaît sur une distance de 4 km entre l'anse Kneeland et la rivière à la Loutre. Dans ce secteur, la crête morainique aurait été totalement détruite par l'érosion littorale. Encore plus à l'est, la moraine a obstrué les embouchures de certains cours d'eau, notamment le ruisseau McGilvray et la rivière au Fusil, qui s'écoulent à côté de leur

ancien lit (fig. 7). Dans d'autres secteurs, la moraine se subdivise en plusieurs bourrelets, entre autres près de l'embouchure de la rivière Sainte-Marie où l'on a observé deux crêtes majeures en plus de plusieurs petits bourrelets beaucoup moins imposants. Dans ce dernier secteur, une crête morainique quitte la falaise Sainte-Marie et se dirige en aval de la rivière aux Cailloux donnant alors une apparence lobée à la moraine vis-à-vis l'embouchure de la rivière Sainte-Marie (fig. 2).

À l'ouest de la rivière Sainte-Marie, le tracé de la moraine s'éloigne du littoral d'environ 3 km. Le bourrelet, de 5 à 15 m de hauteur, est alors visible seulement sur les interfluves, disparaissant à proximité des petits cours d'eau. Finalement, il remonte vers le nord pour disparaître définitivement à proximité des collines Makasti. La moraine se dédouble rarement et, fait remarquable cependant, l'altitude est toujours la même tout au long du tracé, soit 60 m au-dessus du niveau actuel de la mer.

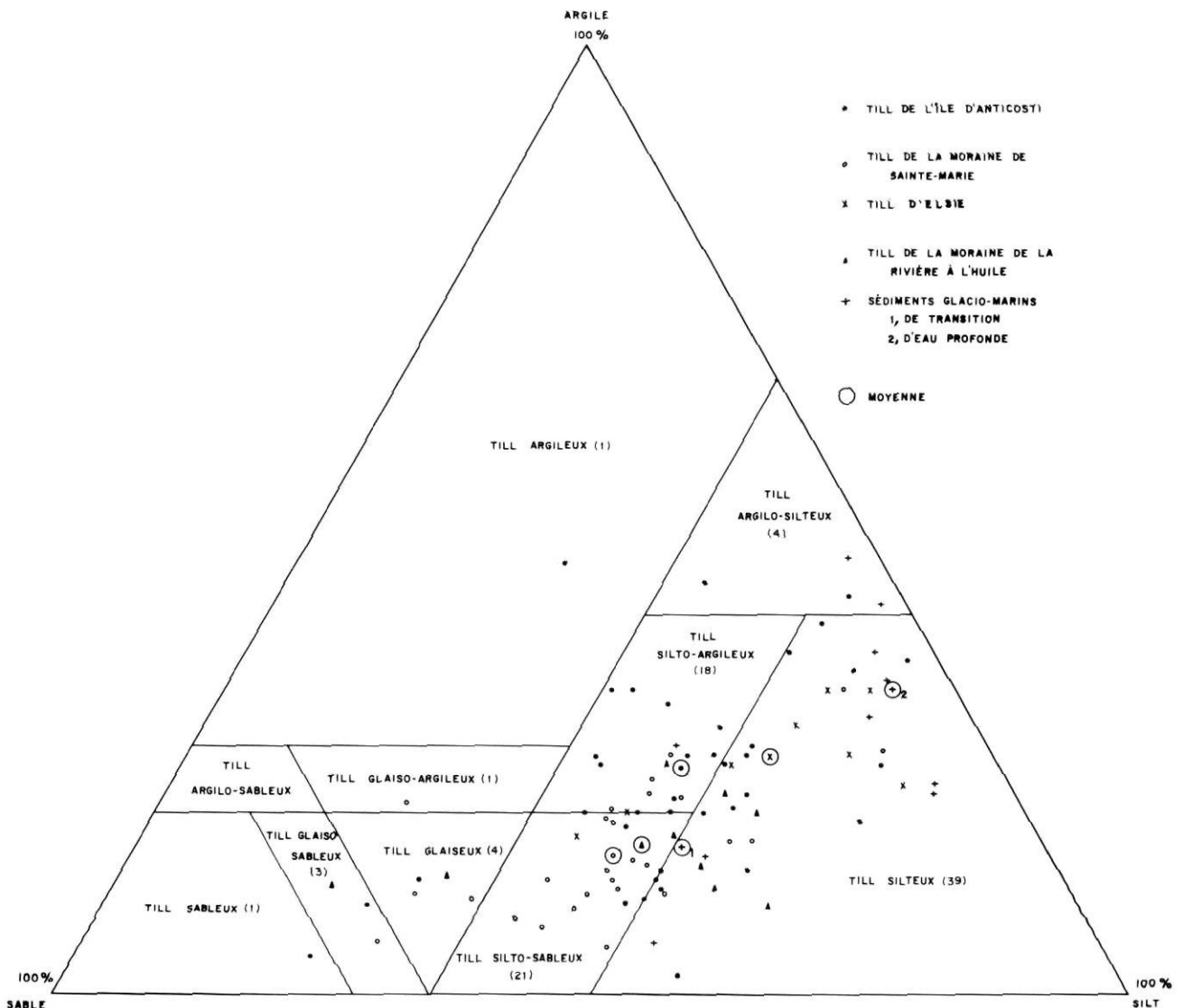


FIGURE 4a. Diagramme triangulaire des échantillons associés au milieu glaciaire: système de classification d'ELSON (1961).

Triangular diagram of the samples associated with the glacial environment: ELSON (1961) classification system.

La moraine est essentiellement constituée de till comme le démontrent les coupes entre la rivière Sainte-Marie et la rivière au Fusil. En raison de son altitude, elle est recouverte des dépôts de la mer de Goldthwait en régression dont l'épaisseur varie entre 1 et 5 m. La structure du bourrelet est complexe avec ses multiples couches de till qui changent latéralement. Le sommet des couches contient souvent des coquillages fossiles très fractionnés. La majorité des échantillons analysés fait partie de la catégorie des tills silto-sableux (52%), même s'il y a plusieurs tills silto-argileux (16%) et silteux (16%) (fig. 4a, b). La courbe granulométrique moyenne est symétrique et platykurtique, ce qui indique une population homogène, bien que légèrement étalée (fig. 5). Le pourcentage de carbonate du till est très élevé avec une valeur de 75% (tabl. I). La fraction grossière des sédiments est presque exclusivement calcaire, bien qu'on ait observé quelques blocs cristallins. Le till est généralement très caillouteux (30 – 40%), avec un fort pourcentage de pavés (plaques de calcaire de 0,25 à 1,0 m de diamètre) et de blocs striés.

Les principales coupes ayant permis d'établir la stratigraphie (fig. 8) sont situées dans la falaise Sainte-Marie, à l'est de la rivière du même nom, dans laquelle la moraine est exposée sur environ 2 km; d'autres coupes existent à l'anse Kneeland, à la rivière aux Cailloux, à la baie Lafayette et à la rivière au Fusil. On y distingue généralement de 2 à 4 poussées glaciaires; nous avons d'ailleurs tenté d'établir des corrélations entre les différentes coupes. Il faut cependant dire que la structure de la moraine ne permet pas d'indiquer de quel côté était la glace. Au sommet de la couche inférieure de till (silto-sableux ou silteux), on observe généralement un dépôt fossilifère plus fin, soit une mince couche de silt ou un till à la matrice plus fine (silteuse ou silto-argileuse). Le sommet de cette couche de till a été daté de $12\,470 \pm 170$ ans BP (QU-1269) et $12\,400 \pm 230$ ans BP (QU-1263). Selon les coupes stratigraphiques, à la couche inférieure, s'ajoutent jusqu'à trois couches de till, séparées par des strates de gravier sableux glacio-marin proximal. Comme il y a un faible écart entre les datations des différentes couches de till, il semble

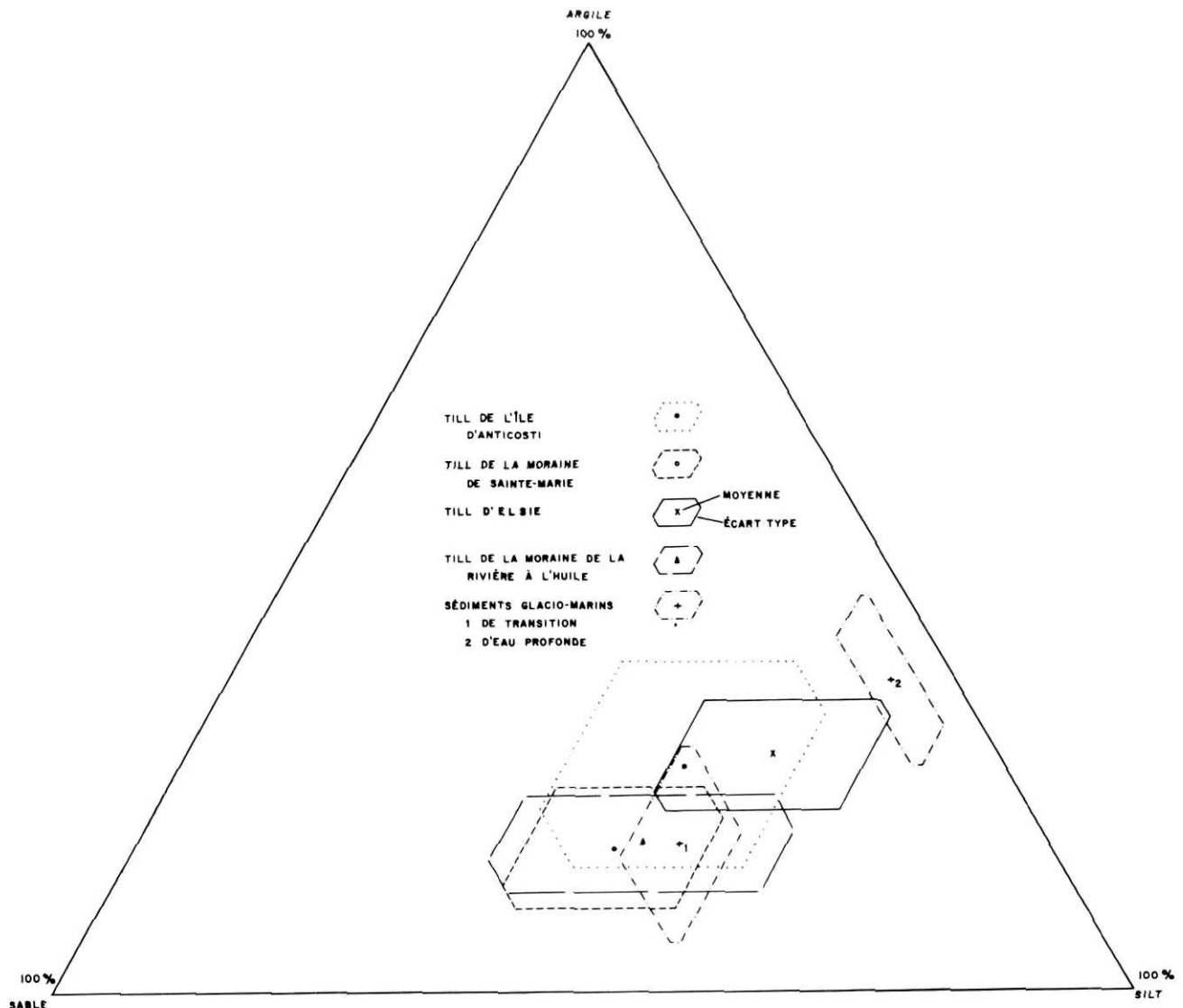


FIGURE 4b. Diagramme triangulaire des moyennes et écarts types des sédiments des milieux glaciaires.

Triangular diagram of the means and standard deviations of glacial sediments.

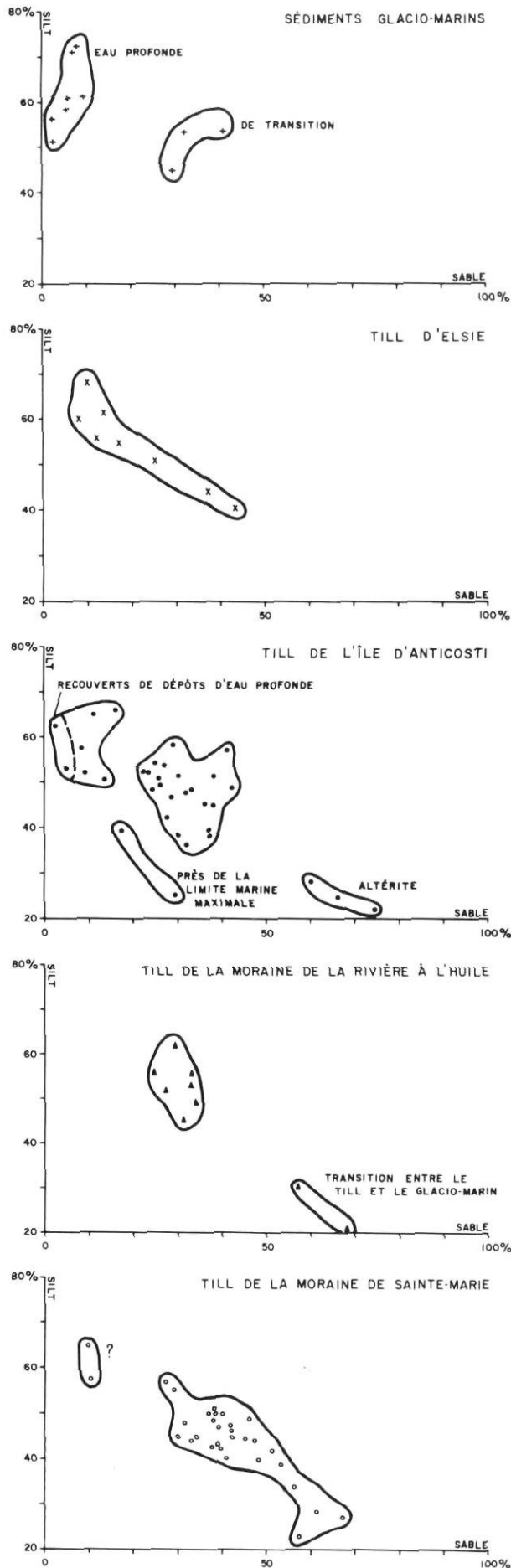


FIGURE .5. Différenciation des groupements d'échantillons des sédiments glaciaires (silt en fonction du sable).

Differentiation of sample groups in glacial sediments (silt according to sand).



FIGURE 6. Falaise vive formée dans la moraine de Sainte-Marie: a) vue panoramique; b) vue de face.

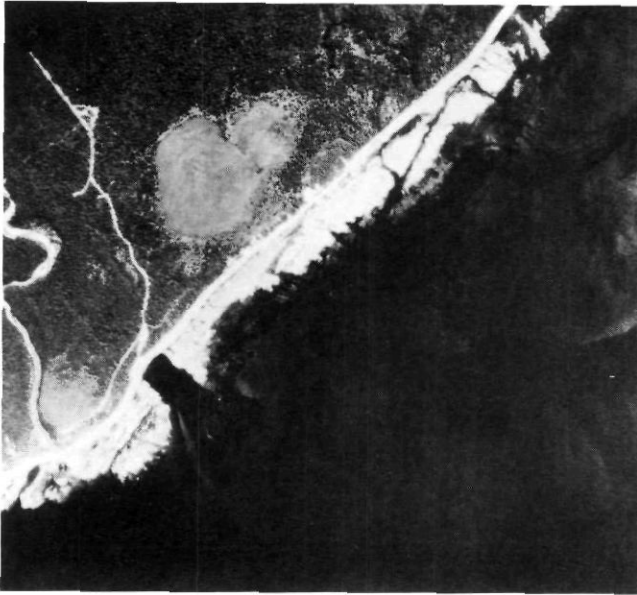
Active cliff in the Sainte-Marie moraine: a) panoramic view; b) front view.

qu'on soit en présence d'un même événement, mais composé de plusieurs petites poussées mineures. L'âge le plus récent obtenu dans un dépôt de till est de $11\,680 \pm 190$ ans BP (QU-1262). Pour ce qui est des dépôts littoraux recouvrant la moraine, un âge de 9290 ± 120 ans BP (QU-1261), à une altitude de 20 m, indique une lacune dans la sédimentation entre ces derniers et les tills. Finalement, un faciès glacio-marin d'eau profonde est associé aux tills et aux graviers. Pour décrire l'événement ayant mis en place cette moraine, il sera fait mention d'une récurrence plutôt que d'une simple stabilisation du front, et ce, en relation avec la récurrence survenue sur Terre-Neuve à la même époque (BROOKES, 1969; GRANT, 1972). L'ampleur du phénomène sur l'île d'Anticosti pourra être révélée par des études faites au centre et à l'est de ce territoire.

b) Les épandages proglaciaires¹

À l'ouest et au nord de la région à l'étude, on n'observe que de petits bourrelets morainiques situés entre 65 et 70 m

1. Dans le texte, on utilisera le terme «épandage»; les preuves géomorphologiques et stratigraphiques ne permettent pas d'utiliser la notion de delta pour ce milieu de sédimentation.



d'altitude. Le trait majeur de ces secteurs est sans contredit la présence d'épandages proglaciaires dans les paléo-baies. Sur les interfluvés, où la roche en placeaffleure un peu partout, il n'existe généralement pas de dépôts meubles importants.

Les épandages proglaciaires du ruisseau Trois Mille sont fossilifères; il forment entre autres deux petits plateaux, de part et d'autre du cours d'eau, et constituent les épandages les plus importants du tiers ouest de l'île. Des segments de la moraine de Sainte-Marie sont également associés à ces formes. Les directions d'écoulement d'eau sont orientées vers l'ouest. Toutefois, sur la figure 2, d'autres directions sont indiquées: S, SE. Ces données ont été recueillies sur les deux

FIGURE 7. Embouchure de la rivière au Fusil comblée par les dépôts glaciaires. L'ancien estuaire est bien visible sur la plate-forme à l'est de l'embouchure actuelle de la rivière. (photographie aérienne Q73348-1).

Mouth of the Rivière au Fusil obstructed by glacial deposits. The former estuary is well defined on the platform at the east of the present mouth of the river.

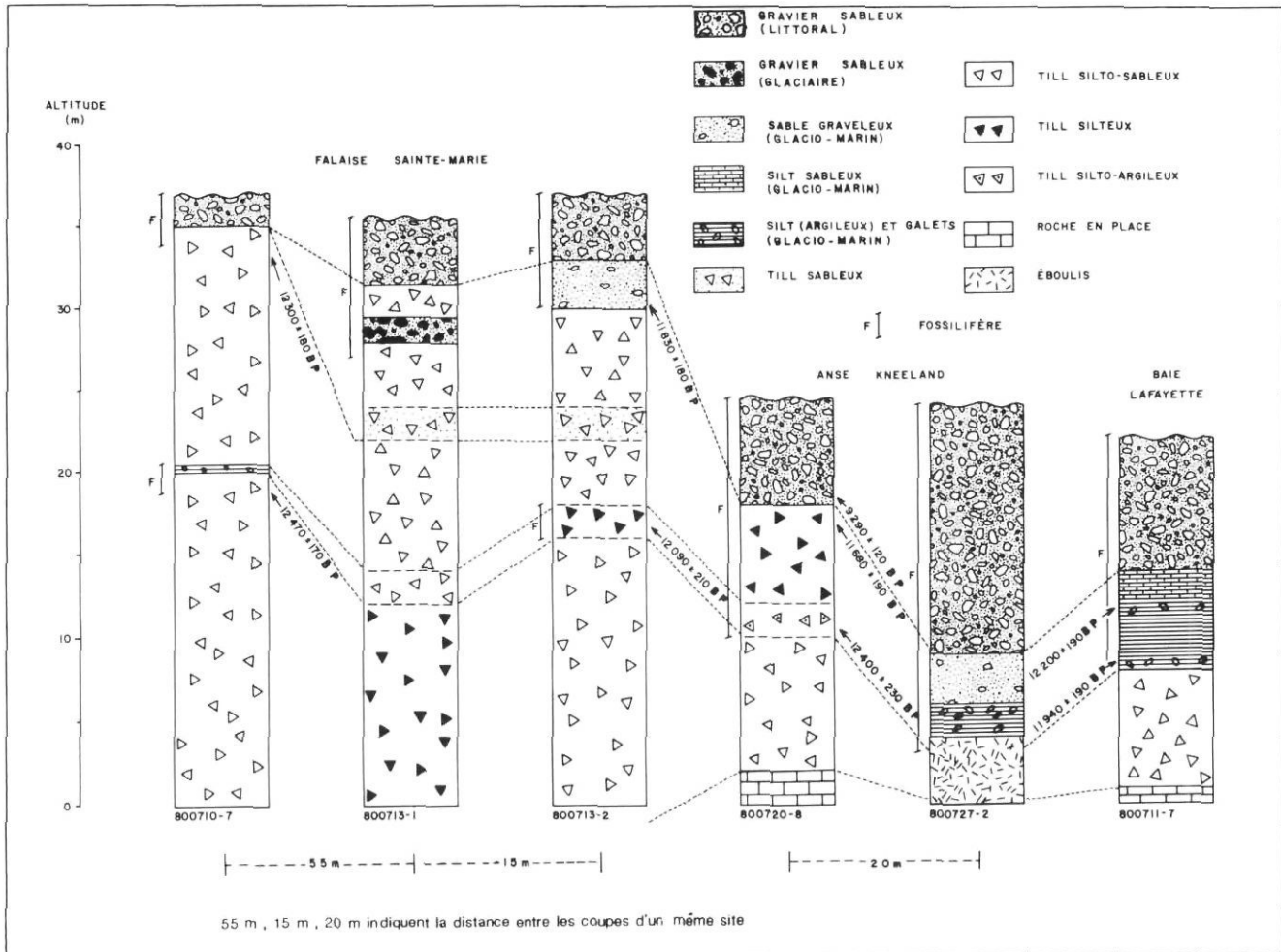


FIGURE 8. Stratigraphie de la moraine de Sainte-Marie et faciès glacio-marins associés.

Stratigraphy of the Sainte-Marie moraine and of the associated glacio-marine facies.

plateaux déjà mentionnés. Cependant, le nombre d'observations est très limité (deux sites), ce qui nous empêche de conclure à la représentativité de ces directions d'écoulement : la direction SE peut se défendre puisqu'elle correspond à la pente générale du substratum rocheux dans ce secteur ; cependant, la direction E demeure inexpiquée.

Ailleurs, le long du littoral nord, d'autres épandages ont été observés à la baie Martin, à l'anse à Gagnon et à la rivière à l'Huile. Ils se caractérisent par l'absence de coquillages fossiles, fait tout à fait exceptionnel dans la région. Ces épandages, sis entre 45 et 70 m d'altitude, ont généralement été découpés en terrasses par la mer de Goldthwait en régression. Les indicateurs de direction, en particulier des lits entrecroisés, montrent un écoulement vers le nord, sauf à la baie Martin.

Dans ce dernier cas, la sédimentation a été plutôt influencée par le pendage du substratum rocheux et les processus littoraux que par le régime d'écoulement fluvio-glaciaire.

Ces dépôts présentent généralement une alternance de lits composés d'un gravier sableux bien trié et d'un gravier sans matrice dans lequel les galets arrondis dominent. L'épaisseur de la formation atteint 10 m. On y trouve de longues lentilles concordantes ayant un pendage de l'ordre de 10° vers le nord (fig. 2). Formés de sédiments presque exclusivement calcaires, les lits ont une épaisseur moyenne de l'ordre de 10 à 40 cm. À la rivière à l'Huile, toutefois, on observe un sable graveleux de 20 m d'épaisseur mal trié et sans structure apparente. La nature deltaïque de ce milieu n'a donc pas pu être établie sur la base de ces caractéristiques sédimentaires.

Les datations ^{14}C obtenues sur des coquillages de l'épandage du ruisseau Trois Mille ont donné des âges de $12\,510 \pm 200$ ans BP (QU-1273) à 48 m d'altitude, de $12\,940 \pm 180$ ans BP (GSC-89; BOLTON et LEE, 1960) à 55 m, et de $12\,450 \pm 190$ ans BP (QU-1272) à 62 m. Pour cette dernière datation, les coquillages proviennent d'un dépôt situé tout près d'un bourrelet associé à la moraine de Sainte-Marie.

En somme, il est présumé que ces épandages sont d'âge Sainte-Marie pour les raisons suivantes :

- Tout d'abord, les datations ^{14}C obtenues pour les épandages du ruisseau Trois Mille sont synchrones avec celles des bourrelets morainiques Sainte-Marie (littoral sud) ou un peu plus anciennes. Les caractéristiques texturales et stratigraphiques des dépôts ne nous apportent cependant aucune preuve, puisque les agents marins ont joué un rôle important dans la sédimentation, et qu'aucune des coupes découvertes n'est en relation stratigraphique avec d'autres types de dépôts.

- D'autre part, les épandages du nord sont reliés au reste de l'ensemble sur la base de leur ressemblance sédimentaire avec ceux du ruisseau Trois Mille. De plus, leur formation est influencée par un plan d'eau situé à la même altitude. D'autre part, il semble peu vraisemblable que ces dépôts soient uniquement fluviaux si l'on tient compte du peu d'envergure des bassins hydrographiques de cette région. Cependant dans le cas des épandages du nord, il n'y a pas de preuves directes, stratigraphiques ou autres qui aient été recueillies.

3) Dépôts et formes de la déglaciation

Au cours du retrait du glacier et à la suite de la récurrence de Sainte-Marie, un ensemble de dépôts a été mis en place, et une géomorphologie particulière s'en est dégagée.

En ce qui a trait à la géomorphologie, il existe dans les entailles fluviales de courtes séries de moraines de De Geer dont l'espacement des crêtes est de l'ordre de 200 m. Dans le secteur ouest, on les trouve entre le ruisseau Trois Mille et la rivière Sainte-Marie ; plus à l'est, les cours d'eau étant très encaissés, on n'observe plus de moraines de De Geer. Les crêtes morainiques suivent un gradient altitudinal d'est en ouest (tabl. II). Elles ont une hauteur de 2 à 3 m et sont partiellement recouvertes par des dépôts marins.

TABLEAU II

Distribution des moraines de De Geer

Localisation	Altitude	Nombre de crêtes
Ruisseau Trois Mille	47 à 55 m	5
Rivière aux Canards	42 à 50 m	9
	50 à 58 m	3
Petite Rivière	45 à 50 m	15
Rivière aux Becs-Scie	38 à 40 m	8
Rivière Sainte-Marie	20 à 40 m	20

Sur les interfluves, il existe très peu de traces glaciaires, à l'exception de quelques talus de dépôts glaciaires, entre 80 et 85 m d'altitude, résultant probablement d'un contact entre la glace en décrépitude et la mer, dans le secteur de la Petite Rivière et de la rivière aux Canards ; cet énoncé demeure toutefois hypothétique puisque ces observations n'ont été faites que sur les photographies aériennes.

Les moraines de De Geer sont constituées de matériel glaciaire désigné ici «till d'Elsie» ; celui-ci tapisse également le fond de certaines vallées dont celle de la rivière Sainte-Marie. Ce till est silteux dans 75% des cas ; la courbe granulométrique moyenne est symétrique et platykurtique. Le taux moyen de carbonate est de 36% (tabl. I). Les coquillages de ce till fossilifère sont moins fragmentés que ceux de la moraine de Sainte-Marie. À défaut de datations absolues, on peut, grâce à la position de ce dépôt dans la colonne stratigraphique, estimer son âge entre 11 800 et 11 500 ans BP (fig. 10).

4) Les sédiments glacio-marins

Les sédiments glacio-marins se subdivisent en deux catégories selon leurs caractéristiques texturales : les dépôts fins d'eau profonde (silt et silt argileux) et les dépôts proximaux (silt sableux) (fig. 5).

Un mince dépôt de silt et silt argileux de 10 à 30 cm d'épaisseur recouvre le till sur les interfluves dans le secteur de la rivière Sainte-Marie, entre 25 et 45 m d'altitude. Ce dépôt contient de petits galets, mais ne semble pas fossilifère.

D'autres sédiments glacio-marins ont été trouvés en association avec la moraine de Sainte-Marie près de l'anse Kneeland et de la baie Lafayette (fig. 8). Ils ont généralement moins de 4 m d'épaisseur et sont fortement fossilifères; à la base, ces dépôts contiennent des lentilles de galets près du contact avec le till. Des petits cailloux épars sont présents dans l'ensemble du dépôt.

Les autres sédiments glacio-marins, regroupés ici dans la catégorie des dépôts proximaux, recouvrent des dépôts fins d'eau profonde. Ils sont caractérisés par un granuloclassemment allant des silt sableux, à la base, aux sables silteux, vers le sommet. Mal triés et d'une épaisseur de l'ordre de 1 à 2 m, ils sont recouverts par des dépôts de la mer de Goldthwait en régression.

À la baie Lafayette, les datations au ¹⁴C obtenues pour les sédiments glacio-marins donnent un âge de 12 200 ± 190 ans BP (QU-1271) et de 11 940 ± 190 ans (QU-1270), ce

qui est synchrone avec la mise en place de la partie supérieure de la moraine de Sainte-Marie.

5) La moraine de la rivière à l'Huile

Située à proximité du littoral nord, la moraine de la rivière à l'Huile est constituée d'un seul bourrelet observable dans chacune des principales baies, de la baie Martin à la rivière à l'Huile. Sise au nord des épandages proglaciaires de la moraine de Sainte-Marie à une altitude comprise entre 8 et 40 m, la hauteur maximale de la moraine de la rivière à l'Huile est de 15 m et sa largeur est de l'ordre de 50 à 100 m. Elle est composée de deux types de sédiments: du till et des sédiments glacio-marins (fig. 9). Ces derniers sont des silt ou des silt sableux très compacts d'un épaisseur pouvant atteindre 8 m. Fossilifères et riches en cailloux cristallins, les sédiments sont gris et marbrés de taches bleu-noir à cause de la décomposition de la matière organique.

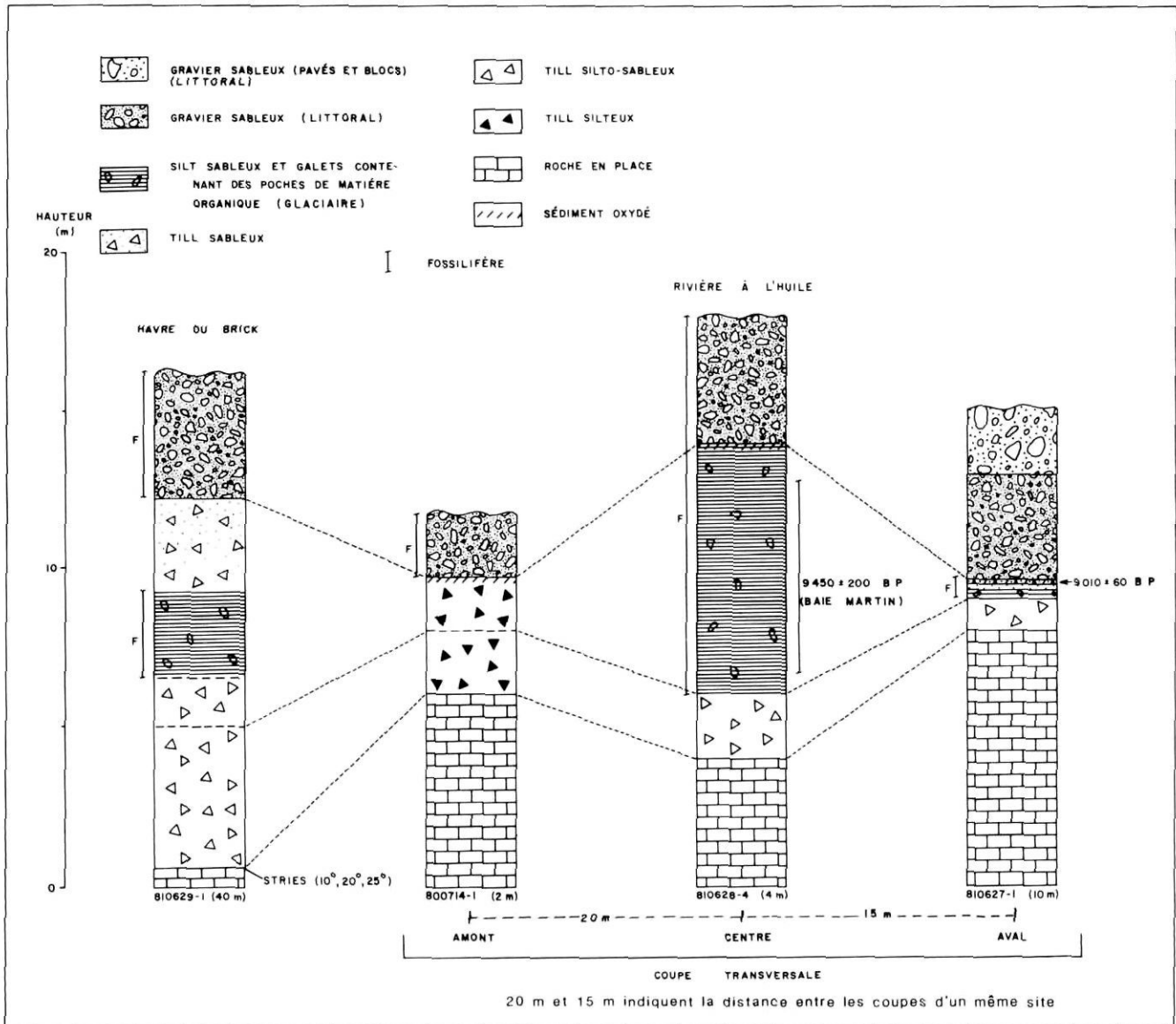


FIGURE 9. Stratigraphie de la moraine de la rivière à l'Huile.

Stratigraphy of the Rivière à l'Huile moraine.

La majorité des échantillons de dépôts glaciaires analysés sont des tills silteux (56%). La courbe granulométrique moyenne est légèrement asymétrique et mésokurtique et le taux de carbonate est très élevé (70%) (tabl. I). Ces caractéristiques ressemblent à celles de la moraine de Sainte-Marie. Toutefois, le pourcentage de cailloux cristallins dans la fraction grossière est plus élevé: 2 à 4%. Cette différence nous semble significative puisqu'elle corrobore le fait que la moraine de la rivière à l'Huile a été créée depuis le nord, et ne résulte donc pas de la calotte résiduelle ayant occupé l'île d'Anticosti; ce pourcentage est également plus élevé que celui du till d'Anticosti (1 – 2%) mis en place par l'inlandsis laurentidien.

La moraine de la rivière à l'Huile est caractérisée par des structures glaciotectioniques, dont de nombreuses fractures ayant une direction parallèle au littoral (080°) et un fort pendage vers le nord. On y trouve de minces couches de matière organique de l'ordre du millimètre ayant une direction de 080° et un pendage de 40° vers le nord. À la baie Martin, on a également observé des structures glaciotectioniques dans un dépôt glacio-marin sablo-silteux dont la direction est de 030° et le pendage de 50° vers le NO; ces structures indiquent clairement le sens d'une poussée glaciaire vers le sud.

Les conditions de l'édification de la moraine de la rivière à l'Huile demeurent mal définies. De plus, les âges obtenus sur des coquillages posent des problèmes quant à l'interprétation. À la coupe 810627-1 (fig. 9), au-dessus du dépôt glacio-marin, existe une mince couche constituée d'un diamicton fossilifère dont l'âge est de 9010 ± 60 ans BP (UQ-719). Une autre datation, de 9450 ± 200 ans BP (UQ-776), a également été obtenue à partir de fossiles marins récoltés dans les dépôts glacio-marins. Ces résultats posent un problème sérieux puisqu'à cette époque le glacier laurentidien devait être, en principe, à la hauteur de la moraine de Manitou-Matamek sur la Côte-Nord du Saint-Laurent (DUBOIS, 1977).

6) Discussion des événements glaciaires

Les étapes de la déglaciation de l'ouest de l'île d'Anticosti sont schématisées à la figure 10. Le till de l'île d'Anticosti et la géomorphologie qui lui est associée correspondent au plus vieil événement observé à l'ouest de l'île puisqu'ils résultent du passage de l'inlandsis laurentidien s'appuyant sur la présence de blocs erratiques provenant de la Côte-Nord, ainsi que sur l'existence de nombreuses cannelures géantes sur les revers de cuesta, dont plusieurs à proximité du littoral nord de l'île d'Anticosti.

Comme l'avaient d'ailleurs déjà souligné BOLTON et LEE (1960), les marques d'érosion glaciaire sont peu nombreuses et faiblement développées. On constate d'abord que les vallées, qui sont pourtant orientées dans le sens de l'écoulement glaciaire et qui existaient avant la dernière phase glaciaire, n'ont pas été surcreusées. Au contraire, certaines ont été remblayées. La rivière Sainte-Marie, par exemple, s'écoule dans une vallée très évasée avec un fond plat rocheux sans trace de surcreusement. Ensuite, le substratum rocheux étant très fragile à l'altération, en raison de la lithologie et surtout de la présence de nombreuses diaclases, n'a pas conservé les marques glaciaires. Quelles conclusions en tirer? Nous

constatons que les matériaux d'altération étaient facilement disponibles, d'une part, mais qu'une très faible quantité de sédiments glaciaires ont été laissés sur place, d'autre part. En conséquence, il nous semble logique de proposer l'existence d'une nappe glaciaire dont la capacité de déloger les matériaux rocheux était réduit.

On peut également émettre une hypothèse concernant l'épaisseur de la masse glaciaire en s'appuyant sur le comportement de la croûte terrestre de l'île d'Anticosti (DUBOIS, PAINCHAUD, GWYN et GRATTON, 1983). On peut en effet évaluer la dépression isostatique entre 150 et 190 m dans la région au cours du Wisconsinien supérieur. Par conséquent, l'existence d'une couche de glace entre 450 et 600 m d'épaisseur paraît vraisemblable et pourrait correspondre à la proximité de la bordure glaciaire continentale (GWYN, GRATTON, DUBOIS et PAINCHAUD, 1983).

En postulant l'existence d'un glacier ayant de telles caractéristiques, on peut s'attendre à ce que le relief ait joué un rôle sur l'écoulement glaciaire. Il semble certain que le front du cuesta, qui constitue le littoral nord actuel, ait agi comme un obstacle important à la progression du glacier, entraînant ainsi un régime d'écoulement de compression et un alignement du glacier parallèle au littoral actuel. Une fois l'obstacle surmonté, ce régime de compression se transforme en un régime d'extension; la glace progresse alors librement dans le sens de la pente générale (SSO) qui détermine la direction d'écoulement. C'est dans ce cadre qu'il faut situer la formation des cannelures géantes.

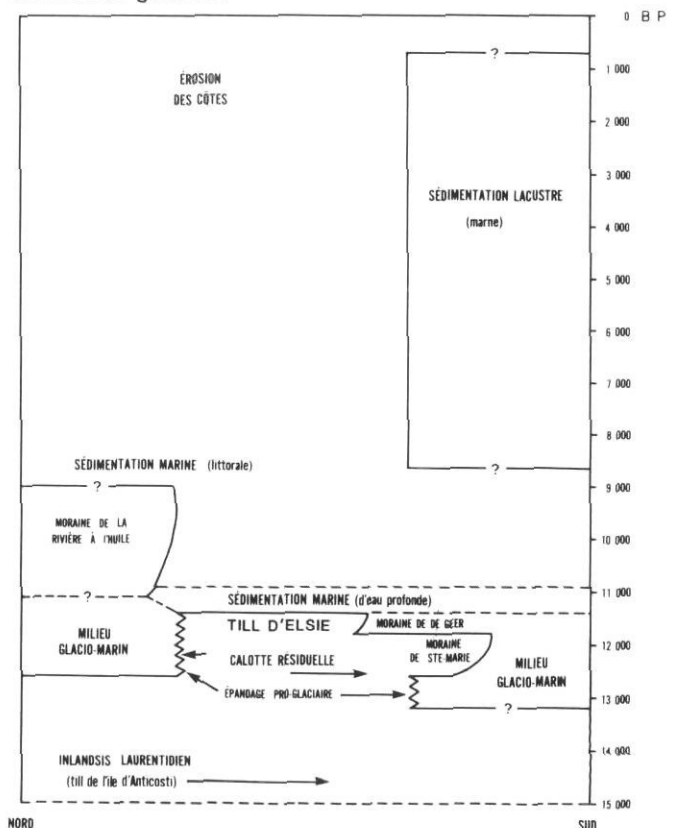


FIGURE 10. Schéma de la déglaciation.

Déglaciation events.

Le lien entre le till et les cannelures demeure hypothétique puisqu'il y a très peu de traces dans la région à l'étude pour le confirmer. Selon nos données, nous ne pouvons évaluer ce lien que de façon très générale. Les cannelures sont cependant antérieures à la phase de déglaciation terminale, qui aurait commencé il y a plus de 13 000 ans BP. De plus, nous pouvons tenter de faire correspondre le début du déglacement final de l'île avec la fin de la phase d'extension maximale de la calotte de Terre-Neuve qui remonterait à 13 800 ans BP (BROOKES, 1969).

L'étape suivante, pour laquelle nous possédons davantage d'information, est reliée au front glaciaire de Sainte-Marie. Elle s'intègre à la phase de déglaciation finale du Wisconsinien supérieur. À l'ouest, près du ruisseau Trois Mille, un épandage proglaciaire se forme à partir de 13 000 ans BP, peut-être moins. Pendant son existence, qui a duré environ 1000 ans, d'importantes quantités de sédiments ont été laissés sur place. Cette durée correspond à l'écart entre la plus ancienne datation ^{14}C obtenue pour les épandages et les datations les plus récentes de la moraine de Sainte-Marie.

Des épandages proglaciaires plus modestes sont également en activité du côté nord. Bien que nous n'ayons pas de datation ^{14}C pour cette phase, d'autres caractéristiques nous permettent de les relier au front glaciaire de Sainte-Marie: d'une part, ils indiquent des écoulements d'eau provenant de la partie centrale de la région à l'étude, secteur où il n'y a pas de source suffisamment importante de sédiments pour supposer une origine fluviale; d'autre part, l'absence de coquillages marins nous amène à conclure à la nature non marine de ces sédiments, puisque sur l'île d'Anticosti tous les dépôts littoraux sont fossilifères.

L'autre partie du front glaciaire de Sainte-Marie correspond à la moraine du même nom située au sud et à l'ouest de la région à l'étude; cette moraine, mise en place entre 12 500 et 12 000 ans BP, s'étend sur une cinquantaine de kilomètres. Le front devait être en équilibre dynamique; plusieurs fluctuations mineures l'auraient affecté. De plus, aux abords de la moraine, les conditions ont permis la mise en place d'un dépôt glacio-marin à faciès d'eau profonde.

Nous avons donc là tous les éléments qui composent le front glaciaire de Sainte-Marie. Mais le point fondamental est le tracé du front qui longe le pourtour de l'île dans le secteur ouest et qui implique l'existence d'une calotte de glace résiduelle détachée de l'inlandsis laurentidien. Ce modèle est le plus logique en fonction des données recueillies, bien que celles-ci soient éparses, et parfois ambiguës, sur le tracé nord du front. Pour expliquer les différences géomorphologiques entre les fronts nord et sud de la moraine de Sainte-Marie, la topographie de l'île a certes joué un rôle déterminant. Ainsi, selon les fluctuations ou la stabilisation du front, des poussées glaciaires se sont exercées dans le sens de la pente, c'est-à-dire vers le sud, et ont créé les bourrelets morainiques, tandis que du côté nord, les eaux de fonte évacuées par les paléo-baies ont mis en place les épandages proglaciaires; à l'ouest, les deux types de bordures glaciaires ont dû coexister. Cette différence doit également être le résultat de la dynamique propre de la calotte résiduelle, qui devait être centrée à l'est de la région à l'étude.

La mer de Goldthwait a sans doute joué un rôle important sur l'équilibre du front glaciaire de Sainte-Marie. Ce dernier semble cependant avoir eu un caractère différent de part et d'autre de la rivière Sainte-Marie. À l'est, on peut émettre l'hypothèse qu'il s'agit d'une moraine où la dynamique glaciaire est plus importante comme l'attestent 1) l'importance du ou des bourrelets, notamment vis-à-vis des vallées, 2) la sur-représentation de la fraction caillouteuse du matériel, 3) la multiplicité des couches et, principalement, 4) la fragmentation et la situation stratigraphique des fossiles. D'autre part, à l'ouest de la rivière Sainte-Marie, le front morainique est beaucoup moins net, physiquement moins important et plus discontinu. En raison de son altitude uniforme à 60 m, il semble évident que l'ancrage de la glace a été contrôlé par le niveau de la mer de l'époque. Dans le même secteur, des traces marines existeraient jusque vers 85 m d'altitude, bien qu'elles soient très rares; ailleurs, les dépôts meubles sont presque absents.

À l'ouest et au nord du front, le même contrôle altitudinal s'observe entre 65 et 70 m, limite supérieure des épandages.

À la suite de la pause de Sainte-Marie, la calotte résiduelle fond rapidement dans un milieu glacio-marin, comme l'indiquent la présence des moraines de De Geer et l'existence du till fossilifère d'Elsie. La glace aurait disparu vers 11 500 ans BP. Cette date approximative est déduite de la chronologie générale des événements glaciaires (fig. 10), l'absence de datations d'âge plus récent dans les dépôts glaciaires et le début du relèvement isostatique (fig. 11).

Un dernier événement touche le littoral nord: il s'agit de la formation de la moraine de la rivière à l'Huile. Il semble ici y avoir une incohérence avec les résultats de travaux récents sur la Côte-Nord (DUBOIS, 1977, 1979), puisque le complexe morainique de la Côte-Nord (DUBOIS et DIONNE, 1984), situé à 40 km au nord de l'île d'Anticosti, aurait à peu près le même âge que la moraine de la rivière à l'Huile. Cependant, la localisation de ce complexe morainique entre les rivières Romaine et Natashquan (vis-à-vis de l'île d'Anticosti) pourrait être remise en question. En effet, très peu de formes morainiques ont été identifiées dans cette partie de la Côte-Nord. On remarque aussi que le tracé proposé du complexe morainique se rapproche à moins de 20 km de la côte dans ce secteur (DUBOIS, 1979); ailleurs, l'éloignement de la côte étant de l'ordre de 50 à 60 km, n'est-il donc pas possible qu'à cette époque l'extrême bordure de l'inlandsis laurentidien ait été localisée sur le littoral nord de l'île d'Anticosti, d'autant plus que la profondeur du détroit de Jacques-Cartier n'est que de 100 m. Cette hypothèse devra être vérifiée par des études ultérieures, puisque les données recueillies sont encore très fragmentaires.

L'ÉMERSION DES TERRES

1- DÉPÔTS ET FORMES

Les traces marines les plus élevées observées à l'île d'Anticosti se rattachent à un contact glacio-marin situé entre 80 et 85 m d'altitude. Cette phase correspond à la mise en place des moraines de De Geer. Elle est aussi constituée de

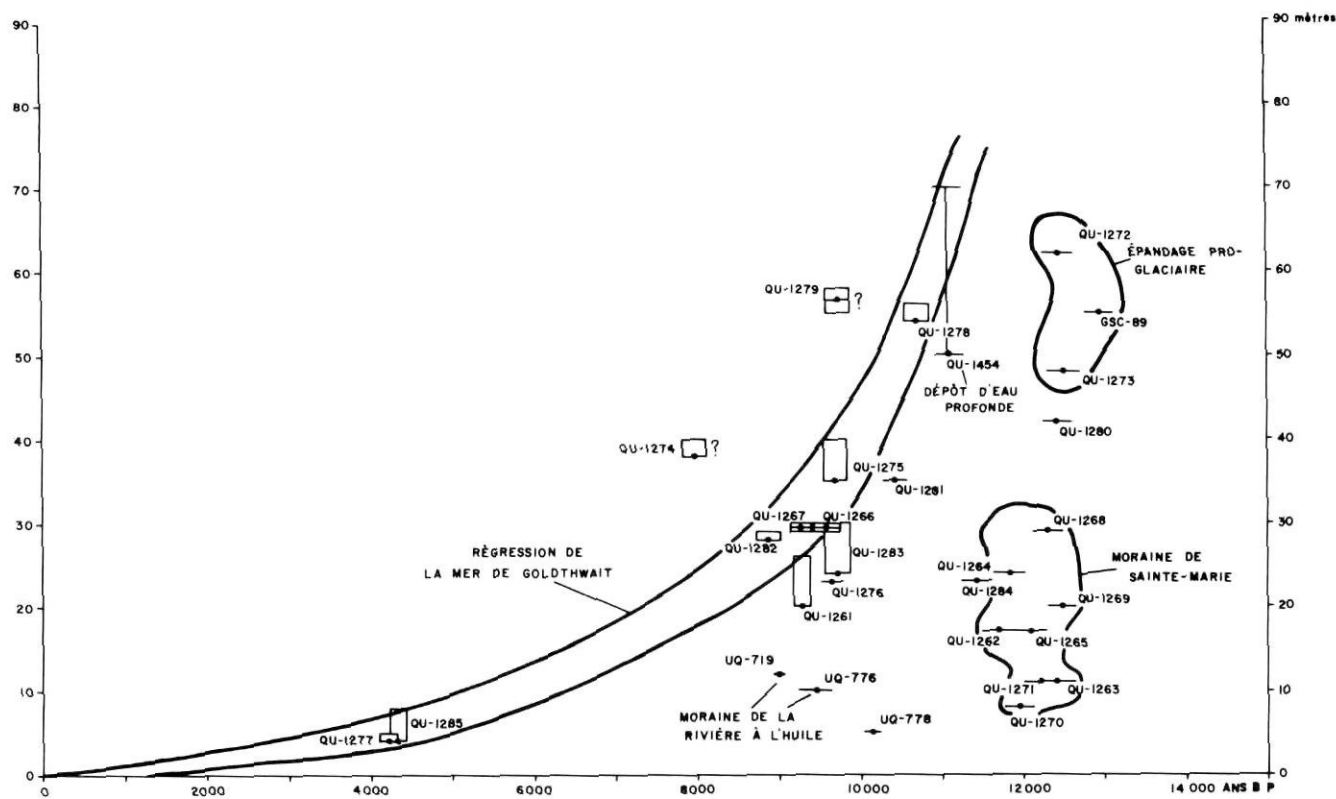


FIGURE 11. Courbe de variation du niveau marin.

Sea level curve.

sédiments fins d'eau profonde de faible épaisseur, en général d'environ un mètre et, exceptionnellement, trois mètres près de la rivière aux Becs-Scie. Pendant cette étape, le niveau marin a atteint 76 m d'altitude près de Port-Menier.

L'étape suivante, représentative de la phase majeure de régression, comprend essentiellement des graviers sableux littoraux, généralement peu épais, accrochés à des replats rocheux anciens. Néanmoins, la quantité de sédiments laissés à cette époque est plus importante que ce que l'on trouve actuellement sur le littoral. Le découpage de la côte était alors plus considérable tandis que le trait de côte est maintenant très régulier en raison d'une érosion généralisée. Les terrasses les plus importantes de cette phase sont situées à 70, 60, 40, 30 et 25 m d'altitude, mais elles sont toutes discontinues.

La phase suivante, reliée au ralentissement du taux d'émersion, est dominée par une sédimentation littorale, plus importante qu'à l'étape précédente mais encore dominée par les graviers sableux. Cependant, dans les entailles fluviales des cours d'eau se déversant vers le littoral sud, une sédimentation lacustre s'effectue, en raison de l'obstruction créée par les bourrelets (30 m de hauteur) de la moraine de Sainte-Marie lors de l'abaissement du niveau relatif de la mer; cette sédimentation est essentiellement de nature marneuse (fig. 12). Le temps mis par l'érosion fluviale à ébrécher ces bourrelets a permis l'existence de ces lacs. D'ailleurs certaines obstructions existent encore aujourd'hui, comme à l'anse Kneeland, où les cours d'eau n'ont pas réussi à passer cette barrière. Nous nous appuyons d'ailleurs sur l'existence de cette marne (au niveau actuel de la mer), près de l'embouchure de la

rivière à la Loutre, pour affirmer que la moraine de Sainte-Marie a complètement été érodée par la mer dans ce secteur. Pendant cette phase, la terrasse la plus importante se situe à 15 m d'altitude et est présente de façon ininterrompue sur presque tout le pourtour de l'ouest de l'île; c'est le niveau le plus continu de toute la région à l'étude. Du côté sud de l'île, un autre niveau se situe entre 8 et 10 m où l'on trouve souvent une plate-forme d'érosion littorale. Ces deux niveaux ont d'ailleurs été retracés sur toute la moyenne Côte-Nord et dans les îles de Mingan (DUBOIS, 1979).

Actuellement, l'île pourrait subir une légère submersion. En effet, des dépôts de marne (eau douce) près de l'embouchure de la rivière à la Loutre sont légèrement sous le niveau marin actuel. De même, la base d'une tourbière érodée par la mer, près du grand lac Salé, au centre sud de l'île (à 30 km à l'est du secteur à l'étude), fait voir de nombreux restes d'arbres au niveau des hautes marées.

2- INTERPRÉTATION DE LA COURBE D'ÉMERSION

La courbe d'émersion des terres à l'ouest de l'île d'Anticosti (fig. 11, tabl. III) permet de visualiser les principaux événements survenus depuis la déglaciation ainsi que les niveaux marins relatifs associés. Elle fait également ressortir la nature éminemment glacio-marine de la phase de déglacement proprement dite. La présence de la calotte résiduelle au cours de cette phase est mise en évidence par une série de datations provenant des bourrelets et des épandages proglaciaires. Sur la figure 11, cet ensemble forme une ligne quasi verticale très nette entre 0 et 70 m d'altitude, bien qu'il y ait une lacune

TABLEAU III

Datations au ¹⁴C de l'ouest de l'île d'Anticosti

NO DU LABORATOIRE	DATE (ANS B.P.)	MATÉRIEL DATÉ	ALTITUDE ACTUELLE (m)	NIVEAU MARIN ESTIMÉ (m)	TYPE DE DÉPÔTS	LOCALISATION
1. RÉGRESSION DE LA MER DE GOLDTHWAIT						
QU-1277	4 220 ± 100	<u>MYA ARENARIA</u>	4	5	VASE LITTORALE	PORT-MENIER (49°49'10"N; 64°21'00"W)
QU-1285	4 330 ± 100	<u>MYTILUS EDULIS</u> <u>BUCCINUM UNDATUM</u> , ETC.	4	4-8	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	PORT-MENIER (49°49'27"N; 64°21'45"W)
QU-1274	7 980 ± 140	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>BUCCINUM HANCOCKI</u>	38	38-40	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	BAIE DES TROIS RUISSEAUX (49°54'55"N; 69°05'40"W)
QU-1282	8 870 ± 140	<u>MYA TRUNCATA</u>	29	29-30	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	LAC PLANTAIN (49°52'18"N; 64°24'10"W)
QU-1287	9 270 ± 130	<u>MYA ARENARIA</u> <u>MYTILUS EDULIS</u>	29	29-30	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	FALAISE SAINTE-MARIE (49°40'07"N; 63°54'56"W)
QU-1261	9 290 ± 120	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>NATICA CLAUSA</u>	20	20-26	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	ANSE KNEELAND (49°38'40"N; 63°51'14"W)
QU-1266	9 590 ± 170	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	29	29-30	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	FALAISE SAINTE-MARIE (49°40'07"N; 63°54'56"W)
QU-1276	9 660 ± 130	<u>MYTILUS EDULIS</u>	23	23-30	DELTA DE GRAVIER SABLEUX	ANSE DE LA SAUVAGESSE (49°46' "N; 63°08' "W)
QU-1275	9 690 ± 150	<u>MYA ARENARIA</u>	35	35-40	VASE LITTORALE	LAC ELSIE (49°44'35"N; 63°53'15"W)
QU-1283	9 730 ± 150	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u>	24	24-30	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	RIVIÈRE AUX BECS-SCIE (49°44'30"N; 64°02'25"W)
QU-1279	9 740 ± 140	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u>	56	55-58	GRAVIER LITTORAL	RIVIÈRE SAINTE-MARIE (49°48'09"N; 63°52'08"W)
QU-1281	10 430 ± 150	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u>	35	35	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	LAC SANS BOUT (49°45'18"N; 64°01'43"W)
QU-1278	10 700 ± 160	<u>MACOMA BALTHICA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u> ETC.	54	54-56	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	LAC SANS BOUT (49°45'42"N; 64°01'38"W)
2. DÉPÔTS D'EAU PROFONDE DE LA MER DE GOLDTHWAIT						
QU-1454	11 100 ± 180	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u> , ETC.	50	≈80	SILT ARGILEUX	LAC ELSIE (49°44'25"N; 63°54'05"W)
3. ÉPANDAGES PROGLACIAIRES						
QU-1272	12 450 ± 190	<u>MYTILUS EDULIS</u>	62	≈80	GRAVIER SABLEUX	AÉROPORT DE PORT-MENIER (49°50'35"N; 64°16'45"W)
QU-1273	12 510 ± 200	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	48	≈80	VASIÈRE LITTORALE	AÉROPORT DE PORT-MENIER (49°50'13"N; 64°16'47"W)
GSC-89 (BOLTON)	12 940 ± 180	<u>HIATELLA ARCTICA</u> <u>MYA TRUNCATA</u>	55	≈80	GRAVIER SABLEUX	AÉROPORT DE PORT-MENIER (49°50'20"N; 64°16'10"W)
4. MORAINES DE SAINTE-MARIE						
QU-1262	11 680 ± 190	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u> <u>MACOMA BALTHICA</u>	17	≈80	TILL GLACIO-MARIN	ANSE KNEELAND (49°38'40"N; 63°51'14"W)
QU-1264	11 830 ± 180	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>HIATELLA ARCTICA</u> <u>MACOMA CALCAREA</u>	24	≈80	GRAVIER SABLEUX GLACIO-MARIN	FALAISE SAINTE-MARIE (49°39'45"N; 63°54'14"W)
QU-1270	11 940 ± 190	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	8	≈80	SILT ARGILEUX GLACIO-MARIN D'EAU PROFONDE	BAIE LAFAYETTE (49°35'50"N; 63°46'35"W)

NO DU LABORATOIRE	DATE (ANS ± P)	MATÉRIEL DATÉ	ALTITUDE ACTUELLE (m)	NIVEAU MARIN ESTIMÉ (m)	TYPE DE DÉPÔTS	LOCALISATION
QU-1265	12 090 ± 210	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	17	±80	TILL GLACIO-MARIN	FALAISE SAINTE-MARIE (49°39'45"N; 63°54'14"W)
QU-1271	12 200 ± 190	<u>MYA TRUNCATA</u> <u>MACOMA BALTHICA</u> , ETC.	11	±80	SILT ARGILEUX GLACIO-MARIN D'EAU PROFONDE	BAIE LAFAYETTE (49°35'50"N; 63°46'35"W)
QU-1268	12 300 ± 180	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	29	±80	TILL GLACIO-MARIN	FALAISE SAINTE-MARIE (49°39'59"N; 63°54'45"W)
QU-1263	12 400 ± 230	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	11	±80	TILL GLACIO-MARIN	ANSE KNEELAND (49°38'40"N; 63°51'14"W)
QU-1269	12 470 ± 170	<u>HIATELLA ARCTICA</u>	20	±80	TILL GLACIO-MARIN	FALAISE SAINTE-MARIE (49°39'59"N; 63°54'45"W)
UQ-778	10 150 ± 100	<u>MYA TRUNCATA</u>	5	±80	EN POSITION DE VIE À LA SURFACE DU TILL, RECOUVERT DE GRAVIER SABLEUX LITTORAL	RIVIÈRE SAINTE-MARIE (49°40'10"N; 63°54'48"W)
5. MORAINES DE LA RIVIÈRE À L'HUILE						
UQ-719	9 010 ± 60	<u>ZIRPHAEA CRISPATA</u>	12	30	DIAMICTON GLACIEL	RIVIÈRE À L'HUILE (49°11'34"N; 62°47'20"W)
UQ-776	9 450 ± 200	<u>MYA TRUNCATA</u> , ETC.	10	60-65	SILT SABLEUX INCORPORÉ À LA MORAINES	BAIE MARTIN (49°52'25"N; 63°52'10"W)
6. AUTRES						
QU-1284	11 430 ± 180	<u>HIATELLA ARCTICA</u> <u>MYA TRUNCATA</u>	24	?	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	PORT-MENIER (49°50'12"N; 64°20'49"W)
QU-1280	12 430 ± 170	<u>HIATELLA ARCTICA</u> <u>MYA TRUNCATA</u> <u>MACOMA BALTHICA</u>	42	?	GRAVIER SABLEUX LITTORAL	LAC ELSIE (49°44'55"N; 63°52'22"W)

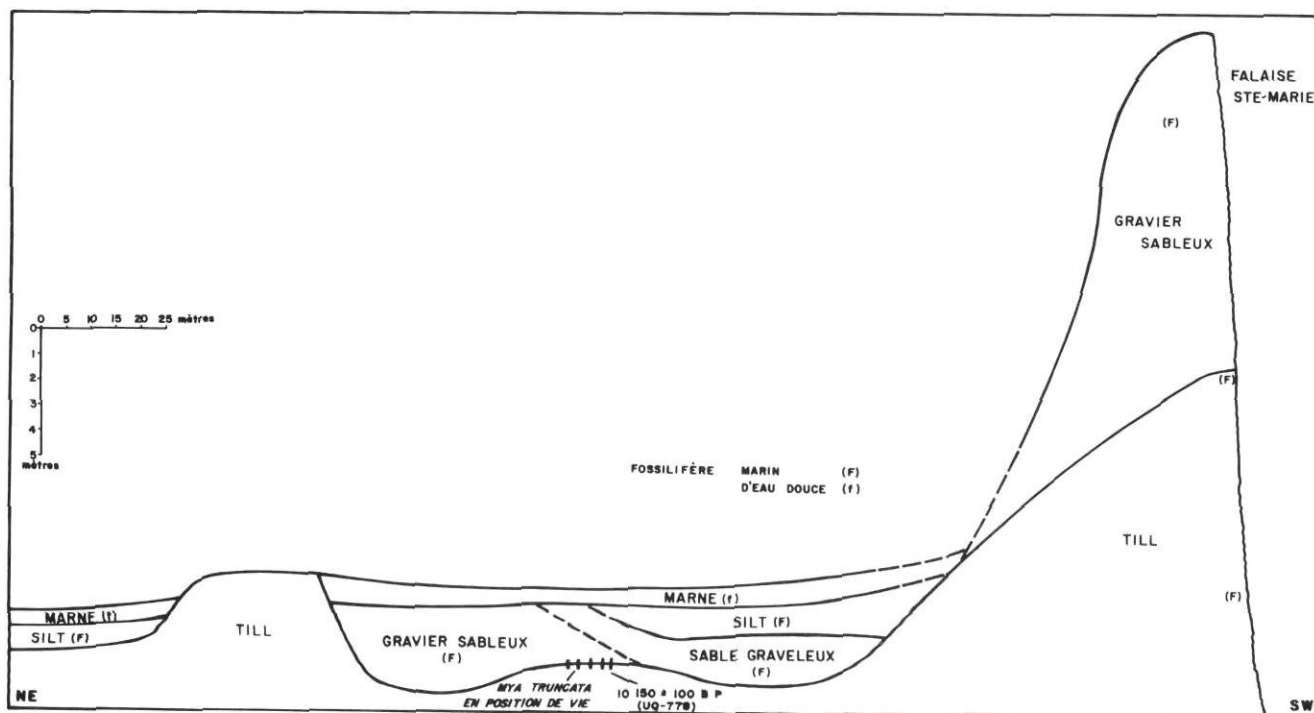


FIGURE 12. Exemple de sédimentation post-glaciaire près de l'embouchure de la rivière Sainte-Marie. *Example of post-glacial sedimentation near the mouth of Sainte-Marie River.*

entre 30 et 45 m. Celle-ci peut s'expliquer par une dynamique glaciaire différente de part et d'autre de la rivière Sainte-Marie.

La régression de la mer de Goldthwait s'amorce vers 11 500 ans BP et, jusque vers 11 000 ans BP, des sédiments fins d'eau profonde sont déposés sur le territoire actuel de l'île (11 100 ± 180 ans; QU-1454). Cette phase correspond à la disparition totale de la glace dans la partie ouest de l'île d'Anticosti. Cette étape est suivie par la phase de régression majeure entre 11 000 et 9000 ans BP. Le taux moyen d'émergence est de 2 m par siècle, alors que le niveau marin passe de 70 à 25 m d'altitude. Il est à remarquer qu'il y a une forte concentration de datations entre 9000 et 10 000 ans BP.

La phase suivante est reliée au ralentissement de la régression marine de 9000 à environ 4000 ans BP, pendant laquelle le taux moyen de relèvement tombe à 25 cm par siècle.

CONCLUSION

Cette étude a permis de préciser la limite de l'extension minimale de l'inlandsis laurentidien au cours du Wisconsinien supérieur. On peut retenir les faits suivants:

- 1) L'inlandsis a bel et bien envahi le secteur ouest de l'île d'Anticosti, mais ce secteur devait être près de la bordure du glacier;
- 2) Une calotte résiduelle locale a persisté pendant un peu plus de 1000 ans; soit l'écart entre la plus ancienne date obtenue (épandage proglaciaire: 12 940 ± 180, GSC-89) et la plus récente (till: 11 680 ± 190, QU-1262) pour les dépôts associés à cette phase;
- 3) Pendant une récurrence, la moraine de Sainte-Marie (burrelets morainiques et épandages proglaciaires) est mise en place sur le pourtour de la calotte vers 12 500 ans BP. La moraine pourrait être synchrone avec la récurrence du Robins Head Drift (BROOKES, 1969), au sud, et des Piedmont Moraines (GRANT, 1972), au nord, à Terre-Neuve;
- 4) La déglaciation s'est faite dans un milieu glacio-marin. Les plus hautes traces de littoral marin sont à 76-77 m d'altitude environ; elles datent de 11 500 ans BP. Cependant, cela ne correspond pas exactement à la limite marine maximale, puisque la mer était en contact avec la calotte dès le début de la déglaciation;
- 5) Au cours d'une dernière récurrence, l'inlandsis laurentidien a mis en place la moraine de la rivière à l'Huile sur le littoral nord de l'île, vers 9000 – 9500 ans BP;
- 6) Enfin, une érosion généralisée des côtes caractérise la dynamique littorale actuelle. De plus, il est possible que la côte soit actuellement en voie de subsidence.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Michel Briard et Josée Perras pour leur contribution aux travaux sur le terrain, ainsi que André Champoux, Denis Gratton et Germain Tremblay pour les analyses de laboratoire. La Commission géologique du

Canada, le fonds FCAC du Québec, le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (Subvention A-4230), ainsi que le Bureau de la recherche de l'Université de Sherbrooke ont subventionné ce travail. D'autre part, Pierre LaSalle du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a permis l'obtention de la majorité des datations au ¹⁴C. Nous tenons à remercier en particulier les autorités de l'île d'Anticosti ainsi que la population pour leur collaboration et l'hébergement. Jean-Claude Dionne, Pierre Richard, Nicole Carette et un lecteur anonyme ont largement aidé à améliorer le texte de l'article avec des suggestions des plus pertinentes.

RÉFÉRENCES

- 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. 35, n° 1, p. 105-125.
- BOLTON, T.E. et LEE, P. K. (1960): Post-glacial marine overlap of Anticosti island, Quebec, *Proceedings of the Geological Association of Canada*, vol. 12, p. 67-78.
- BROOKES, I.A. (1969): Late-glacial marine overlap in western Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 6, p. 1397-1404.
- (1977): Geomorphology and Quaternary geology of Codroy Lowland and adjacent plateaus, south-west Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 14, p. 2102-2120.
- DUBOIS, J.M.M. (1977): La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, nos 3-4, p. 229-246.
- (1979): *Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier canadien: la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent*, Thèse de Ph.D., Université d'Ottawa, 754 p.
- DUBOIS, J.M.M., PAINCHAUD, A., GWYN, Q.H.J. et GRATTON, D. (1983): Histoire des mouvements de la croûte terrestre depuis 35 000 ans dans le nord du golfe du Saint-Laurent, *Annales de l'ACFAS*, vol. 50, p. 121.
- DUBOIS, J.M.M. et DIONNE, J.-C. (1984): The Quebec North Shore Moraine System: A major feature of Late Wisconsin deglaciation, in BURNS, H.W. Jr., LASALLE, P. et THOMPSON, W.B. (édit.), *Late Pleistocene History of North Eastern New England and Adjacent Quebec*. The Geological Society of America, Special Paper 197 (sous presse).
- ELSON, J.A. (1961): Geology of glacial tills, *Proceedings of the XVI Canadian Soil Mechanics Conference*, Nat. Res. Council of Canada, Tech. Mem. 69, p. 5-36.
- FERNALD, M.L. (1924): Isolation and endemism in north-eastern America and their relation to the age-and-area hypothesis, *American Journal of Botany*, vol. 11, p. 558-572.
- (1925): Persistence of plants in unglaciated areas of boreal America, *American Academy of Arts and Sciences, Mem.*, vol. 15, p. 241-342.
- FLINT, R.F. (1943): Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 54, p. 325-362.
- FOLK, R.L. (1965): *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphill's, 159 p.
- GRANT, C.C. (1982): Geological notes on Marl Lake, Anticosti, *Journal and Proceeding of Hamilton Association*, p. 141-146.

- GRANT, C.C. et DAWSON, W. (1886): Notes on Pleistocene fossils from Anticosti, *Canadian Record of Science*, vol. 2, n° 1, p. 44-48.
- GRANT, D.R. (1972): Surficial geology, western Newfoundland, *Report of Activities*, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 157-160.
- (1974): Prospecting in Newfoundland and the theory of multiple shrinking ice caps, *Report of Activities*, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 215-216.
- (1975): Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic Provinces, *Report of Activities*, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 109-110.
- (1976): Late Wisconsin ice limits in the Atlantic Provinces of Canada, with particular reference to Cape Breton Island, Nova Scotia, *Report of Activities*, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 289-292.
- (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. 31, n° 3-4, p. 247-260.
- (1980): Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indication of crustal delevelling, in N.A. Mörner (réd.), *Earth rheology and isostasy*, John Wiley, New York, p. 201-214.
- GRATTON, D., GWYN, Q.H.J. et DUBOIS, J.M.M. (1984): Paléoenvironnements de sédimentation au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, *Géographie physique et Quaternaire* (à paraître).
- GWYN, Q.H.J., GRATTON, D. DUBOIS, J.M.M. et PAINCHAUD, A. (1983): The development of Late Quaternary lithofacies sequences and their chronological control, Northern Gulf of St. Lawrence, *Correlation of Quaternary chronologies Symposium*, York University, Abstracts with program, p. 64-65.
- LAFLAMME, J.C.K. (1902): Geological Exploration of Anticosti, Geological Survey of Canada, *Summary Report*, p. 188-194.
- (1906): Geological Exploration of Anticosti, Geological Survey of Canada, *Annual Report*, ser. 14, p. 190A-196A.
- 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. 31, n° 3-4, p. 275-296.
- MARIE-VICTORIN, Frère et ROLLAND-GERMAIN, Frère (1969): *Flore de l'Anticosti-Minganie*, Montréal, Presses de l'Université de Montréal, 527 p.
- McCLINTOCK, P. et W.H. TWENHOFEL, W.H. (1940): Wisconsin glaciation of Newfoundland, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 51, p. 1729-1756.
- PETRYK, A.A. (1981): *Géologie de la partie ouest de l'île d'Anticosti — rapport préliminaire*, Min. de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV- 815, 45 p.
- RICHARDSON, J. (1857): *Report for the year 1856 (on the Island of Anticosti and the Mingan Islands)*, Geological Survey of Canada, Progress Report 1853-1856, p. 239-245.
- SCHMITT, J. (1904): *Monographie de l'île d'Anticosti*, Paris, Librairie scientifique A. Herman, 370 p.
- TWENHOFEL, W.H. (1910): Geologic Bearing of the Peat Beds of Anticosti, *American Journal of Science*, vol. 30 (s.4), p. 65-71.
- (1928): *Geology of Anticosti island*, Geological Survey of Canada, Memoir 154, 481 p.
- TWENHOFEL, W.H. et CONINE, W.H. (1921): The post glacial terraces of Anticosti Island, *American Journal of Science*, vol. 1, n° 3 (s.5), p. 268-278.
- WYNNE-EDWARDS, V.C. (1937): Isolated arctic-alpine floras in eastern North America: a discussion of their glacial and recent history, *Royal Society of Canada Transactions*, vol. 31, p. 33-58.