

# La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson

Claude Hillaire-Marcel

Volume 20, numéro 50, 1976

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/021319ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/021319ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (imprimé)

1708-8968 (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Hillaire-Marcel, C. (1976). La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie du Québec*, 20(50), 185–220. <https://doi.org/10.7202/021319ar>

Résumé de l'article

Sur la côte orientale de la baie d'Hudson, dans la région située entre Poste-de-la-Baleine et le golfe de Richmond, les dernières glaces wisconsinienne se sont écoulées vers l'ouest; la déglaciation s'effectuant entre 8.100 ans 14C BP (Poste-de-la-Baleine) et 7.600 ans 14C BP (golfe de Richmond). L'altitude maximale atteinte par la mer postglaciaire de Tyrrell s'élève vers le sud-sud-ouest, passant de 230 m au nord du golfe de Richmond à 315 m à l'extrémité nord du détroit des Manitounuk. Au golfe de Richmond, 185 plages soulevées marquent l'émersion des terres depuis la déglaciation. On a pu mettre en évidence une périodicité de 45 ans dans leur construction. Les corrélations entre les années 14C et les années sidérales indiquent des variations du 14C atmosphérique semblables à celles mises en évidence par Suess (1970). La courbe d'émersion des terres, établie à partir des plages soulevées, dénote un relèvement isostatique composite. Le socle d'abord infléchi vers le sud-sud-ouest obéit à la disparition du centre de radiation glaciaire pléni-wisconsinien (allègement du sud-est de la baie d'Hudson), puis à celle du centre de radiation plus récent du Nouveau-Québec. Le relèvement glacio-isostatique décroît de 6,5 cm/an vers 6.000 ans 14C BP à 1,1 cm/an aujourd'hui. Une remontée eustatique de l'ordre de 20 m se produit entre la déglaciation et 6.000 ans 14C BP, où le niveau marin paraît identique à celui d'aujourd'hui. Le calcul des taux de variations eustatiques met en évidence des oscillations métriques du niveau de la mer, correspondant aux événements climatiques connus pendant cette période de l'Holocène.

## LA DÉGLACIATION ET LE RELÈVEMENT ISOSTATIQUE SUR LA CÔTE EST DE LA BAIE D'HUDSON \*

*par*

**Claude HILLAIRE-MARCEL**

*Département des Sciences de la terre, université du Québec à Montréal*

### I INTRODUCTION

S'il existe des monographies régionales très complètes sur le sud de la baie d'Hudson, l'arc de la côte est n'est connu que par des études ponctuelles. Ces dernières permettent pourtant de supposer qu'il s'agit d'une région-clef dans l'interprétation de la déglaciation wisconsinienne. D'une part, elle correspond aux plus hauts taux de relèvement glacio-isostatique connus (environ 300 m en 8.000 ans) ; d'autre part, la région de Poste-de-la-Baleine (figure 1) paraît avoir été libérée des glaces du Nouveau-Québec, au moment même où se produisaient plus au sud les crues glaciaires<sup>1</sup> de Cochrane (Hughes, 1955). Cette contradiction apparente, que nous avons soulevée au cours d'une excursion de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire (Boutray, 1976), impliquait soit un âge erroné pour ces crues glaciaires de Cochrane, soit l'existence d'une masse de glaces hudsoniennes résiduelle à l'origine de celles-ci. Des travaux récents (Hardy, 1976 ; Vincent et Hardy, 1976) complétant nos propres données permettent aujourd'hui, à défaut de conclusions définitives, de faire le point sur ce sujet.

L'exposé qui suit se voudrait, par conséquent, une synthèse des informations disponibles sur la déglaciation wisconsinienne et le relèvement isostatique de l'est de la baie d'Hudson. Nous mettrons particulièrement l'accent sur la région de Poste-de-la-Baleine (55°N) où des données stratigraphiques nouvelles, ainsi que plusieurs datations originales au <sup>14</sup>C, permettront de préciser certains aspects de la déglaciation et de la transgression de la mer de Tyrrell (Lee, 1960). Enfin, à partir de l'étude des plages soulevées de la Petite rivière de la Baleine et du golfe de Richmond (56-57°N), complétée également de nouvelles radiodatations, nous aborderons le problème du relèvement isostatique et des fluctuations eustatiques, au cours de cette période de l'Holocène.

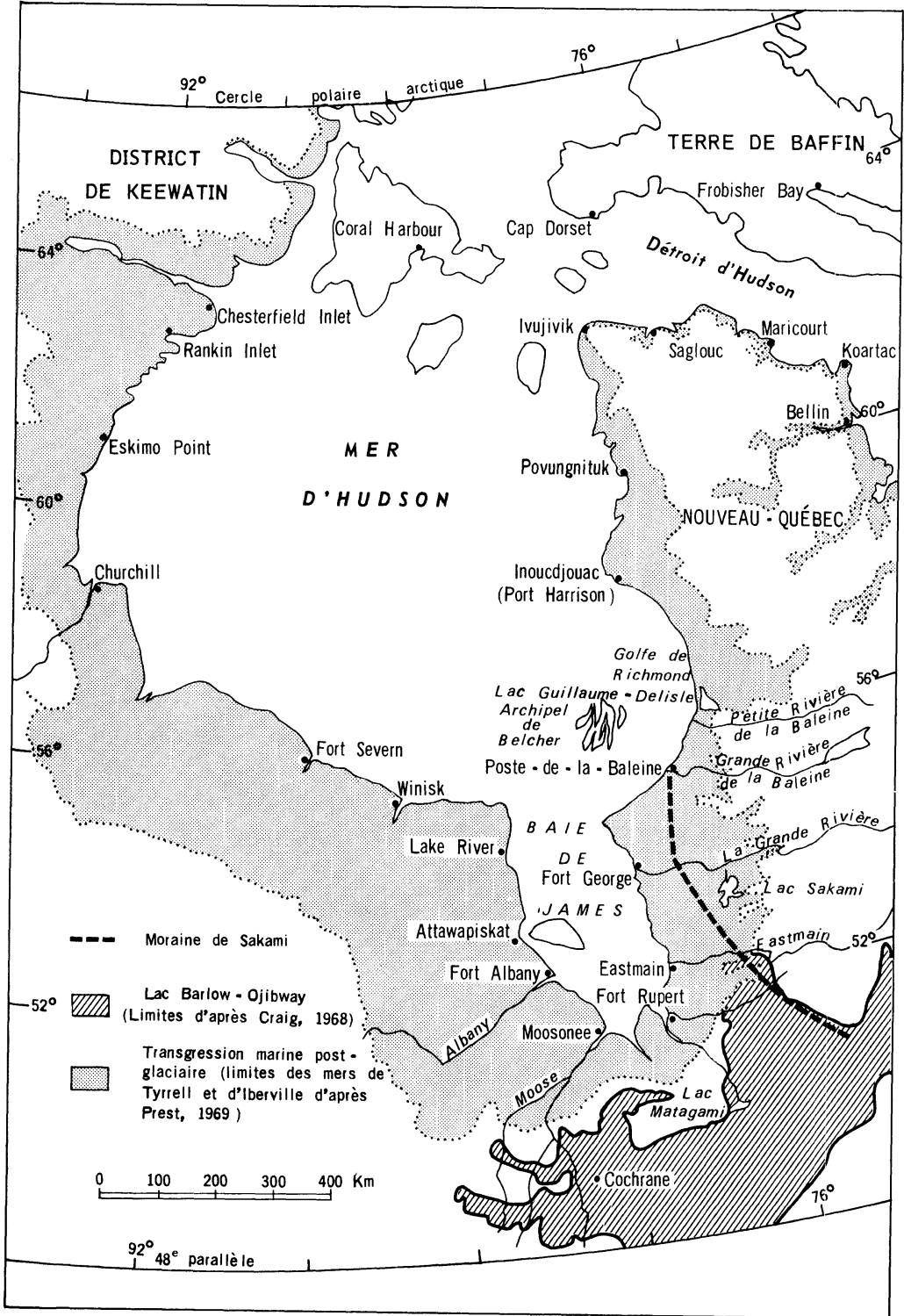
---

\* N.D.L.R. : L'auteur a tenu expressément à conserver le toponyme baie d'Hudson plutôt que mer d'Hudson tel qu'employé dans les autres textes de ce numéro.

<sup>1</sup> Le terme anglais « surge », correspondant à un changement dans la dynamique de la glace sans cause climatique directe, est traduit dans le présent exposé par l'expression « crue glaciaire », quoique celle-ci puisse prêter à confusion.

Figure 1

L'HUDSONIE



## II. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Pour situer la région étudiée dans son contexte paléogéographique, on peut consulter les travaux consacrés à la géologie du Quaternaire des régions est et ouest de la baie de James. Depuis le mémoire 103 de la commission géologique (Wilson, 1919) portant sur le comté de Timiskaming (Québec), Antevs (1925), puis surtout Hughes (1955, 1965), ont débrouillé la stratigraphie de l'Holocène de la baie de James, tant par l'établissement d'une solide chronologie des varves du lac glaciaire Barlow-Ojibway, que par la définition du till de Cochrane qui, par sa position stratigraphique, a longtemps intrigué les géologues. Les données récentes semblent attribuer ce phénomène de Cochrane (I et II, Prest, 1970) à une crue glaciaire (« ice-surge ») du type de celles que l'on connaît aujourd'hui dans le Yukon (Bayrock, 1966) et sur la Terre de Baffin (calotte de Barnes). Ces travaux ont été complétés par ceux de Boissonneau (1966). Plus récemment, Hardy (1976) a poursuivi du lac Matagami à Fort George un travail exhaustif de terrain dont les résultats modifient sensiblement la chronologie de la déglaciation à l'est de la baie de James. Hardy a ainsi mis en évidence l'extension des varves du lac Barlow-Ojibway plus au nord qu'on ne le pensait jusque là, entre la région couverte par le till de Cochrane à l'ouest et celle, à l'est, encore occupée par le segment Labrador (Lee, 1959) de l'inlandsis. L. Hardy (communication personnelle) a ainsi dénombré jusqu'à 150 varves au niveau de la rivière Eastmain.

Sur le secteur ouest de la baie de James, entre les premières explorations de Bell (1877, 1896) et les travaux récents de Skinner (1973, 1974), s'intercalent nombre de publications. Ainsi, Terasmae (1958), Terasmae et Hughes (1960), et McDonald (1968-1971), ont apporté des éclaircissements sur l'ensemble de la stratigraphie wisconsinienne.

Au nord-est de la baie d'Hudson et en bordure du détroit, on doit à Matthews (1967) une étude détaillée de la transgression marine post-glaciaire et à Lee (1959) une monographie sur le district de Keewatin (Territoires-du-Nord-Ouest) définissant la subdivision de l'inlandsis en segments « Labrador » et « Keewatin », à la fin du Wisconsin.

Parmi les auteurs d'ouvrages plus généraux, Lee (1968) puis Craig (1969) et enfin Prest (1970) ont dressé successivement l'état des connaissances sur la géologie du Quaternaire de l'ensemble de la baie d'Hudson<sup>2</sup>. Enfin dans la région qui nous intéresse, Hamelin et Cailleux (1959), puis Portmann (1970 *et p.*) ont effectué des études géomorphologiques, complétées par nos travaux (Hillaire-Marcel et Boutray, 1975).

Sur la géologie du socle, on peut consulter parmi les ouvrages récents ceux de Kranck (1951) et de Kretz (1961) sur l'ensemble de la côte est, le rapport de Jackson (1960) sur la géologie des îles Belcher, ainsi que les

---

<sup>2</sup> La déglaciation de l'intérieur de la péninsule du Québec-Labrador est moins connue, quoique certains secteurs aient fait l'objet d'études préliminaires (Henderson, 1959 ; Grayson, 1966).

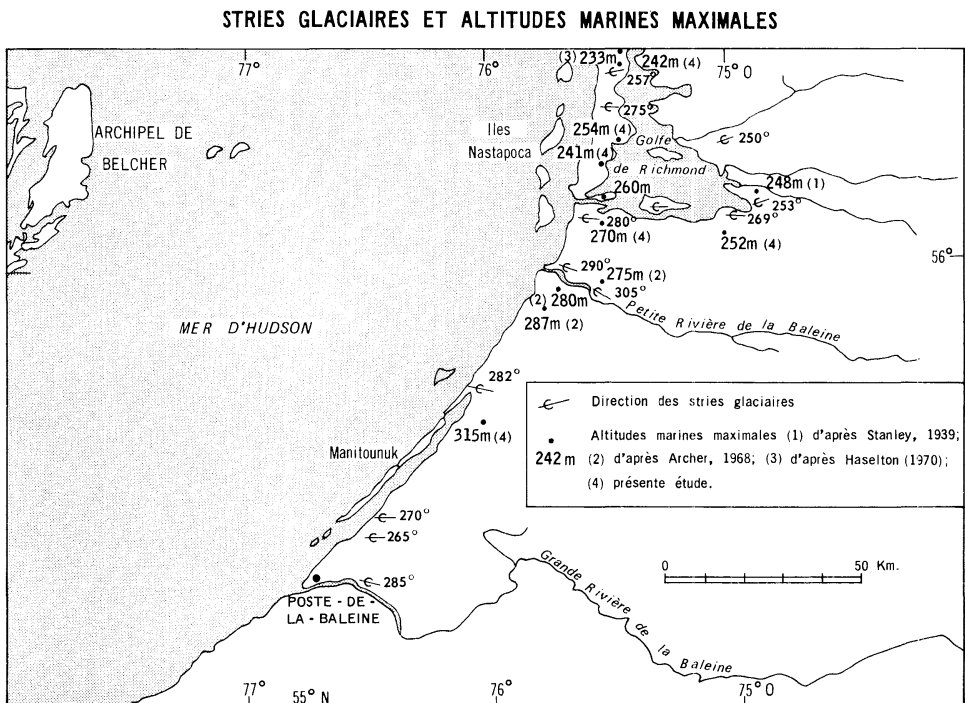
monographies de Woodcock (1960), Kranck et Sinclair (1963), Whitmore et Liberty (1968) et Bostock (1969) sur diverses régions de la côte. L'article de Woodcock présente une stratigraphie très complète des formations volcano-sédimentaires protérozoïques transgressives sur l'Archéen, au golfe de Richmond ; il peut servir de référence pour tout travail entrepris dans la région.

Enfin, ce survol bibliographique serait très incomplet si nous ne rappelions les auteurs qui se sont intéressés aussi bien à la transgression post-glaciaire de la mer de Tyrrell qu'au relèvement isostatique. Comme ils seront abondamment cités dans la suite de cet exposé, il suffira de se reporter aux chapitres correspondants.

### IIIa. LE DERNIER ÉCOULEMENT GLACIAIRE

De la Grande rivière de la Baleine au golfe de Richmond, de nombreux affleurements portent les marques de l'écoulement de la glace. Sur les formations volcano-sédimentaires du Protérozoïque, cannelures, fractures de broutage et crag-and-tails abondent ; de nombreuses stries sont visibles aussi bien sur l'Archéen granito-gneissique que sur celles-ci. Une seule direction apparaît, variant modérément selon la topographie locale de 250 à 300°, pour une moyenne générale sensiblement ouest (figure 2). Aucune trace de

Figure 2



direction d'écoulement antérieure n'a pu être notée. Rappelons que plus à l'ouest, dans les Îles Belcher, Jackson (1960) signale des directions d'écoulement variant de 213 à 241°, « localement infléchies vers le sud par la topographie des îles Belcher ». Jackson (*ibid.*) remarque également que « / toutes les traces / indiquent que la glace qui les a laissées venait du nord-est ». Ce qui laisse supposer que cet écoulement glaciaire, bien qu'antérieur à celui qui s'exprime par les directions relevées sur le littoral est de la baie d'Hudson, est postérieur au maximum wisconsinien, si l'on admet l'hypothèse courante d'un centre de radiation partiellement centré sur les îles Belcher, sinon plus méridional. D'après Jackson (1960), G. Manos aurait trouvé, aux îles Belcher, un galet ordovicien fossilifère qu'il interprétait comme un « glacial erratic » provenant du sud de la baie d'Hudson. Les îles ayant été totalement submergées par la mer de Tyrrell, il peut s'agir d'un galet *glaciel*, tels ceux mis en évidence par Dionne (1974) sur la côte orientale de la baie de James. Rien ne permet donc de retenir une autre direction d'écoulement glaciaire.

Au nord de la région étudiée, Kretz (1961) signale autour de Port Harrison, des directions d'écoulement variant de l'ouest au sud-sud-ouest (270 à 215°), tandis que plus au sud, sur la côte est de la baie de James, Hardy (1976) relève, antérieurement aux directions d'écoulement du « lobe de Cochrane » (Hughes, 1955) marquées par des faisceaux de stries vers l'est (« Cochrane I », Prest, 1970) et le sud-est (« Cochrane II », Prest, 1970), une direction d'écoulement de la glace du segment Labrador (ou « Nouveau-Québec ») de l'inlandsis (Lee, 1959) infléchie vers le sud-ouest (225°).

En conclusion, les directions d'écoulement observées semblent s'infléchir de l'ouest-nord-ouest vers le sud-ouest et démontrent l'existence d'un centre de radiation récent dans le Nouveau-Québec. Notons l'absence d'indicateurs d'un écoulement pléni-wisconsinien vers le nord ou le nord-est comme aurait pu en laisser une glace provenant du sud de la baie d'Hudson. L'existence d'un tel centre de radiation « hudsonien », est cependant très probable compte tenu des données géophysiques (Walcott, 1970). Andrews et Peltier (1976) suggèrent d'ailleurs une division précoce de ce centre de radiation initial vers des centres Labrador (Nouveau-Québec) et Keewatin (entre 12.000 et 10.000 ans BP), laissant dans la baie d'Hudson, « a shallow ice-shelf with ice streaming into the bay from the Keewatin and Labrador centers ». Cette hypothèse pourrait expliquer, compte tenu de la durée de l'écoulement glaciaire tardif, l'effacement de toute trace d'écoulement antérieur.

### IIIb. LA DÉGLACIATION

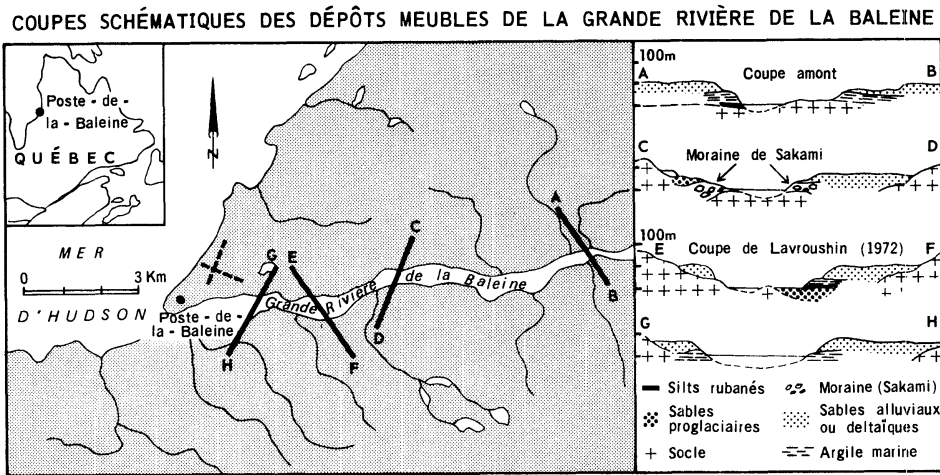
Malgré les travaux consacrés à l'est de la baie d'Hudson par plusieurs quaternaristes (Archer, *in* Lowdon *et al.*, 1967 ; Andrews, 1968a, b, c ; Portmann, 1972 ; Hillaire-Marcel et Boutray, 1975), la paléogéographie et la chronologie des événements post-glaciaires sont peu connues. Dans la région

même de Poste-de-la-Baleine, les sédiments holocènes ont parfois été interprétés de façon contradictoire (Portmann, 1972 ; Hillaire-Marcel et Boutray, 1975 ; Boutray, 1976). Avant de présenter de nouvelles données permettant de dater la déglaciation, nous croyons donc utile d'éclaircir la stratigraphie holocène de cette région.

### 1. Stratigraphie et déglaciation à Poste-de-la-Baleine

La Grande rivière de la Baleine recoupe, à 5 km de son embouchure, des dépôts morainiques (figures 1 et 3) que l'on attribue à l'extrémité nord de la moraine de Sakami (Prest, in Hillaire-Marcel et Occhiotti, 1976). Associé à ces cordons morainiques, un épandage proglaciaire de sables sous-aquatiques est visible en aval. Comme l'indiquent les coupes de Lavroushin (figure 3) (Lavroushin, 1972), des rythmites argilosilteuses suivent. Elles ne présentent ni macrofaune, ni microfaune.

Figure 3



Ces rythmites sont séparées des argiles fossilifères typiques de la mer de Tyrrell par un niveau sableux grossier d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur débutant par un passage discontinu de galets centimétriques comprenant de 10 à 15% de carbonates paléozoïques originaires des Basses Terres de la baie d'Hudson. Hardy (1976) caractérise par un niveau semblable la transgression marine qui succède au lac Barlow-Ojibway à l'est de la baie de James. Ce lit représenterait selon lui une vidange du lac vers le nord, s'accompagnant d'un abaissement rapide du niveau de l'eau. Nous serions tentés d'adopter cette interprétation pour les coupes de la Grande rivière de la Baleine. En outre, dans les deux sites le pourcentage de carbonates s'accroît brusquement dans les sédiments marins typiques. Plusieurs conséquences en découlent :

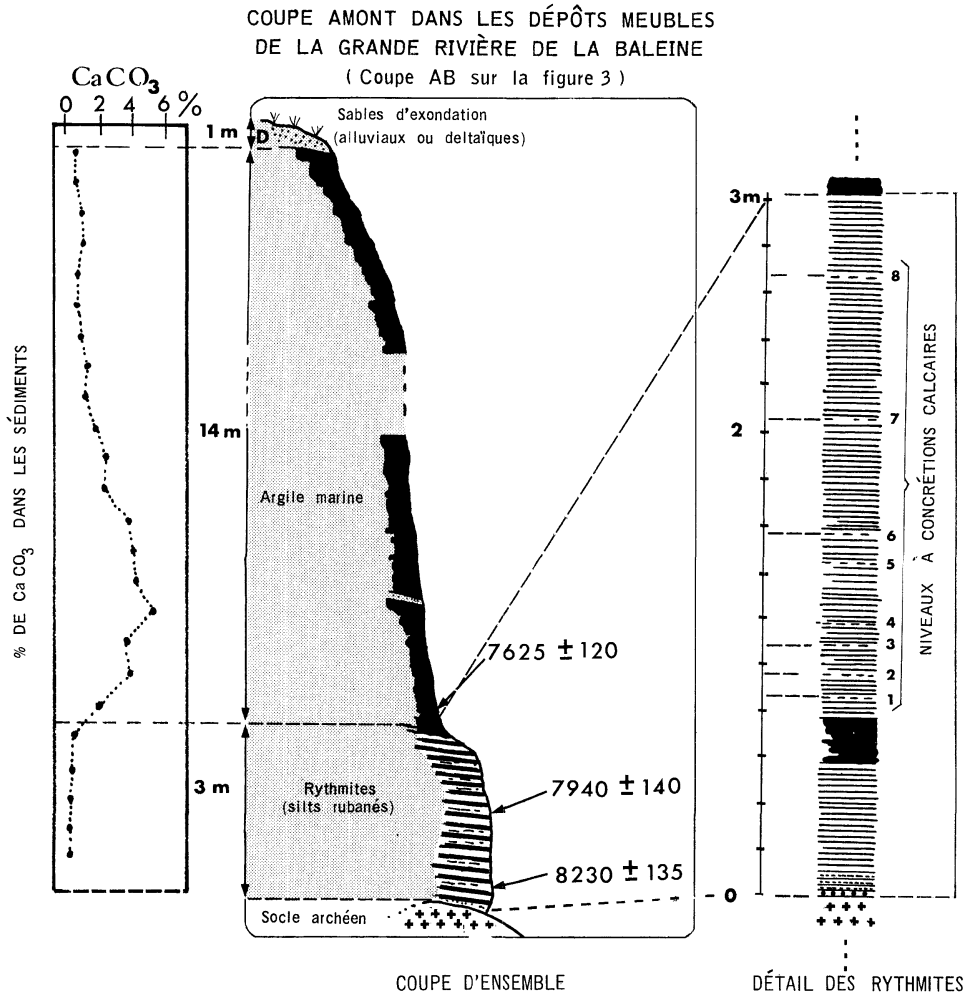
- (a) La transgression marine, datée au sud de la baie d'Hudson à 7.800-7.900 ans <sup>14</sup>C BP (datation de faunes tyrrelliennes ; Craig, 1969), est donc synchrone, sinon antérieure, dans la région de la Grande rivière de la Baleine.
- (b) Les sédiments attribués à la moraine de Sakami, qui précèdent à Poste-de-la Baleine les sédiments marins, seraient donc âgés ou plus âgés que 7.900 ans <sup>14</sup> C. Hardy (1976) signale d'ailleurs à l'est de la baie de James deux datations comprises entre 7.700 et 7.800 ans <sup>14</sup>C BP, dans des sédiments marins transgressifs sur la moraine de Sakami.
- (c) La sédimentation sous-aquatique (sables proglaciaires et rythmites), précédant les argiles marines fossilifères, conduit à envisager l'existence d'un plan d'eau antérieur à la mer de Tyrrell (*sensu stricto*). Dans un rapport de mission (Hillaire-Marcel et Boutray, 1975), nous avons attribué ces sédiments à un lac prétyrrellien. Toutefois, ce lac plus ou moins synchrone de l'épisode de Cochrane est difficile à concevoir d'un point de vue paléogéographique. V. K. Prest (1970), suggère « qu'il est plus vraisemblable que la mise en place du till de Cochrane soit quelque peu reliée à la transgression marine dans la baie d'Hudson ». Ce qui ne serait pas en contradiction avec les faits relevés plus haut en admettant que la transgression tyrrellienne ait débuté par une phase d'eaux non salées, puis saumâtres et enfin salines. Les rythmites de Poste-de-la-Baleine, par leur absence de faune marine, correspondraient alors à cette « Proto-Tyrrell ». Rappelons que des rythmites marines (« varves marines ») sont fréquentes. La Petite rivière de la Baleine en montre d'ailleurs de fort belles (photo 1 D). Or, ces dernières sont fossilifères : *Portlandia arctica* (dominante), *Macoma calcarea* et *Yoldia yoldia* (incidentes) abondent. Ce fait prouve bien que si la salinité avait été suffisante lors de la sédimentation des rythmites de Poste-de-la-Baleine, rien ne s'opposait à l'installation des faunes<sup>3</sup>. Ces faciès sédimentaires sont fréquents dans les fjords actuels et la faune y est toujours présente (Thorson, 1936 ; Bertelsen, 1937).

D'autres faits peuvent être avancés en faveur de l'hypothèse d'un stade sinon lacustre, au moins « prototyrrélien » non salé puis saumâtre, précédant la mer de Tyrrell proprement dite. Une coupe (figures 3 et 4), située à 2 km environ en amont de la moraine de Sakami, en est un exemple. On y retrouve une succession lithologique voisine de celle des coupes de Lavroushin : seul le niveau sableux à galets calcaires, marquant éventuellement la vidange du lac, manque. La transition des rythmites aux argiles compactes de la mer de Tyrrell se fait sur 1 m d'épaisseur, par changement sédimentologique continu (couleur, stratification, etc.) ; l'évolution du pour-

<sup>3</sup> La plupart des espèces fossiles des mers froides récoltées dans cette région sont euryhalines (Hillaire-Marcel et Boutray, 1975) ; certaines d'entre elles tolèrent des salinités de l'ordre de 3,5 à 4,5‰.



Figure 4



centage des carbonates est conforme à ce que l'on a observé plus haut (figure 4) : absents dans les rythmites, leur pourcentage augmente notablement dans l'argile marine compacte qui succède. Il en est de même de la faune : presque totalement absente à la base, elle apparaît très graduellement vers le sommet du niveau de transition. Pourtant, il est très probable que ces rythmites sont partiellement ou totalement postérieures à celles des coupes de Lavroushin. Elles s'en distinguent d'ailleurs par divers caractères paléontologiques : des fragments difficilement identifiables de diatomées y ont été trouvés dans des concrétions calcaires (Hillaire-Marcel *et al.*, 1975) ; des pistes (vers ? *Stellerides* ?) sont visibles aux sommets des entrelits plus

fins ; enfin, la découverte récente d'une coquille naine de *Hiatella arctica*, partiellement fossilisée par une concrétion calcaire, permet d'attribuer sans nul doute ces rythmites à un milieu progressivement saumâtre, puis marin.

D'un point de vue stratigraphique, on peut conclure que la déglaciation de la région de Poste-de-la-Baleine s'est effectuée de la façon suivante : mise en place de la moraine de Sakami par les glaces du Nouveau-Québec, à laquelle s'associa un épandage proglaciaire de sables puis de rythmites (coupes de Lavroushin, en aval de la moraine), dans un milieu aquatique éventuellement lacustre ; vidange du lac et transgression tyrrellienne (?) ; retrait définitif du glacier du Nouveau-Québec et dépôt de rythmites en amont de la moraine, dans un milieu d'abord saumâtre, puis marin. Cette séquence sédimentaire se poursuit par la mise en place des argiles marines compactes, auxquelles succéda une sédimentation alluviale ou deltaïque marquant l'exondation des terres.

Quelques données chronologiques sur ces événements nous sont apportées par les datations effectuées dans les coupes situées en amont de la moraine. Le premier niveau de concrétions calcaires des rythmites, à 1 mètre de la base de la coupe, a ainsi livré un âge  $^{14}\text{C}$  de  $8.230 \pm 135$  ans BP (I-8363). Indépendamment des réserves que l'on peut faire sur la méthode de datation par le radiocarbone, cette datation particulière mérite une digression que l'on trouvera en annexe à cet article. Divers arguments nous incitent à la considérer comme acceptable. Toutefois, pour que l'âge de cette concrétion soit comparable aux données chronologiques publiées sur la mer de Tyrrell, c'est-à-dire obtenues sur des coquilles marines, une correction due à un fractionnement isotopique différent doit être appliquée. On obtient ainsi un âge  $^{14}\text{C}$  moyen de 8.010 années BP pour la concrétion, le concrétionnement ayant probablement débuté vers 8.100 ans  $^{14}\text{C}$  BP (cf. annexe). Une autre datation vient appuyer cette chronologie : des coquilles de *Macoma calcareea* récoltées dans les 50 premiers centimètres des argiles marines franches (donc environ 2 à 3 m au-dessus de l'échantillon précédent) ont livré un âge  $^{14}\text{C}$  de  $7.625 \pm 120$  ans BP (I-9005).

En conclusion, nous pouvons admettre un âge de 8.100-8.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP pour la déglaciation du Poste-de-la-Baleine et la mise en place de la moraine de Sakami<sup>4</sup>. Comme le suggérait Prest (1970), l'instauration précocée d'un milieu aquatique (lac ou « Proto-Tyrrell ») a pu jouer un rôle dans les crues glaciaires de Cochrane. Cette chronologie implique une contemporanéité, au moins partielle, entre celles-ci et la moraine de Sakami qui marque une halte des glaces du Nouveau-Québec. Pour des raisons géographiques évidentes, les « lobes » de Cochrane ne peuvent être issus que d'une glace hudsonienne résiduelle. Une inconnue persiste encore : la localisation du barrage de glaces séparant le lac Barlow-Ojibway de la « Proto-Tyrrell ».

<sup>4</sup> La datation Qu 281,  $7940 \pm 140$  ans BP, sur des concrétions situées entre les échantillons I-8363 et I-9005, confirmerait cette chronologie (tableau 1).

## 2. *Déglaciation de la Petite rivière de la Baleine et du golfe de Richmond*

Comme le démontrent les coupes que nous avons pu étudier dans la Petite rivière de la Baleine ainsi qu'au golfe de Richmond, la transgression marine suit immédiatement le retrait des glaces au nord du Poste-de-la-Baleine. Les plus hautes plages connues sont donc marines. Toutefois, aucune datation n'a pu leur être associée. Quelques âges  $^{14}\text{C}$  excèdent cependant 7.000 ans BP (tableau 1). L'étude statistique des séries de plages soulevées du golfe de Richmond (cf. IV-2) met en évidence une périodicité moyenne de l'ordre de 45 ans dans leur construction. Par extrapolation, on a évalué à 7.600 ans  $^{14}\text{C}$  BP ou 8.200 ans solaires, environ, l'âge de la transgression marine dans cette région.

On peut conclure que le taux maximum de recul du front de l'inlandsis entre les longitudes de Poste-de-la-Baleine et du golfe de Richmond, selon une direction ouest-est, aurait été de l'ordre de 150 m/an.

### IIIc. LIMITE MARINE MAXIMALE

#### 1. *Les données de terrain*

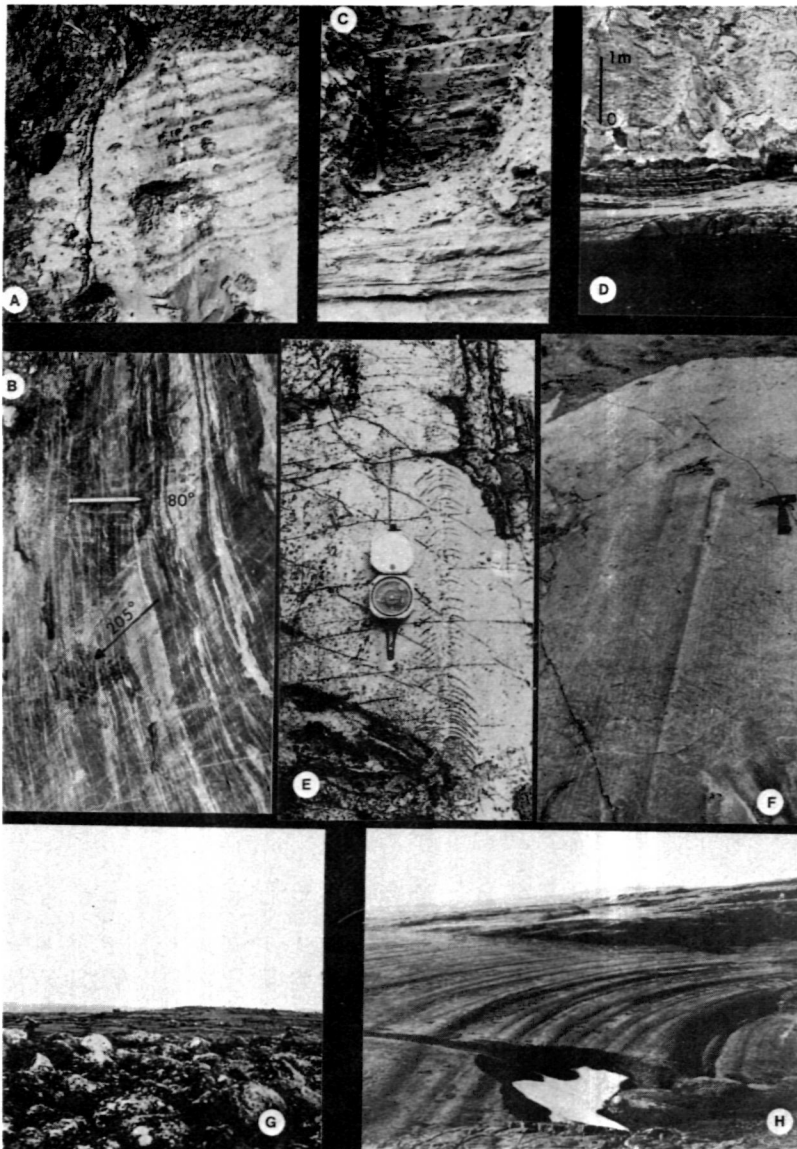
Les lignes de rivage successives de la mer de Tyrrell, étagées sur les reliefs à la suite du relèvement isostatique des terres, ont très tôt intrigué les chercheurs. D'après Warkentin (1964) la première mention des plages soulevées du golfe de Richmond remonterait au 17<sup>e</sup> siècle : en 1631, le capitaine L. Foxe y vit l'effet des tempêtes de grande marée. Plus tard, en 1887, Low y indiqua une altitude marine maximale de 675' (205 m). Cette donnée, entre autres, permit à De Geer de proposer en 1897 le premier modèle des mouvements glaciaires de l'est du Canada, à partir d'un centre de radiation hudsonien.

En 1939, Stanley précisa deux altitudes à l'est et à l'ouest du golfe de Richmond : 815' (248 m) et 875' (266 m). Enfin, Archer (1968) effectua un relevé détaillé des plages marines maximales et de la base de la moraine d'ablation non délavée autour de la Petite rivière de la Baleine (figure 2), tandis que Haselton (1970) releva au nord-ouest et au sud-ouest du golfe des altitudes de 765' (233 m) et 860' (262 m). Plus récemment, Walcott et Craig (1975) ont étudié les plages des îles Manitounuk au nord de Poste-de-la-Baleine.

Nos propres travaux, au cours des étés 1974-1975-1976, nous ont permis de compléter ces données par des triangulations au théodolite et des levés altimétriques, du golfe de Richmond au détroit des Manitounuk. Comme Archer (1968), nous avons cru bon de préciser, lorsque c'était possible, les altitudes respectives de la limite inférieure de la moraine d'ablation et celle des plus hautes plages avoisinantes. L'écart entre les deux mesures excède rarement quelques mètres et la disparition spectaculaire (photo IG) de la moraine d'ablation reste le critère le plus évident de la limite supérieure du délavage marin

**Tableau 1**  
**Liste des datations au  $^{14}\text{C}$  connues à l'est de la baie d'Hudson**

Laboratoire et numéro	Localité	Âge $^{14}\text{C} \pm \sigma$	$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$ ‰	Altitude (m)	Échantillon	Référence
L 441 A	Poste-de-laBaleine	3150 ± 50		27	Bois flotté	Lee <i>in</i> Farrand (1962)
GIF----	"	3300 ± 110		62	Charbon de bois	Plumet (1974)
I-9005	"	7625 ± 120	-1.2	5	<i>Macoma calcarea</i>	Inédite
I-8363	"	8230 ± 135	-15.3	2	Concrétion calc.	Inédite
GSC 1322	"	6280 ± 390		10	Coquilles	Portmann (1972)
QU 281	"	7940 ± 140	-18.	3	Concrétion calc.	Inédite
CSC 27	Petite Rivière de la Baleine	4740 ± 110		47	Bois	Lee (1960)
GSC 595	"	6420 ± 240		94	<i>Hiatella arctica</i>	Lowdon <i>et al.</i> (1967)
I-8362	"	6380 ± 110	-2.59	0	<i>Portlandia arctica</i>	Inédite
I-8367	"	2630 ± 85		38	Tourbe	Inédite
QU 280	"	7820 ± 100	-18.2	0	Concrétion calc.	Inédite
GSC 2070	Castle Island	3360 ± 60		58	<i>Mytilus edulis</i>	Walcott et Craig (1975)
GSC 2074	"	1790 ± 50		22	<i>Mytilus edulis</i>	ibid.
GSC 1261	Golfe de Richmond	6430 ± 150		172	<i>Mytilus edulis</i>	Haselton (comm. pers.)
GSC 1364	"	6230 ± 220		154	<i>Mytilus edulis</i>	id.
GSC 1287	"	6000 ± 160		137	<i>Mytilus edulis</i>	id.
GSC 1326	"	4070 ± 140		24	<i>Hiatella arctica</i>	id.
GSC 1328	"	6390 ± 180		77	<i>Mytilus edulis</i>	id.
GSC 1238	"	6720 ± 150		175	<i>Hiatella arctica</i>	id.
I-8364	"	6235 ± 110		110	Coquilles	Inédite
L 443 A	Fort George	3700 ± 130		53	Bois	Lee <i>in</i> Farrand (1962)
I-7993	"	2685 ± 90		10	Matière organique	Dionne (comm. pers.)
I17994	"	1780 ± 90		15	Matière organique	id.
I-7995	"	1500 ± 85		10	Matière organique	id.
GIF----	Povungnituk	3400 ± ?		35	<i>Mytilus edulis</i>	Delibrias <i>in</i> Bournerias (1972)



**Photo 1**

A— Varves du lac Barlow-Ojibway. Affleurement situé au millage 36 de la route de la baie de James. Altitude du site: 300 m (980').

B— Doubles faisceaux de stries glaciaires sur un affleurement de gneiss archéens poli au millage 102 de la route de la baie de James. Directions: 80° (Cochrane), postérieure aux stries vers 205°, dues à la glace du Nouveau-Québec.

C— Détail des rythmites à la base de la coupe-amont de la Grande rivière de la Baleine.

D— Base rubannée des argiles marines de la Petite rivière de la Baleine.

E— Train de fractures de broutage vers 270°, sur les dolomies stromatolithiques du Protérozoïque, quelques kilomètres au nord de Poste-de-la-Baleine.

F— Crag-and-tail vers 270° dans les dolomies protérozoïques de Poste-de-la-Baleine. L'érosion différentielle dégage un rognon siliceux.

G— Péninsule du golfe de Richmond: passage de la moraine d'ablation, marquée par des cailloux et blocs épais (arrière plan) au premier rivage de la mer de Tyrell, marqué par les cordons de blocs décimétriques à métriques du premier plan.

H— Golfe de Richmond: exemple d'une série de plages (A1) en amphithéâtre, sur le revers est de la péninsule. Au premier plan, on note les niches de glissement de part et d'autre de l'entaille torrentielle.

L'ensemble de ces données est représenté sur la figure 5. Comme Stanley (1939) et Archer (1968) le soulignaient, cette altitude marine maximale s'élève assez régulièrement selon une direction sud-sud-ouest. Nous y reviendrons plus loin.

On peut regretter que l'absence de forts reliefs dans la région même de la Grande rivière de la Baleine (Hamelin et Cailleux, 1969) ne permette pas de suivre cette limite, plus au sud. Toutefois, un sommet de 317 m (1040') au nord-est du détroit de Manitousuk est coiffé de quelques blocs épars, vestiges d'une moraine d'ablation partiellement délavée. À 2 m du sommet, un premier cordon littoral bien identifiable apparaît. Enfin, à 60 km à l'est du Poste-de-la-Baleine, quelques collines sont recouvertes de sédiments apparemment non délavés par la mer. La limite marine serait en cet endroit de 300 à 310 m.

## 2. *Interprétation*

Les plages marines soulevées reflétant un relèvement glacio-isostatique plus accentué dans cette région que partout ailleurs, donc une surcharge glaciaire, sont à l'origine du modèle d'un centre de radiation sud-hudsonien au Pléni-Wisconsinien, repris par plusieurs auteurs depuis Webber *et al.* (1970). Sans revenir sur le détail des analyses d'Andrews (1970a et b), nous voudrions rappeler les facteurs principaux qui interviennent dans la rencontre, ponctuelle dans le temps, de la mer et du socle, créant ainsi la première ligne de rivage marquant la déglaciation d'un endroit déterminé.

- (a) À la déglaciation, le retard à la rééquilibration isostatique du socle, affaissé antérieurement sous le poids de la glace, entraîne un rajustement isostatique post-glaciaire qui détermine principalement l'altitude de la limite marine maximale. Ce facteur dépend lui-même d'un grand nombre de variables : nature et épaisseur du socle sous-jacent, viscosité du manteau supérieur, influence du déplacement des centres de radiation de la glace, compensation isostatique positive à la périphérie de la calotte, déformation du géoïde, etc., variables dont l'interprétation est souvent très controversée (Mc Connel, 1965, 1968 ; Fillion, 1972 ; Einarsson, 1966 ; Brotchie et Silvester, 1969 ; Walcott, 1970, *et p.* ; Jacoby, 1971 ; Andrews et Barnett, 1972 ; Andrews et Peltier, 1976 ; Mörner, 1976).
- (b) Le rajustement isostatique débute bien avant la déglaciation effective d'une région ; le moment de la déglaciation correspond toutefois au taux de rééquilibration maximum (Andrews, 1970a). Ainsi, un écart de quelques centaines d'années dans la déglaciation, et donc la submersion marine de deux points voisins, se traduit par des différences d'altitude non négligeables entre les premières plages marines. Cet écart, bien que s'atténuant, persiste par la suite entre les plages synchrones des deux points considérés.

Notons à ce propos que la transgression marine peut entraîner une inflexion dans la courbe du relèvement isostatique : en effet, à la surcharge de la tranche d'eau recouvrant le territoire correspond une compensation isostatique proportionnelle (Fairbridge, 1961 : Mörner, 1969 *et p.*).

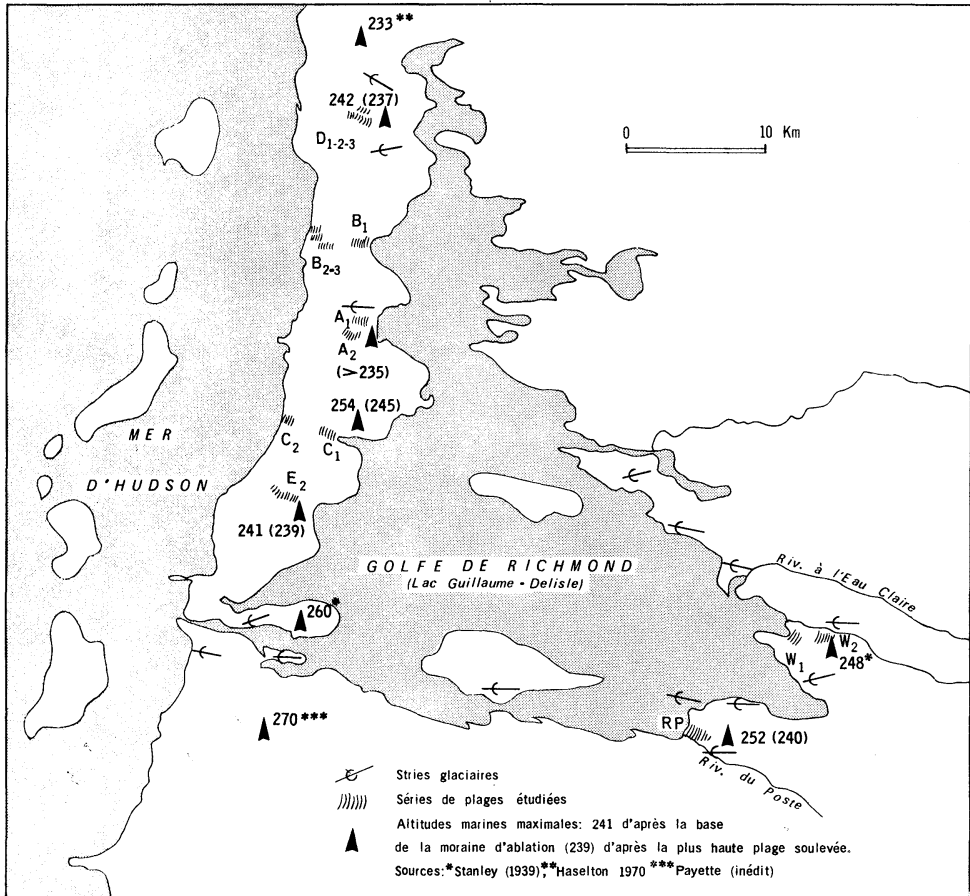
- (c) La position relative du niveau de la mer et du socle est également sensible aux fluctuations du niveau moyen des mers. Ainsi, une déglaciation continue de 8.000 à 6.000 ans BP s'accompagne d'une remontée eustatique, à laquelle elle contribue d'ailleurs partiellement (Moran et Bryson, 1968), de l'ordre de 20 m (d'après la plupart des courbes eustatiques : Curray, 1965 ; Emery et Milliman, 1970 ; Fairbridge, 1961, 1975 ; Greensmith et Tucker, 1973 ; Milliman et Emery, 1968 ; Mörner, 1969 *et p.* ; Segota, 1974 ; Ters, 1973 ; Tooley, 1974). Même si l'amplitude de cette oscillation reste secondaire, comparée au rajustement isostatique accompli depuis la déglaciation, on voit qu'elle est de l'ordre de grandeur des écarts d'altitude mesurés entre les plages marines maximales et ne peut donc être totalement négligée.

Les deux premiers facteurs sont toutefois déterminants. D'après Andrews (1970b), leur relation est non linéaire sauf, dans une couronne comprise entre 130 et 299 km à partir de la limite de la calotte. Nous avons vu que la transgression marine s'échelonnait de 8.100 ans <sup>14</sup>C BP à Poste de la-Baleine à 7.600 ans <sup>14</sup>C BP environ au golfe de Richmond (côte ouest), et que calculé selon la dernière direction d'écoulement, le taux de retrait de la glace était de l'ordre de 150 m/an au cours de cette période (cf. IIIb). Par approximation, un tel taux représenterait un écart chronologique de 250 ans environ entre la déglaciation de la péninsule et celle de la côte est du golfe de Richmond. Si l'on accepte un taux maximum de rajustement isostatique de l'ordre de 100 à 130 mm/an (Andrews 1970b) au cours de cette période, on voit qu'une dénivellation de 25 à 30 m entre les limites marines maximales à l'est et à l'ouest du golfe, serait envisageable.

Ces hypothèses de travail ne tiennent évidemment pas compte des irrégularités dans le recul du front glaciaire. Il est probable que la dislocation de l'inlandsis s'est accélérée dans la dépression de la baie d'Hudson où affleurent les formations volcano-sédimentaires protérozoïques, comparativement aux hauteurs relatives de l'arrière pays archéen. Il est également vraisemblable que, localement, la glace a pu stagner, comme dans la dépression du golfe de Richmond, où elle vélaît dans la mer de Tyrrell par les percées découpant les cuestas protérozoïques de la péninsule. Une telle évidence apparaît, par exemple au point E (figure 5), où l'on retrouve à la même altitude, des plages sur le revers ouest de la cuesta et la moraine d'ablation non remaniée ou délavée du côté est (le recouvrement est dans ce cas de l'ordre de 10 m).

Toutefois, nous devons admettre qu'entre la déglaciation de l'embouchure de la Petite rivière de la Baleine et celle de la péninsule du golfe de

Figure 5

LE RELÈVEMENT POST-GLACIAIRE DANS LA RÉGION DU GOLFE DE RICHMOND  
(LAC GUILLAUME - DELISLE)

Richmond, l'écart chronologique dut être faible. En ce sens, les différences relevées dans l'altitude des limites marines maximales, que l'on peut admettre comme synchrones, sont significatives et confirment une direction d'inflexion du socle vers le sud-sud-ouest, telle que la suggérait Archer (1968), et dont la pente approximative serait de l'ordre de 1‰.

Rappelons que plus au sud, à l'est de la baie de James, il existe de nombreuses données, d'une part sur les plages du lac glaciaire Barlow-Ojibway (Wilson, 1919 ; Antevs, 1925), d'autre part sur la mer de Tyrrell qui lui succéda. Successivement, Wilson (1938) puis Hardy (1976) et Vincent et Hardy (1976) ont relevé les altitudes maximales des plages. Il semble que le lac Barlow-Ojibway ait dépassé la côte 1500' (460 m) tandis que la mer de Tyrrell aurait atteint 960' (290 m) d'altitude le long de la moraine de Sakami.



Enfin, nous devons à Matthews (1967) une étude exhaustive des plages marines au nord de la péninsule Labrador-Ungava qui fixe à 550' (168 m) la limite marine maximale dans cette région. Craig (1968) signale quelques altitudes intermédiaires entre la région qui fait l'objet de la présente étude et celle couverte par Matthews (1967).

#### IV. LE RELÈVEMENT ISOSTATIQUE

Sans faire un historique exhaustif (*cf.* Andrews 1974, à ce sujet) des travaux consacrés en partie ou totalement au problème du relèvement glacio-isostatique dans l'est du Canada, nous rappellerons quelques ouvrages majeurs traitant de ce thème.

Dès 1960, Lee propose quelques données chronologiques sur le relèvement isostatique de la baie d'Hudson, puis en 1962, Farrand publie une étude exhaustive sur le sujet, suivie, à partir de 1968, par les nombreuses publications d'Andrews. Enfin, celles de Walcott (1970 *et p.*) complètent par une approche plus géophysique les données antérieures. Signalons encore un article de Fillion (1972) et quelques travaux d'intérêt local : Webber *et al.* (1970) au Cap Henrietta Maria ; Craig (1969) dans la région de Churchill ; Plumet (1974) à Poste-de-la-Baleine ; etc.

De nouvelles datations au  $^{14}\text{C}$  sont aujourd'hui disponibles. En outre, l'étude détaillée des plages soulevées du golfe de Richmond permet d'aborder le problème du relèvement glacio-isostatique d'une façon originale. Compte tenu du fait que vers 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP de nombreux auteurs depuis Fairbridge (1961) signalent un niveau marin mondial égal, sinon plus haut que le présent, nous considérerons que les différences d'altitude des plages datées par le  $^{14}\text{C}$  reflètent directement le relèvement isostatique. Dans la seconde approche, par l'étude de la périodicité des plages soulevées, nous verrons qu'à partir d'une courbe reflétant les positions respectives du socle et du niveau de la mer (courbe d'émersion du socle), il sera possible de distinguer les fluctuations eustatiques majeures du relèvement isostatique.

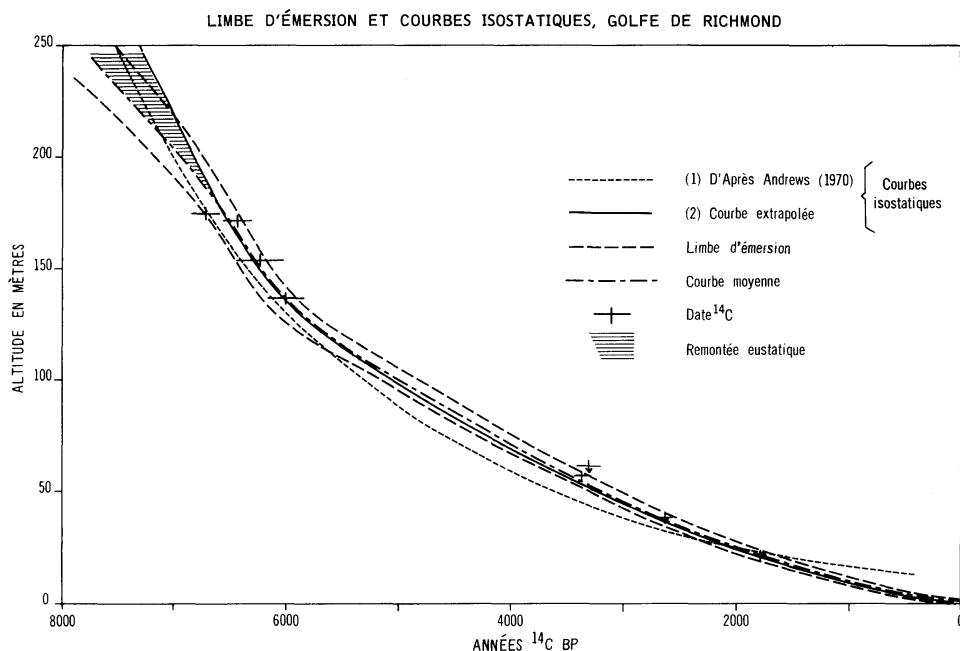
Certaines variables seront provisoirement négligées, telle la réponse isostatique à la transgression marine. L'effet de distorsion des âges  $^{14}\text{C}$  par rapport aux âges réels, dû aux fluctuations du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique (Suess, 1970 ; Fergusson, 1970 ; Damon *et al.*, 1972 ; Olsson, 1970) mérite cependant que l'on s'y arrête ; l'excès maximal ( $\sim 10\%$ ) de  $^{14}\text{C}$  vers 7.000 ans BP entraîne en effet un rajeunissement des échantillons de l'ordre de 700 ans. D'autre part, il semble que les faunes de mers arctiques soient appauvries en  $^{14}\text{C}$  d'une quantité assez comparable comme l'ont montré Mangerud et Gulliksen (1975) ; cet effet est dû au déficit en  $^{14}\text{C}$  des eaux arctiques (Buddemeir *et al.*, 1972) ; notons qu'il n'affectera pas les végétaux continentaux. La conséquence de ces deux anomalies de composition isotopique est que l'âge apparent des coquilles datées aux environs de 7.000 ans BP peut être très proche de l'âge réel par compensation des deux effets, tandis que

les coquilles plus récentes devraient montrer un âge apparent plus grand que l'âge réel. Or, si l'on compare (tableau 1) les âges obtenus respectivement sur des coquilles, du bois flotté ou de la matière organique d'altitudes voisines, on constate que s'il existe une différence entre les deux, elle traduit parfois un vieillissement relatif du bois par rapport aux coquilles. Compte tenu du faible nombre de données radiochronologiques disponibles, nous ne pouvons établir de relations directes entre les âges  $^{14}\text{C}$  et sidéraux. Nous nous référons donc, dans la suite de l'exposé, à des âges  $^{14}\text{C}$  « coquilles », sans correction ni normalisation isotopique (Broecker et Olson, 1959).

### 1. Les données radiochronologiques

Le tableau 1 réunit les quelques datations disponibles dans une région s'étendant de Povungnituk au nord, à Fort George, au sud. Ces données radiochronologiques se superposent assez bien à la courbe d'Andrews (1968a) reportée sur la figure 6. Notons que toute extrapolation de la courbe au-delà des dates les plus anciennes, vers l'altitude marine maximale connue dans la région, ne peut se faire qu'en tenant compte de la remontée eustatique synchrone.

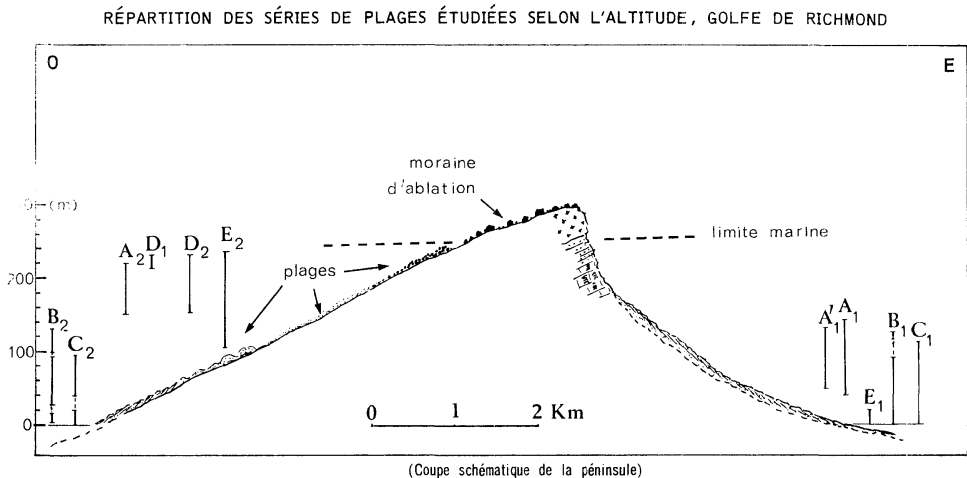
Figure 6



## 2. Les plages soulevées du golfe de Richmond

Vingt séries de plages ont été étudiées en détail. La plupart étaient situées de part et d'autre de la péninsule du golfe de Richmond, tandis que trois séries étaient localisées à l'est du golfe (figures 5, 7). Les séries les plus longues comprennent plus de 100 cordons successifs et couvrent des dénivellations totales atteignant jusqu'à 140 m, de la base au sommet.

Figure 7



Par corrélation d'une série à l'autre, il apparaît que de l'altitude marine maximale (exemple du point E : 252 m) au niveau actuel de la mer, environ 185 plages plus ou moins développées s'échelonnent. Pour chacune d'entre elles et dans chacune des séries, nous avons relevé l'altitude par rapport au niveau des hautes mers, la dénivellation et l'écartement horizontal par rapport à la plage suivante.

Nous avons noté que dans chacune des séries, les dénivellations moyennes sont très comparables aux mêmes altitudes ; les niveaux très marqués apparaissent également dans chacune d'entre elles ; enfin, l'évolution granulométrique y est semblable. Les mêmes facteurs semblent donc responsables de la construction de chacune d'elles. Nous avons par conséquent cherché à dégager leurs caractères communs.

- (a) Les sites. Les séries de plages apparaissent lorsque la topographie est favorable : amphithéâtres des cols perçant les cuestas protérozoïques à l'est de la péninsule du golfe (photo 1 H) ; revers ouest en pente structurale douce (5-15°W) des mêmes cuestas. Les sites aux plages les plus régulières sont généralement abrités, quoique des flèches littorales puissent s'avancer loin des reliefs précambriens.

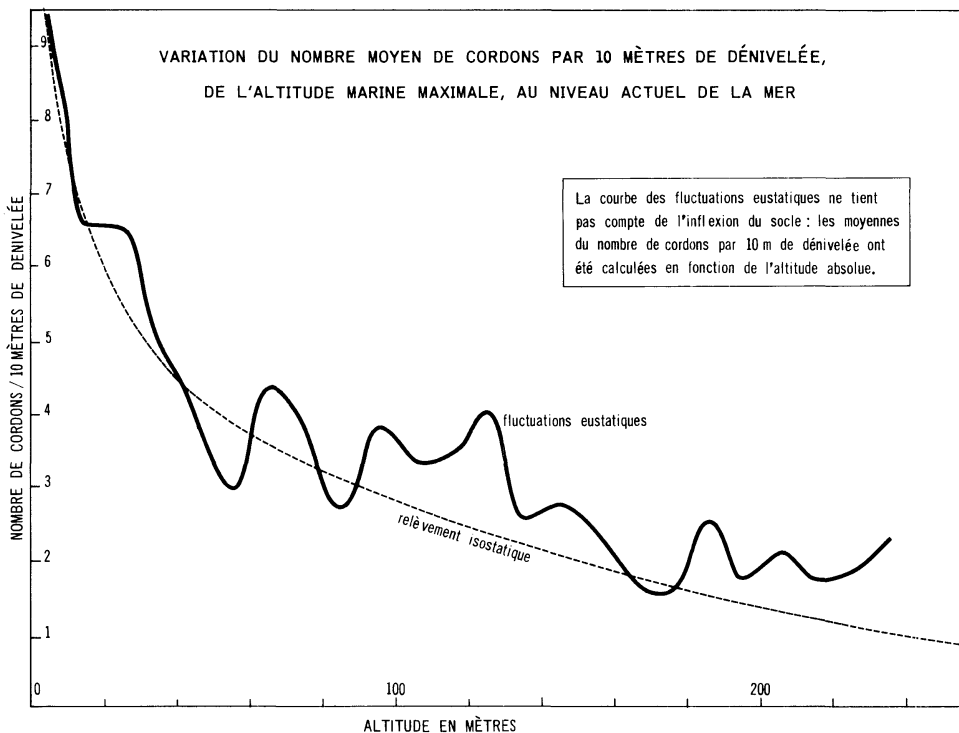
- (b) Le matériel : il s'agit d'éléments détritiques locaux. Même lorsque les apports glaciels sont possibles (côte ouest de la péninsule), on observe une forte prédominance d'éléments provenant des séries protérozoïques locales (grès, arkoses, conglomérats, dolomies, basalte) au détriment des gneiss archéens. La caractéristique essentielle du matériel est son granoclassement : des cordons de blocs décimétriques aux hautes altitudes, on observe une évolution vers des sédiments arénacés moyens de plus en plus abondants aux altitudes les plus basses. Notons que la granulométrie des sédiments peut être plus régulière dans certains sites bien abrités du sommet à la base.
- (c) La périodicité des plages : comme nous le détaillerons plus loin, la plupart des séries comprennent des plages de dénivelée comparable aux mêmes altitudes (compte tenu de l'inflexion du socle). Ce qui revient à dire que leur périodicité est semblable. L'impression topographique des plages mineures peut ne refléter qu'une période de forte activité marine (tempêtes de grandes marées), bien qu'à l'intérieur du golfe l'amplitude des marées put être atténuée par l'étranglement des communications avec la baie d'Hudson. Pour la même raison, l'effet des tempêtes y fut également limité. Enfin, rappelons que le plan d'eau est pris par les glaces au cours d'une longue période de l'année : l'activité littorale s'annule presque à ce moment-là. Quoi qu'il en soit, les niveaux majeurs demandent une stabilisation relative socle-mer, ce qui nous conduit à discuter leur mode de formation.

Dans une région affectée d'un rajustement isostatique fort, le rivage marin peut se stabiliser au cours d'une période donnée à la condition qu'une remontée eustatique compense l'émersion du socle. Notons à ce propos que le rapide relèvement isostatique permet l'impression des lignes de rivage successives sans risque de recouvrement majeur d'une plage antérieure par une plus récente. Une telle région permet donc, si l'on parvient à séparer les facteurs isostatique et eustatique qui concourent à l'impression d'une ligne de rivage, de déceler les fluctuations eustatiques secondaires, comme l'a déjà démontré Möerner (1971) pour la mer de Kattegatt. Cet aspect de l'analyse des données du golfe de Richmond est traité en annexe. Elle démontre qu'il existe une périodicité de l'ordre de 45 ans dans leur formation et que, bien que l'impression d'une ligne de rivage traduise une activité paroxysmale plus ou moins cyclique de la mer, chaque plage majeure définit une position relative déterminée du plan d'eau et du socle. D'une série à l'autre, les décalages que nous observons entre ces plages reflètent par conséquent un relèvement isostatique différentiel, dû à une inflexion du socle.

- (d) Les conditions de fossilisation des plages : Nous avons vu que l'émersion rapide des terres limitait les risques de recouvrement d'une plage par la suivante. Divers facteurs semblent en outre favoriser la parfaite fossilisation des plages après l'exondation : 1) l'absence de sédimen-

tation ultérieure éolienne ou fluviatile évite le recouvrement (quoiqu'on observe parfois sur le revers ouest de la péninsule du golfe des dunes recouvrant les lignes de rivages qui réapparaissent au hasard d'une cuvette de déflation); 2) une érosion limitée favorise également la fossilisation des plages. L'existence d'un pergélisol plus ou moins continu a probablement joué un rôle dans cette région. On remarque parfois des niches de glissements mais elles sont localisées en bordure des entailles de torrents. Partout ailleurs, les surfaces marines semblent intactes. 3) L'absence de couvert végétal important permet non seulement une observation aisée des formes littorales fossiles, mais encore évite l'atténuation des formes mineures qui se produirait au cours d'une pédogénèse. La végétation de toundra (Payette, 1975) de la péninsule est donc un autre facteur favorable.

Figure 8

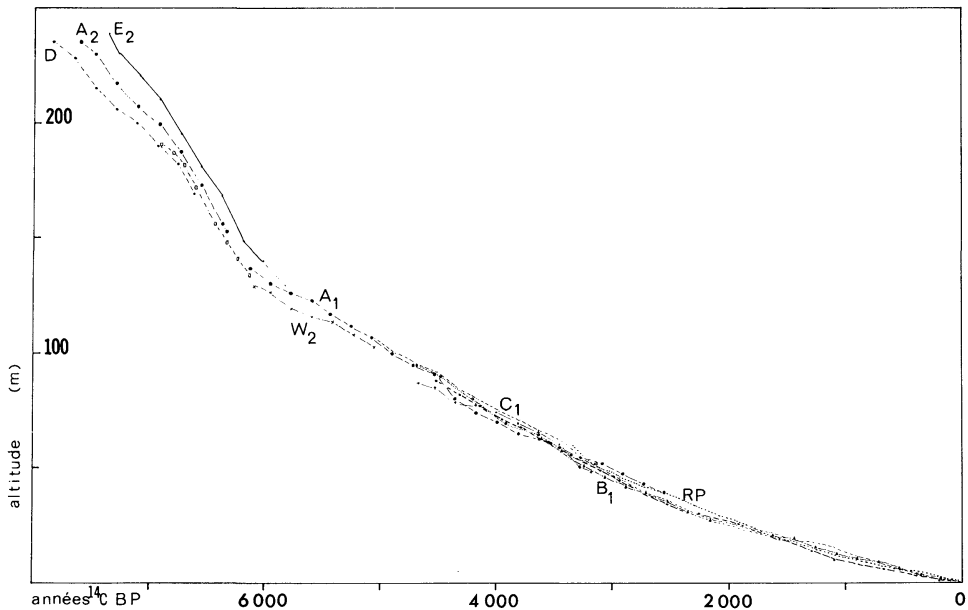


(e) Les résultats d'ensemble

- Sur la figure 8 sont représentées les variations du nombre de cordons, par 10 m de dénivellée, en fonction de l'altitude absolue (moyenne calculée sur 16 série de plages). Comme le démontre

l'extrémité de la courbe vers les basses altitudes, une stabilisation relative mer/socle s'accompagne d'un accroissement du nombre de cordons, c'est-à-dire d'une diminution du dénivelé moyen d'une plage à l'autre. Les oscillations de cette courbe témoignent de fluctuations eustatiques de second ordre, tandis que leur allure générale reflète (courbe en trait plein) le relèvement isostatique.

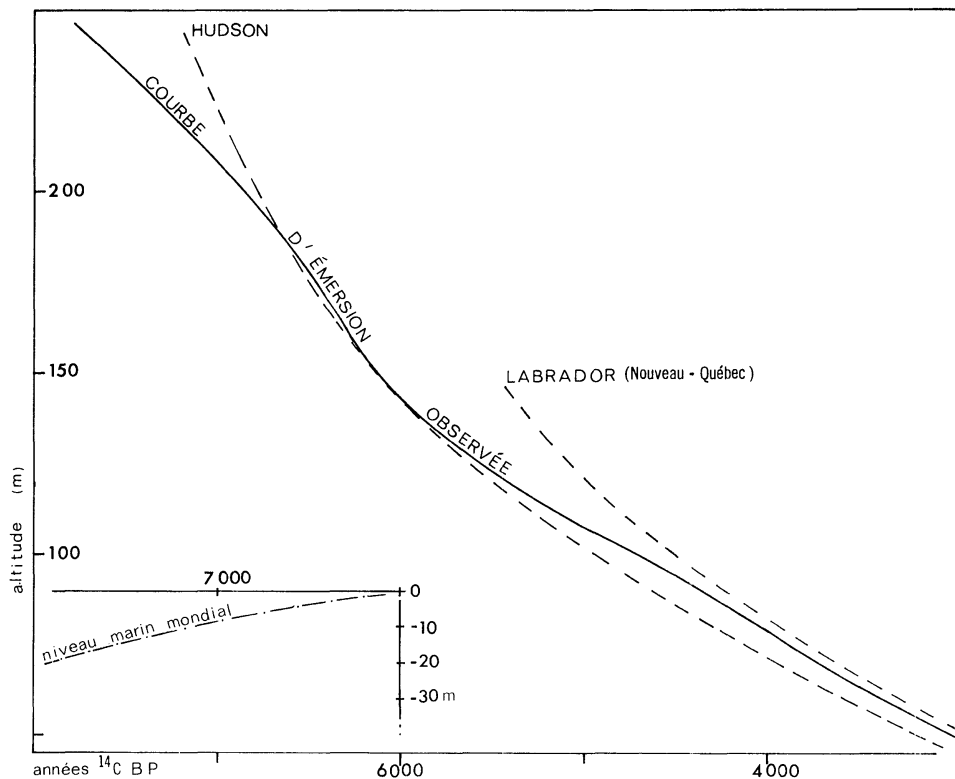
- La figure 9 représente l'altitude des plages en fonction d'une périodicité moyenne de 45 ans. On constate que l'enveloppe des courbes est indépendante de la topographie, puisque aussi bien les séries ouest (pente douce) ou est (pente abrupte) des cuestas suivent le même profil. Cette courbe reflète donc fidèlement la position relative de la mer par rapport au socle et suggère une déglaciation aux environs de 7.600 ans  $^{14}\text{C}$  BP. On remarque en outre que cette construction reflète le comportement différentiel du socle, entre les séries les plus au sud (exemple : E) et les séries les plus au nord (exemple : D). Par extrapolation, on peut tracer une courbe isostatique moyenne qui reproduit assez exactement celle d'Andrews (compte tenu d'un décalage chronologique léger) ou celle que suggéraient les datations  $^{14}\text{C}$  de plages fossilifères (figure 6). La zone hachurée



**Figure 9** Profil des séries de plages du golfe de Richmond en fonction de la chronologie  $^{14}\text{C}$  et en admettant une périodicité moyenne de 45 ans pour la construction des plages. Le limbe défini par ces courbes traduit l'émergence des terres. Les séries de plages E et D respectivement au sud-sud-ouest et nord-nord-ouest du golfe encadrent les séries intermédiaires et traduisent, par leur dénivellation, l'inflexion du socle vers le sud-sud-ouest.

entre la courbe isostatique extrapolée et la courbe moyenne d'émer- sion des terres reflète la phase de remontée eustatique majeure de la période (notons également la preuve du niveau marin mondial supérieur au niveau actuel après 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP).

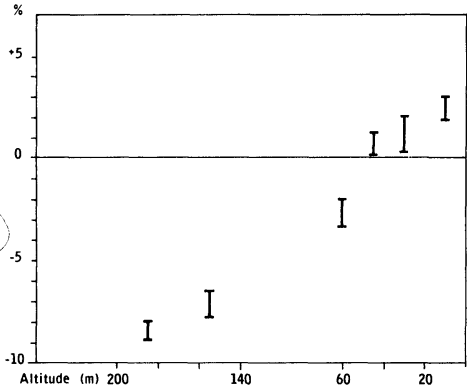
À partir de 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP, la courbe (figure 6) subit une inflexion par rapport au modèle d'Andrews (1968a) qui ne peut être attribuée à une variation eustatique. En effet, l'amplitude de cette inflexion ( $\sim 10$  m) excède les fluctuations eustatiques connues au cours de cette période. Il s'agit donc bien d'une inflexion dans le relèvement isostatique. Nous serions tenté d'attribuer ce mouvement au déplacement du centre de radiation de la glace entre 12.000 et 8.000 ans BP (Andrews et Peltier, 1976), de la baie d'Hudson vers le Nouveau-Québec (centre de radiation tardif « Labrador » de Lee, 1959). En effet, les données antérieures à 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP démontrent que l'équilibrage du socle répond à la disparition des glaces centrées sur la baie d'Hudson (centre hudsonien). Pourtant, l'écoulement ouest d'une glace tardive issue du Nouveau-Québec a effacé toute trace de la direction d'écoulement antérieure. Ceci témoigne de l'importance de ce centre de



**Figure 10** Schéma illustrant la contribution (1) de la remontée eustatique flandrienne, (2) du relèvement isostatique à deux composantes : hudsonienne majeure et labradorienne tardive, à la courbe d'émergence du socle.

radiation récent. La masse de glace restante a donc dû ralentir le relèvement isostatique du Nouveau-Québec par rapport à la baie d'Hudson. Ainsi, au golfe de Richmond, le rajustement isostatique obéit d'abord à la composante hudsonienne (figure 10). Puis, lorsque le relèvement résiduel égale l'enfoncement dont pourrait être responsable la glace du Nouveau-Québec, l'émer-sion répond à cette dernière composante. Ce fait semble confirmé par la dis-parition des dénivellations entre les plages synchrones à l'est et à l'ouest du golfe, par exemple entre les séries C (ouest) et RP (est) (figures 5 et 9), alors qu'elles étaient de l'ordre de 10% (par rapport à l'altitude absolue), au-delà de 6.000 ans <sup>14</sup>C BP (figure 11). Notons qu'une autre variable peut interve-nir. L'effet d'attraction de la glace sur les masses d'eaux environnan-tes aurait pu provoquer, selon Clark (1976), une surélévation de 85 m des plages marines au-dessus du niveau défini par les composantes isostatique et eustatique. Clark at-tribue les rapides taux d'émer-sion qui accompagnent la déglaciation partielle du Groënland ouest à cet effet gravitationnel. La calotte groënlandaise s'étant stabilisée vers 5.500 ans BP, l'effet s'annule à ce moment-là (figure 12). Ainsi, ce phénomène pourrait avoir contribué à l'inflexion qui apparaît sensible-ment vers cette période dans la courbe de relèvement isostatique de l'est de la baie d'Hudson (figure 6). Toutefois, l'amplitude que suggère Clark (85 m) pour cet effet ne peut correspondre qu'à une anomalie géoidale pléniwisconsinienne. Entre la déglaciation et 5.000 ans BP, un effet gravitationnel de 85 m ré-duirait le taux de relèvement isosta-tique (*sensu stricto*) à 4 cm/an. Un tel taux serait nettement infé-rieur aux données que l'on possède sur la déglaciation de l'ensemble du Québec.

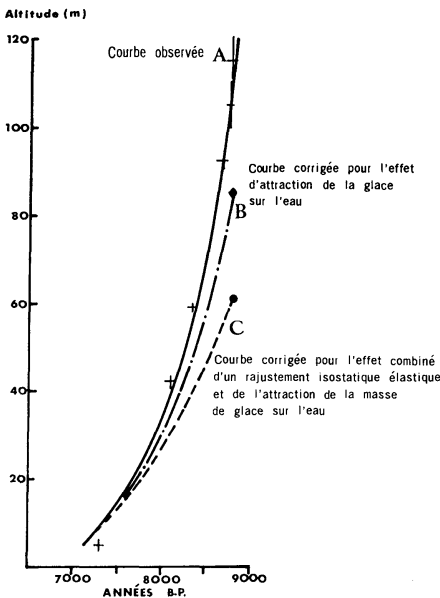
Figure 11



Inversion, en pourcentage par rapport à l'altitude, des dénivellations entre les plages synchrones à l'est et à l'ouest du golfe de Richmond (séries de plages distantes de 35 km selon une direction ouest-nord-ouest/est-sud-est).

Figure 12

COURBES D'ÉMER-SION DE L'OUTER SØNDRE STRØMFJORD, GROËNLAND OCCIDENTAL (D'APRÈS CLARK, 1976)



Clark attribue les rapides taux d'émer-sion qui accompagnent la déglaciation partielle du Groënland ouest à cet effet gravitationnel. La calotte groënlandaise s'étant stabilisée vers 5.500 ans BP, l'effet s'annule à ce moment-là (figure 12). Ainsi, ce phénomène pourrait avoir contribué à l'inflexion qui apparaît sensible-ment vers cette période dans la courbe de relèvement isostatique de l'est de la baie d'Hudson (figure 6). Toutefois, l'amplitude que suggère Clark (85 m) pour cet effet ne peut correspondre qu'à une anomalie géoidale pléniwisconsinienne. Entre la déglaciation et 5.000 ans BP, un effet gravitationnel de 85 m ré-duirait le taux de relèvement isosta-tique (*sensu stricto*) à 4 cm/an. Un tel taux serait nettement infé-rieur aux données que l'on possède sur la déglaciation de l'ensemble du Québec.



## V. TAUX ACTUEL ET RELÈVEMENT RÉSIDUEL

Andrews suggérait en 1970 un taux de relèvement isostatique actuel de 13 mm/an ; la même année Gale l'évaluait à 5,6 mm/an tandis que Walcott optait en 1972 pour un taux de  $20 \pm 5$  mm/an dans le secteur du golfe de Richmond.

D'après les données enregistrées par le marégraphe de Churchill, Gutenberg (1941) obtenait par extrapolation un taux de plus de 10 mm/an. Barnett (1966), complétant les observations de Gutenberg jusqu'en 1964, suggéra un taux de 7,3 mm/an. Comme une variation eustatique faible peut modifier profondément ces résultats, nous ne pouvons leur accorder qu'une valeur indicatrice. Aucune information géodésique ne permet hélas de contrôler ces données.

Nous obtenions en 1975, pour la région de Poste-de-la-Baleine, par extrapolation d'une courbe construite sur un modèle proche de celui d'Andrews (1968 *et p.*), un taux de 8,6 mm/an qui nous paraît aujourd'hui sous-évalué. Walcott et Craig (1975) ont fort justement noté à ce propos que l'évaluation du taux actuel d'émersion des terres, par extrapolation des courbes des âges  $^{14}\text{C}$  de coquilles fossiles prélevées à des altitudes décroissantes, exigeait la connaissance de l'âge apparent des coquilles récentes (cf. IV). Cependant, la courbe proposée d'après la périodicité moyenne des plages (figure 6) est peu sensible aux distorsions des âges  $^{14}\text{C}$ , dans la mesure où ces derniers n'ont servi qu'à évaluer cette périodicité. La pente de la courbe donnerait un taux actuel de l'ordre de 11 mm/an.

À l'aide des données gravimétriques (Serson *et al.*, 1968 ; Innes *et al.*, 1966 et 1968 ; Weber et Goodacre, 1969 ; Walcott, 1970 *et p.*) des connaissances de la limite croûte-manteau (Hajnal, 1969 ; Hall, 1969 ; Jacoby, 1972) et des données isostatiques (Farrand, 1962 ; Andrews, 1968 *et p.* ; Walcott, 1970 *et p.*) plusieurs auteurs ont cherché à évaluer le relèvement encore non effectué : de 180 m (Innes *et al.*, 1968) à 160 m (Andrews, 1970) puis 250 à 450 m (Walcott, 1970). Les données divergent pour des raisons évidentes : les modèles utilisés ne sont pas toujours les mêmes, l'évaluation de la viscosité du manteau supérieur est aléatoire, l'existence d'une viscosité uniforme dans l'ensemble du manteau controversée. Quoi qu'il en soit, un taux actuel de relèvement de l'ordre de 11 mm/an est compatible avec la plupart des modèles et s'accorderait avec un relèvement ultérieur de l'ordre de grandeur suggéré par les auteurs précités ( $\sim 200$  m).

## VI. CONCLUSIONS

Nous retiendrons de cette étude, que toutes les traces glaciaires relevées indiquent un écoulement tardiwisconsinien vers l'ouest, à partir d'un centre de radiation localisé sur le Nouveau-Québec, quoique les plus hautes lignes de rivage indiquent une inflexion du socle vers le sud-ouest, témoignant donc d'un centre de radiation hudsonien antérieur.

La déglaciation, probablement légèrement antérieure à 8.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP à Poste-de-la-Baleine, s'effectue au golfe de Richmond vers 7.600 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Elle s'accompagne d'une transgression marine dont l'altitude maximale décroît des Manitounuk (315 m) vers le nord du golfe de Richmond (230 m).

Les plages marines successives, avec leur périodicité moyenne apparente de 45 ans, comme les âges  $^{14}\text{C}$ , indiquent un relèvement glacio-isostatique très proche du modèle d'Andrews (1968 *et p.*) avec un taux résiduel actuel de l'ordre de 11 mm/an. Enfin, les courbes d'émersion du socle mettent en évidence une remontée eustatique atteignant le niveau actuel vers 6.000 ans BP et oscillant, par la suite, autour de ce niveau moyen.

## ANNEXES

### I – ÂGE ET MODE DE FORMATION DES CONCRÉTIONS CALCAIRES

On trouvera dans une note écrite antérieurement (Hillaire-Marcel *et al.*, 1975) une étude détaillée de ces concrétions ainsi qu'une discussion de leur genèse. Nous ne rappellerons ici que les faits majeurs qui permettent de considérer la datation obtenue sur ce matériel comme représentative de l'âge  $^{14}\text{C}$  de la sédimentation :

(1) Le concrétionnement est postérieur à la sédimentation et débute, au plus tôt, sous quelques centimètres de sédiments.

(2) Quelles que soient les causes (physico-chimiques ou partiellement biogénétiques) du concrétionnement, l'âge  $^{14}\text{C}$  du carbone total de la concrétion correspond à l'âge moyen du concrétionnement, à condition que le carbone ait été en équilibre isotopique avec l'atmosphère.

(3) On ne peut envisager la contribution de carbonates « morts » dans cette concrétion pour les raisons suivantes : les seuls carbonates existant dans la région sont les calcaires magnésiens protérozoïques, transgressifs sur les granito-gneiss archéens et visibles sur le littoral actuel, quelques kilomètres au nord de Poste-de-la-Baleine. Or, les concrétions datées ont un rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  par rapport au standard PDB ( $\delta^{13}\text{C} = -15,3\%$ ) incompatible avec celui des carbonates marins ( $+2\% \geq \delta^{13}\text{C} \geq -2\%$ ).

(4) La datation de concrétions calcaires n'a rien d'original. Ehlin (1973) avait déjà montré que l'âge  $^{14}\text{C}$  du  $\text{CaCO}_3$  concordait avec la chronologie varvaire locale. De même, les âges obtenus par Hendy *et al.*, (1972) sur des nodules calcaires, concordent avec ceux de la matière organique du sol, avec un léger décalage dû au fait que le concrétionnement débute sous une faible tranche de sédiment.

(5) Enfin l'origine du  $\text{CaCO}_3$  des concrétions présente un intérêt considérable du point de vue de l'interprétation des âges  $^{14}\text{C}$ . Depuis Galimov et Girin (1968), Sass et Kolodny (1972) *in* Ehlin (1974), l'hypothèse du concrétionnement partiellement ou totalement biogénétique semble de plus en plus

probable. Le carbone proviendrait ainsi de la matière organique contenue dans les premiers décimètres de sédiment. Bien que ni Ehlin (1974), ni Hendy *et al.*, (1972) ne l'aient noté une concordance très frappante apparaît entre la composition isotopique de la matière organique et des nodules. En effet, Ehlin attribuait le  $\delta^{13}\text{C} = -15\%$  au fait qu'il s'agissait de concrétions lacustres ; or, si l'on considère celles que nous avons analysées, on voit qu'en milieu typiquement marin (LWR 2 et 3) le  $\delta^{13}\text{C}$  reste très négatif et comparable aux valeurs obtenues par Ehlin ( $\delta = -14\%$ ) ou sur I-8363 ( $-15,3\%$ ) ; la composition isotopique de ces nodules semble donc indépendante de la nature marine ou lacustre du milieu. Il faut encore rappeler que les végétaux connaissent une répartition bimodale du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  due à l'intervention de deux enzymes différents dans la carboxylation (Troughton, 1972), avec des  $\delta^{13}\text{C}$  moyens respectivement de  $-25\%$  et  $-13\%$ .

En reprenant les données de Hendy *et al.*, on constate entre la matière organique superficielle ( $\delta^{13}\text{C} = -13$  à  $-15\%$ ) et les concrétions ( $-2$  à  $-5\%$ ), un enrichissement de l'ordre de  $10\%$ , assez comparable à celui que l'on obtiendrait, à partir de la matière organique analysée par Guliksen *et al.*, (1972) dans une mer froide comme la Baltique ( $\delta = -21$  à  $-26\%$ ) et les concrétions calcaires des mers ou lacs froids récents (tableau 1).

(6) Un dernier obstacle s'oppose à l'utilisation stratigraphique d'un âge  $^{14}\text{C}$  obtenu sur une concrétion calcaire : l'activité mesurée correspond à un certain pourcentage du  $\text{CaCO}_3$  du nodule, concrétionné au cours d'une période plus ou moins longue (en d'autres termes l'âge mesuré traduit l'âge moyen du concrétionnement).

On dispose de diverses études pour évaluer la durée du concrétionnement, ne serait-ce que les modèles théoriques de Berner (1969) où les mesures expérimentales d'Ehlin (1973). Les deux convergent bien et indiqueraient, par exemple pour la concrétion I-8363 de 1,9 cm de diamètre, un concrétionnement d'environ 340 à 400 ans. Sachant que 83% de la concrétion ont été datés, on peut conclure que le concrétionnement débuta environ 100-150 ans avant l'âge  $^{14}\text{C}$  moyen.

Si, pour comparaison, on normalise (Broecker et Olson, 1959 et 1961) I-8363 et I-9005 au même rapport isotopique théorique ( $\delta^{13}\text{C} = -25\%$ ), on obtient respectivement des âges de 8380 et 7995 ans pour ces deux échantillons. Comme on ne possède aucune information précise sur le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  atmosphérique au cours de cette période et que tout autre fractionnement du  $^{14}\text{C}$  dans l'eau peut être considéré comme identique pour les deux échantillons, (si le carbone de I-8363 provient de la flore aquatique), ces âges peuvent être corrigés simplement pour la période réelle du  $^{14}\text{C}$  ( $T = 5.730$  ans).

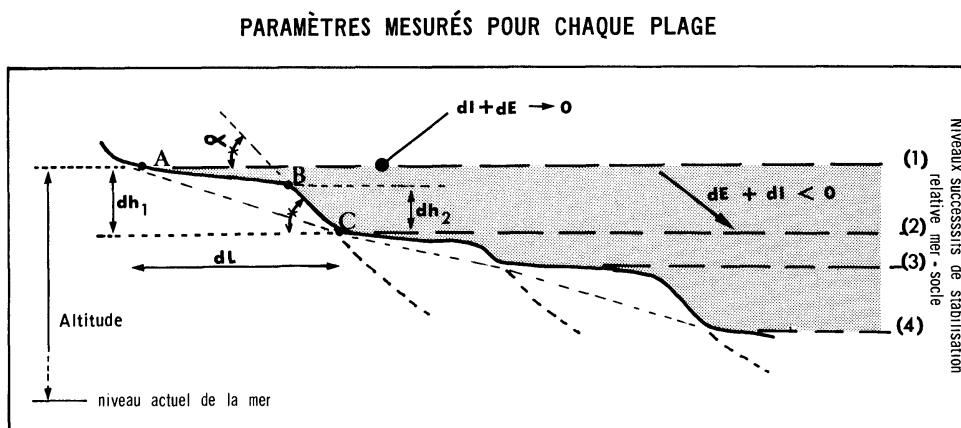
D'un point de vue stratigraphique, si l'on veut exprimer l'âge des concrétions en « âge-coquille » plus conforme aux données chronologiques sur la mer de Tyrrell : I-8363 = 8.010 ans  $^{14}\text{C}$  BP ; le concrétionnement ayant probablement débuté vers 8.100 ans  $^{14}\text{C}$  BP.

## II – ANALYSE DES SÉRIES DE PLAGES SOULEVÉES DU GOLFE DE RICHMOND

Une ligne de rivage s'inscrit dans la topographie lorsque  $dl + dE \rightarrow 0$  ( $dl$  = relèvement isostatique au cours d'une période  $dt$ ;  $dE$  = variation eustatique au cours de la même période  $dt$ ), c'est-à-dire lorsqu'une remontée eustatique vient compenser le relèvement isostatique pendant un temps  $dt$ , proportionnel à la quantité de sédiment de la plage correspondante si l'on admet un taux de sédimentation assez constant.

Le passage à une ligne de rivage inférieure, de dénivellation  $dh$  et d'espacement  $dl$ , se fait lorsque  $dE < dl$  (fig. 13).

Figure 13



L'intervalle *moyen*  $dh$  d'une ligne de rivage à l'autre, varie de façon continue et proportionnelle au taux de relèvement isostatique  $r = R'$  (où  $R$  = relèvement isostatique post-glaciaire ; soit dans le modèle développé par Andrews en 1968 :  $R = Ce^{-kt}$  ;  $C$  et  $K$  sont des constantes ;  $t$ , le temps écoulé après la déglaciation ; d'où  $R' = -Ce^{-kt}$ ). Cette proposition est valable dans la mesure où la fréquence des oscillations eustatiques secondaires, responsables des périodes de stabilisation, est sensiblement constante depuis la déglaciation.

En fait,  $dh$  varie également en fonction du taux moyen ( $f$ ) de la remontée eustatique générale de l'Holocène, au moins pour la période antérieure à 6.000 BP. Donc,  $dh$  moyen = fonction ( $r, f$ ) ; en pratique l'équation est difficile à calculer ; par contre, elle peut être établie empiriquement si l'on évalue le  $dh$  moyen observé au cours de périodes déterminées (exemple : de  $t = 0$  à  $t = 1 \cdot 10^3$  années, de  $t = 2 \cdot 10^3$  à  $t = 3 \cdot 10^3$  années, etc.). Ainsi à tout instant, on peut évaluer le  $dh$  moyen théorique correspondant. Trois possibilités apparaissent alors :

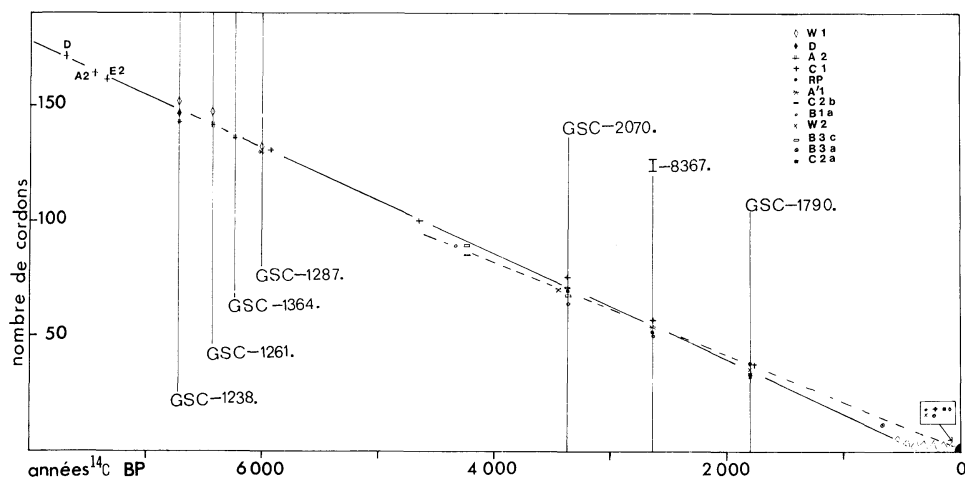
(1)  $dh_n = dh$  moyen calculé ( $dh_n =$  dénivellation mesurée sur le terrain pour une plage « n »). Dans ce cas, la dénivellation reflète uniquement la remontée isostatique ; il n'y a aucune oscillation eustatique secondaire.

(2)  $dh_n < dh$  moyen : une remontée eustatique (dE) équilibre alors le rajustement isostatique. Elle est proportionnelle à  $\frac{(dh_n - dh \text{ moyen})}{dt}$  ; son

amplitude peut s'exprimer par  $dE = (r-f) dt$ , où  $dt$  est la durée de ce mouvement eustatique.

(3)  $dh_n > dh$  moyen : une variation eustatique dE inférieure au taux normal moyen ( $f \cdot dt$ ) ou même négative se surimprime au relèvement isostatique. Là encore, la variation eustatique est proportionnelle à  $\frac{(dh_n - dh \text{ moyen})}{dt}$ .

Dans cette interprétation, on admet que le taux de relèvement isostatique décroît de façon continue ; ce qui, nous le verrons, ne semble pas tout à fait exact.



**Figure 14** Variation linéaire du nombre de cordons, dans chaque série de plage, en fonction des âges  $^{14}\text{C}$  disponibles. La pente de la droite donne la périodicité moyenne des plages : 45 ans/plage. L'angle qui apparaît entre la droite en trait plein et la droite en tiretés correspond aux distorsions du temps entre les deux groupes de datations  $^{14}\text{C}$ , dues aux variations du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique. L'écart apparent entre les deux groupes de datations ( $2\,500 \pm 800$  ans BP et  $6\,350 \pm 350$  ans BP) serait de l'ordre de 350 à 400 ans.

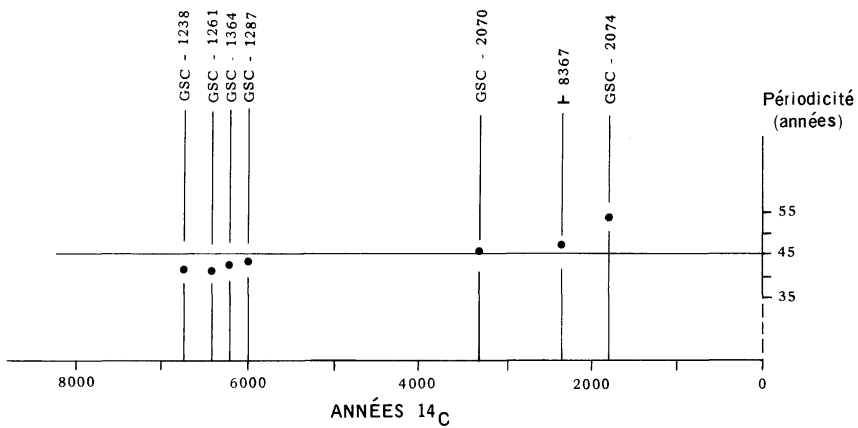
Dans ce modèle, l'inconnue est  $dt$ , c'est-à-dire la variable horizontale « temps » des graphes. On peut évidemment dater les plages fossilifères par le  $^{14}\text{C}$ , mais l'incertitude sur l'âge excède l'ordre de grandeur de la variable que l'on veut mesurer. Nous avons remarqué, par contre, une périodicité très régulière de ces plages. La figure 14 montre que si l'on calcule le nombre de plages, dans chacune des séries, entre des niveaux déterminés datés par le  $^{14}\text{C}$ , on retrouve une périodicité constante du haut en bas de cha-

que série et voisine, à deux exceptions près, de 45 ans ; ce qui ne signifie pas que chaque plage correspond à une période de 45 ans, mais qu'en *moyenne*, la périodicité est de 45 ans. Une autre approche du temps peut être

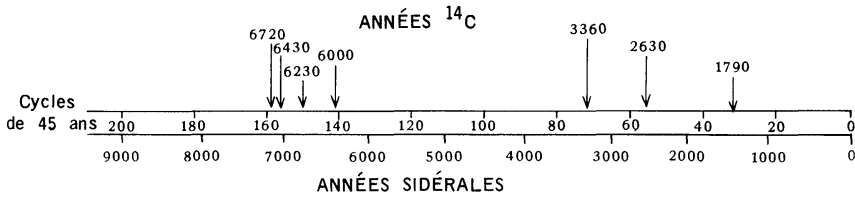
Figure 15

### DISTORSION DES ÂGES <sup>14</sup>C

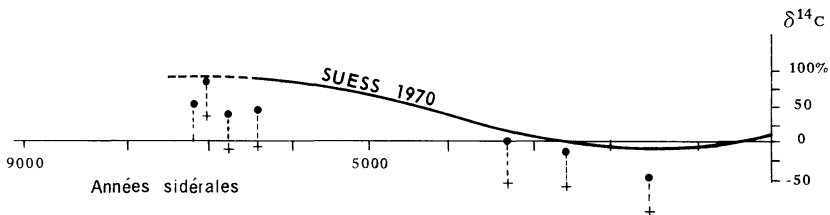
VARIATIONS DE LA PÉRIODICITÉ DES PLAGES CALCULÉES À PARTIR DES ÂGES <sup>14</sup>C  
PAR RAPPORT À LA MOYENNE DE 45 ANS



CHRONOLOGIE COMPARÉE DES ÂGES <sup>14</sup>C ET DES ANNÉES SIDÉRALES  
EXTRAPOLÉES DES 185 CYCLES RECONNUS



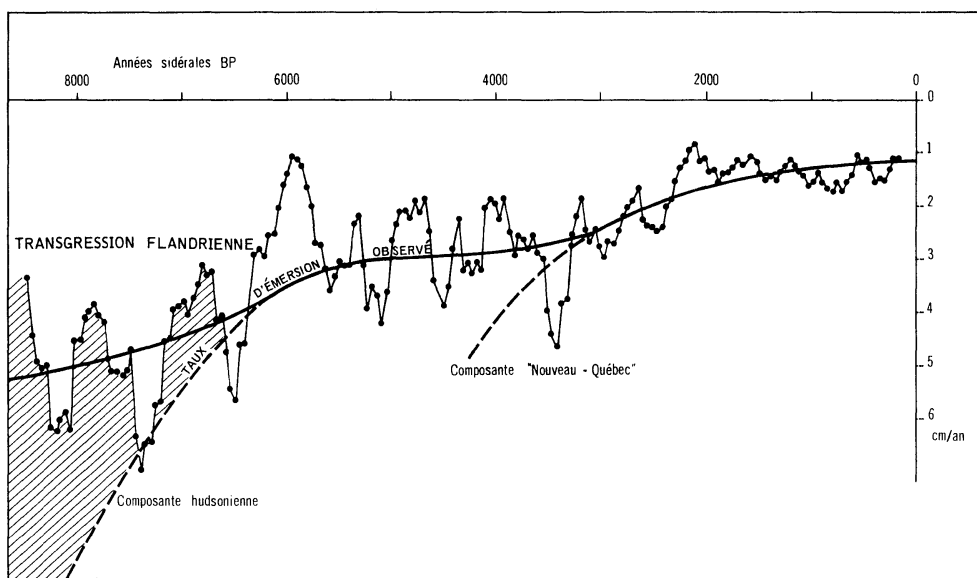
$\delta^{14}C$  DES FAUNES DATÉES, PAR RAPPORT À L'ACTIVITÉ DE RÉFÉRENCE  
DU <sup>14</sup>C ET FLUCTUATIONS DU <sup>14</sup>C ATMOSPHÉRIQUE SELON SUESS 1970



faite en corrélant les dh minima observés (fig. 8) aux fluctuations eustatiques majeures connues et datées par un grand nombre de datation  $^{14}\text{C}$ . L'âge statistique de chacune d'entre elles (Hillaire-Marcel et Occhiotti, 1977) offre plus de certitude que des âges  $^{14}\text{C}$  épars.

Enfin, en supposant que le taux de sédimentation reste constant au cours de la formation d'une série de plages, on peut admettre en première approximation une proportionnalité entre la quantité totale de sédiment et les paramètres dh, dl et  $\alpha$  (fig. 13) de chaque plage, c'est-à-dire entre la surface du triangle ABC et le temps.

Les résultats essentiels de cette analyse des séries de plages peuvent être résumés par les figures 15 et 16.



**Figure 16** Variations du taux d'émergence du Golfe de Richmond. Les taux sont calculés à partir de la moyenne glissante ( $\pm 2$ ) des dénivelés des plages (corrélation des séries  $C_1$ ,  $A_1r$ ,  $W_1$  et  $D_1$ ), compte tenu d'une périodicité moyenne de 45 ans dans leur construction. Les composantes de l'émergence sont schématisées (ajustement isostatique : « hudsonien » et « Nouveau-Québec-Labrador » ; remontée eustatique flandrienne). Les oscillations autour de la courbe moyenne du taux d'émergence reflètent les oscillations secondaires du niveau de la mer. Cette courbe est exprimée en fonction du temps sidéral.

Les distorsions du temps  $^{14}\text{C}$  (accessibles par les datations sur les coquilles marines) par rapport à la chronologie sidérale (établie à partir de la périodicité des plages) suivent fidèlement la courbe de Suess (1970). Le

<sup>5</sup> cf. Hillaire-Marcel (1976) pour les définitions et l'expression des anomalies ou écarts de composition isotopique  $\delta^{14}\text{C}$ .

décalage entre cette dernière et les  $\delta^{14}\text{C}$  (5), que l'on peut calculer pour les datations des coquilles, paraissent refléter un effet modéré et variable des eaux fossiles (Mangerud et Gulliksen, 1975).

Enfin, les taux d'émersion calculés (fig. 16) traduisent les quatre composantes déterminant l'émersion locale des terres :

- 1- rajustement isostatique primaire (composante « hudsonienne ») ;
- 2- rajustement isostatique secondaire (composante « Québec-Labrador ») ;
- 3- remonté eustatique flandrienne ;
- 4- oscillations eustatiques secondaires.

Dans un article en préparation (Fairbridge et Hillaire-Marcel) nous mettrons en évidence la correspondance presque parfaite des oscillations eustatiques ainsi décelées, avec les principaux indicateurs climatiques connus au cours de cette période de l'Holocène.

#### REMERCIEMENTS

Ce travail a bénéficié des critiques des professeurs R.W. Fairbridge (Columbia University) et H. Faure (Paris VI). Le manuscrit a été revu par les professeurs S. Occhietti et G. Prichonnet (Université du Québec). Qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance. Le Dr. G. Haselton (Clemson University) m'a très aimablement communiqué les données radiochronologiques qu'il avait obtenues sur le golfe de Richmond, comme le Dr J. C. Dionne (Environnement-Canada), celles du sud-est de la baie d'Hudson. Je les en remercie bien sincèrement.

Enfin, je dois à mon collègue B. de Boutray, ainsi qu'à mes assistants C. Glaser, C. Lavergne, V. Azurduy, G. Breton et P. Pagé, une aide inappréciable au cours des missions sur le terrain. Sans leur concours, les fastidieuses triangulations et mesures au théodolithe n'auraient jamais vu leur terme. Les nombreuses données recueillies ont été analysées et traitées par des programmes informatisés mis au point par J.F. Guédon du Centre de Calcul de l'Université du Québec à Montréal.

Ce projet a été subventionné par le Conseil National des Recherches du Canada et a également bénéficié d'un projet connexe financé par le ministère de l'éducation du Québec. Les missions ont été réalisées avec l'appui logistique et matériel du Centre d'Études nordiques de l'Université Laval (Québec).



## BIBLIOGRAPHIE

- ANDREWS, J.T. (1968a) The pattern and interpretation of restrained, postglacial and residual rebound in the area of Hudson Bay. *Geol. Surv. Can., paper 68-53*: 49-61.
- ANDREWS, J.T. (1968b) Postglacial rebound in Arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. *Can. J. Earth Sci.*, 5 (39): 40-47.
- ANDREWS, J.T. (1968c) Pattern and cause of variability of postglacial uplift and rate of uplift in Arctic Canada. *J. Geol.*, 76: 404-425.
- ANDREWS, J.T. (1970a) A geomorphological study of postglacial uplift with particular reference to Arctic Canada. Institute of British geographers, ed., special publ. 2, London, 156p.
- ANDREWS, J.T. (1970) Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves. *Can. J. Earth Sci.*, 7: 703-715.
- ANDREWS, J.T. (1973) Map of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide ice sheet (The National Atlas of Canada). *Arct. Alp. Res.*, 5 (1): 41-48.
- ANDREWS, J.T. (1974) *Glacial Isostasy*. (Benchmark Papers in Geology). Dowden, Hutchinson and Ross, ed., Stroudsburg, Penn., 491p.
- ANDREWS, J.T. et BARNETT, D.M. (1972) Analysis strandline tilt directions in relation to ice centers and postglacial crustal deformation, Laurentide ice sheet. *Geogr. Ann.*, 54 (A): 1-11.
- ANDREWS, J.T. et PELTIER, W.R. (1976) Collapse of the Hudson Bay ice center and glacio-isostatic rebound. *Geology*, 4 (2): 73-75.
- ANTEVS, E. (1925) Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. *Geol. Surv. Can.*, mem. 146: 1-42.
- ARCHER, D.R. (1968) The upper marine limit in the Little Whale river area, New Quebec. *Arctic*, 21: 153-160.
- BARNETT, D.M. (1966) A re-examination and re-interpretation of tide gauge dates for Churchill Manitoba. *Can. J. Earth Sci.*, 3 (1): 77-18.
- BAYROCK, L.A. (1966) *Catastrophic advance of the Steele glacier, Yukon, Canada*. Boreal Inst. Alberta. Edmonton. Occasional publ. 3.
- BELL, R. (1877) Report on an exploration in 1875 between James Bay and Lakes Superior and Huron. *Geol. Surv. Can.*, rept. progr., 1875-1876, p. 294-342.
- BELL, R. (1896) Proofs of the rising of the land around Hudson Bay. *Am. J. Sci.*, 151: 219-228.
- BERNER, R.A. (1968) Rate of concretion growth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 477-483.
- BERTELSEN, E. (1937) Contribution to the animal ecology of the fjords in east Greenland. *Meddel. Groenland*, 108 (3): 1-111.
- BOISSONNEAU, A.N. (1966) Glacial history of northeastern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 3 (5): 559-578.
- BOSTOCK, H.H. (1969) *The Clearwater complex, New Quebec*. *Geol. Surv. Can.*, bull. 178, 63p., 1 carte hors-texte.
- BOURNERIAS, M. (1972) *Voyage naturaliste au Nouveau-Québec* (Centre d'études nordiques, Univ. Laval, Mélanges no. 41). *Science et Nature*, 109: 17-27, 110: 17-28, 111: 23-38, 112: 2-62.
- BOUTRAY (de), B. (1976) L'excursion annuelle de l'AQUA à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, 29 (4): 381-383.
- BROECKER, W.S. et OLSON, E.A. (1959) Lamont radiocarbon measurements. *Am. J. Sci.*, Radiocarbon suppl., 1: 111-132.
- BROECKER, W.S. et OLSON, E.A. (1961) Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon*, 3: 176-204.
- BROTCHIE, J.F. et SILVESTER, R. (1969) On crustal flexure. *J. Geophys. Res.*, 74: 5240-5252.
- BRYSON, R.A., WENDLAND, W.M., IVES, J.P. et ANDREWS, J.T. (1969) Radiocarbon isochrones on the desintegration of the Laurentide ice sheet. *Arct. Alp. Res.*, 1 (1): 1-14.
- BUDDEMEIER, R.W., OKAMOTO, H.S. et HURD, D.C. (1972) Effects of solution and exchange of the radiocarbon dating sediments and natural waters. *Proc. 8th conf. radiocarbon dating*. Roy. Soc. New Zealand, p. C73-C86.
- CLARK, J.A. (1976) Greenland's rapid postglacial emergence: a result of ice-water gravitational attraction. *Geology*, 4 (5): 310-312.
- CRAIG, B.G. (1969) Late glacial and postglacial history of the Hudson Bay region. *Earth Science Symposium on Hudson Bay*. *Geol. Surv. Can.*, paper 68-53: 63-77.
- CURRAY, J.R. (1965) Late Quaternary History, continental shelves of the United States. *Quaternary of the United States*; H.E. Wright et D. C. Frey, ed., p. 723-735.
- DAMON, P.E., LONG, A. et WALLICK, E.I. (1972) Dendrochronologic calibration of the carbon 14 time scale. *Proceedings of the Eighth international Radiocarbon dating conference*, Roy. Soc. New Zealand, Wellington, 1: A-28-A-43.
- DE GEER, G. (1892) On Pleistocene changes of level in Eastern North America. *Proc. Boston Soc. Nat. hist.*, 25: 454-477.

- DIONNE, J.-C. (1974) The eastward transport of erratics in James Bay area, Quebec. *Rev. Géogr. Montr.*, 24 (4): 453-457
- EHLIN, P.O. (1973) Radiocarbon dating of a carbonate concretion. *Geol. Fören. Stockholm Forhand.*, 95 : 398-399.
- EHLIN, P.O. (1974) Distribution of carbon isotopes and manganese in some carbonate concretions. *Geol. Fören. Stockholm Forhand.*, 96-1 : 129-131.
- EINARSSON, R. (1966) Late and postglacial rise in Iceland and subcrustal viscosity. *Jökuff*, III : 157-166.
- EMERY, K.I. et MILLIMAN, J.D. (1970) Quaternary sediments of the Atlantic continental shelf of the United States. *Quaternaria*. 12 : 3-18.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961) Eustatic changes in sea level. *Phys. Chem. Earth.*, 44 : 99-185.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1975) Holocene sea level and the marginal bulge hypothesis. *EOS*, 56 (6) : 457.
- FARRAND, W.P. et GAJDA, R.T. (1962) Isobases on the Wisconsin Marine Limit in Canada. *Geogr. Bull.*, 17 : 5-22.
- FARRAND, W.R. (1962) Postglacial uplift in North America. *Am. J. Sci.*, 260 : 181-199.
- FERGUSON, C.W. (1970) Dendrochronology of bristlecone pine, *Pinus aristata*. Establishment of a 7484 years chronology in the White Mountains of eastern and central California. *Proceedings of the 12th Nobel Symposium*, Uppsala. Olsson I.U., ed., Stockholm, p. 237-260.
- FILLION, R.B. (1972) Possible causes of the variability of post-glacial uplift in North America. *Quaternary Res.*, 1 : 522-531.
- GALE, L.A. (1970) Geodetic observations for the detection of vertical crustal movement. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 602-606.
- GRAYSON, J.F. (1956) *The post-glacial history of vegetation and climate in the Labrador-Quebec region as determined by palynology*. Ph.D. Thesis, Univ. of Michigan, 252 p.
- GREENSMITH, J.I. et TUCKER, E.V. (1973) Holocene transgression and regression on the Essex Coast. Outer Thames Estuary. *Geol. en Mijnbouw*, 52 : 195-202.
- GULLIKSEN, S., NYDAL, R. et LOVSETH, K. (1972) Further calculations on the <sup>14</sup>C exchange between the ocean and the atmosphere *Proceedings of the 8th international radiocarbon dating conference*, 1 : C63-C72. Roy. Soc. New Zealand, Wellington.
- GUTENBERG, B. (1941) Changes in sea level, post-glacial uplift, and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52 : 721-772.
- HAJNAL, Z. (1969) A two-layer model for the earth's crust under Hudson Bay. *Earth Science Symposium on Hudson Bay*; *Geol. Surv. Can.*, paper 68-53 : 326-336.
- HALL, D.H. (1969) A seismic-isostatic analysis of crustal data from Hudson Bay. *Earth Science Symposium on Hudson Bay*, *Geol. Surv. Can.*, paper 68-53 : 337-364.
- HAMELIN, L.-F. et CAILLEUX, A. (1969) Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec) : Exemple de géomorphologie complexe. *Rev. Géomorph. dyn.*, 3 : 129-150.
- HARDY, L. (1976) Déglaciation, épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des Basses Terres de la Baie de James. *C.R. 3e Colloque sur le Quaternaire du Québec*, Trois-Rivières, Qué., sous-presse.
- HASELTON, G.M. (1970) Marine beach investigations in the Richmond gulf area, eastern Hudson Bay, Quebec (Part of 34C). *Geol. Surv. Can.*, paper 70-1A : 174-175.
- HENDERSON, E.P. (1959) Étude glaciaire de la partie centrale du Québec-Labrador. *Geol. Surv. Can.*, bull. 50, 96p. 1 carte hors-texte.
- HENDY, C.H., RAFTER, T.A. et MAC INTOSH, N.W.G. (1972) The formation of carbonate nodules in the soils of the Darling Downs, Queensland, Australia. *Proceedings of the 8th Conference on radiocarbon dating*. Roy. Soc. New Zealand, p.D-106, D-126.
- HILLAIRE-MARCEL, C. (1976) Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. *C.R. 3e Colloque sur le Quaternaire du Québec*, Trois-Rivières, Qué., sous-presse.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et BOUTRAY (de) B. (1975) *Les dépôts meubles de la région du Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec)*. Nordicana, 38 : 47p.
- HILLAIRE-MARCEL, C., BOUTRAY (de), B., et CAILLEUX, A. (1975) Les concrétions calcaires dans les argiles quaternaires lacustres et marines du Québec. *Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale*; colloque de Strasbourg, Fr., Université Louis Pasteur, p. 23-29.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1977) Fréquence des datations au <sup>14</sup>C des faunes marines postglaciaires de l'est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeogr., Palaeoclim.*, 21 (1) : 17-54.
- HUGHES, O.L. (1955) *Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls. Map areas, Cochrane district, Ont.* Thèse de doctorat, non publiée. Université du Kansas, 190p.
- HUGHES, O.L. (1965) Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada. in *International studies on the Quaternary*, *Geol. Soc. Am. special paper 84*, 535-565.
- INNES, J.S., WESTON, A.A. (1966) Crustal uplift of the Canadian Shield and its relation to the gravity field. *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, A-11190: 169-176.

- INNES, M.J.S., GOODACRE, A.K., WESTON, A.A. et WEBER, J.R. (1968) Gravity and isostasy; in *Science, History and Hudson Bay 2* : C.S. Beals, ed., Dept. En. Mines et ressources, Ottawa, p. 703-728.
- JACKSON, G.D. (1960) Belcher Islands, Northwest Territories 33M, 34D, *E. Geol. Surv. Can.*, paper 60-20: 1-13.
- JACOBY, W.R. (1971) Isostasie und Dichteverteilung in Kruste und oberen Mantel. *Z. Geophys.* 39: 79-96.
- FRANCK, E.B. (1951) *On the geology of the East coast of Hudson Bay and James Bay*. Acta Geogr., II, no. 2, 71p.
- FRANCK, S.H. et SAINCLAIR, G.W. (1963) *Clearwater lake, New Quebec*. Geol. Surv. Can., bull. 100, 63p.
- KRETZ, R. (1961) *Observations géologiques dans le Nord du Nouveau-Québec*. Geol. Surv. Can., paper 60-12, 17p. 1 carte hors-texte.
- LAVROUSHIN, S. (1972) *Coupe dans les dépôts meubles de la Grande-Rivière de la Baleine*. Note manuscrite, archives du Centre d'Études nordiques de l'Université Laval, Québec.
- LEE, H.A. (1959) *Surficial geology of southern district of Keewatin and the Keewatin ice divide, Northwest Territories*. Geol. Surv. Can., bull. 51: 42p., 1 carte hors-texte.
- LEE, H.A. (1960) Late glacial and post-glacial Hudson Bay sea episode. *Science*, 131 (3413): 1609-1611.
- LEE, H.A. (1962) Method of deglaciation, age of submergence and rate of uplift west and east of Hudson Bay, Canada. *Biul. Perygl.*, Lodz, 11: 239-245.
- LEE, H.A. (1968) Quaternary geology. *Science, History and Hudson Bay*, vol. 2, C.S. Beals, ed., Dept. En. Mines et ressources, Ottawa; p. 503-542.
- LOKEN, O.H. (1962) The late-glacial and post-glacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador. *Geogr. Bull.*, 17: 23-56.
- LOW, A.P. (1887) *Report on exploration in James Bay and country east of Hudson Bay*. Geol. Nat. hist. Surv. Can., Rept., III, p. 59-J.
- LOWDON, J.A., FYLES, J.G. et BLAKE, W., Jr. (1967) Geological Survey of Canada, Radiocarbon Dates VI. *Radiocarbon*, 9: 156-197.
- MANGERUND, J. et GULLIKSEN, S. (1975) Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Res.*, 5: 263-273.
- MATTHEWS, B. (1967) Late quaternary land emergence in northern Ungava, Quebec. *Arctic*, 20 (3): 176-202.
- MC CONNELL, R.K. Jr. (1968) Viscosity of the mantle from relaxation time spectra of isostatic adjustment. *J. Geophys. Res.*, 73: 7089-7105.
- MCDONALD, B.C. (1968) Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowland. *Geol. Surv. Can.*, paper 68-53: 78-99.
- MCDONALD, B.C. (1971) Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in Eastern Canada. *The Late Cenozoic glacial ages*. K.K. Turekian, ed., Yale University Press: 331-353.
- MILLIMAN, J.D. et EMERY, K.D. (1968) Sea levels during the past 35,000 years, *Science*, 1962 (3888): 1121-1123.
- MORAN, J.M. et BRYSON, R.A. (1969) The contribution of the Laurentide ice wastage to the eustatic rise of sea-level: 10,000 to 6,000 years BP. *Arct. Alp. Res.*, 1, (2): 97-104.
- MÖRNER, N.-A. (1969) Eustatic and climatic changes during the last 15,000 years. *Geol. Mijnbouw*, 48 (4): 389-399.
- MÖRNER, N.-A. (1971a) Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 9: 153-181.
- MÖRNER, N.-A. (1971b) Relations between ocean, glacial and crustal changes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82: 787-788.
- MÖRNER, N.-A. (1971) Late Quaternary isostatic, eustatic and climatic changes. *Quaternaria*, 14: 65-83.
- MÖRNER, N.-A. (1975) Eustatic amplitude variations and world glacial changes. *Geology*, 3 (3): 109-110.
- MÖRNER, N.-A. (1976) Eustasy and geoid changes. *J. Geol.*, 84 (1): 123-151.
- OLSSON, I.U. (1970) Plate IV. *Proceedings of the 12th Nobel symposium*, Olsson I.U., ed., Stockholm: 625-630.
- PAYETTE, S. (1975) La limite septentrionale des forêts sur la côte orientale de la Baie d'Hudson, Nouveau-Québec. *Naturaliste can.*, 102: 317-329.
- PLUMET, P. (1974) L'archéologie et le relèvement glacio-isostatique de la région de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, 28 (4): 443-446.
- PORTMANN, J.-P. (1970) Présence de moraine de fond à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Cah. Géogr. Québec*, 32: 243-251.

- PORTMANN, J.-P. (1971a) Géomorphologie de l'aire myriamétrique de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Cah. Géogr. Québec*, 34 : 53-76.
- PORTMANN, J.-P. (1971b) Postglaciaire à Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec, Canada). *Actes Soc. Helv. Sci. Nat.*, 151 : 120-121.
- PORTMANN, J.-P. (1972) Les dépôts quaternaires de l'Estuaire de la Grande Rivière de la Baleine, Nouveau-Québec. *Rev. Géogr. Montr.*, 26 (2) : 208-214.
- PREST, V.K. (1969) *Retreat of Wisconsin and recent ice in North America*. Geol. Surv. Can., carte no. 1257 A.
- PREST, V.K. (1970) Quaternary geology of Canada. in *Geology and economic minerals of Canada*. R.J.W. Douglas, ed., Geol. Soc. Can., Econ. Geol. rept. 1 : 667-164.
- SASS, E. et KOLODNY, Y. (1972) Stable isotopes, chemistry and petrology of carbonate concretions (Mishash formation, Israel). *Chem. Geol.*, 10 : 261-186.
- SEGOTA, T. (1974) Radiocarbon measurements and the Holocene and late Würm sea level rise. *Eiszeitalter V. Gegenwart*, 23/24 : 107-115.
- SERSON, P., DAWSON, E., CLARK, .K. et PAIWES, G.V. (1968) Ground and high-level aeromagnetic observations. in *Science, History and Hudson Bay*, vol. 2 ; C.S. Beals, ed., Dept. En. Mines et ressources, Ottawa ; p. 642-686.
- SKINNER, R.G. (1973) Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. *Geol. Surv. Can.*, bull. 225 : 1-77, 7 cartes hors-texte.
- SKINNER, R.G. (1974) Terrain studies in the James Bay hydroelectric project area. *Geol. Surv. Can.*, paper 74-1 : 257-259.
- STANLEY, G.M. (1939) Raised beaches on east of James and Hudson bays. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 50 : 1936-1937.
- Suess, H.E. (1970) Bristlecone-pine calibration of the radiocarbon time-scale 5,200 years BP to present. *Proceedings of the 12th Nobel Symposium*, Olsson, I.U., ed., Stockholm, p. 303-312.
- TANNER, W.F. (1965) Cause and development of an ice age. *J. Geol.*, 73 : 413-430.
- TERASMAE, J. (1958) Contributions to Canadian palynology. *Geol. Surv. Can.*, bull. 46 : 1-35, 2 cartes hors-texte.
- TERASMAE, J. et HUGHES, O.L. (1960) A palynological and geological study of pleistocene deposits in the James Bay Lowlands, Ontario. *Geol. Surv. Can.*, bull. 62 : 1-15.
- TERS, H. (1973) Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral atlantique français. *Contributions françaises du 9e Congrès INQUA*, p. 114-135.
- THORSON, G. (1936) The larval development, growth and metabolism of arctic marine bottom invertebrates. *Meddel. Grönland*, 100 (6) : 1-55.
- TOOLEY, M.J. (1974) Sea level changes during the last 9.000 years in North-West England. *Geogr. J.*, 140 : 18-42.
- THROUGHTON, J.H. (1972) Carbon isotope fractionation in plants. *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*. Roy. Soc. New Zealand, ed., 2 : 39-57.
- VINCENT, J.S. et HARDY, L. (1976) L'évolution et l'extension des lacs post-algonquins, Barlow et Ojibway, en territoire québécois. *C.R. 3e Colloque sur le Quaternaire du Québec*, Trois-Rivières, Qué., sous-presse.
- WALCOTT, R.I. (1970) Isostatic response to loading of the crust in Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 716-727.
- WALCOTT, R.I. (1972) Late quaternary vertical movements in Eastern North America : quantitative evidence of glacio-isostatic rebound. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10 (4) : 849-884.
- WALCOTT, R.I. (1972) Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. *Quaternary Res.*, 2 : 1-14.
- WALCOTT, R.I. et CRAIG, G.G. (1975) Uplift studies : southeastern Hudson Bay. *Geol. Surv. Can.*, paper 75-1A : 126-127.
- WARKENTIN, J. (1964) *The western interior of Canada*. Mc Clelland and Stewart ed., Toronto.
- WEBER, J.R. et GOODACRE, A.K. (1969) An analysis of the crust-mantle boundary in Hudson Bay from gravity and seismic observations ; in *Earth Science symposium on Hudson Bay*. J. Hood, ed., Geol. Surv. Can., paper 68-53, p 270-271.
- WEBBER, P.J., RICHARDSON, S.W. et ANDREWS, J.T. (1970) Postglacial uplift and substrate age at cape Henrietta Maria, southeastern Hudson Bay, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 317-325.
- WHITMORE, D.R.E. et LIBERTY, B.A. (1968) Bedrock geology and mineral deposits. in *Science, History and Hudson Bay*, vol. 2 ; C.S. Beals, ed., Dept. En. Mines et ressources, Ottawa ; p. 543-556.
- WILSON, M.E. (1919) *Le comté de Témiskaming*, Province de Québec, Geol. Surv. Can., mem. 103, 177p.
- WILSON, J.T. (1938) *Glacial geology, part northwestern Quebec*. Trans. Roy. Soc. Can. Sec., 4 : 49.
- WOODCOCK, J.R. (1960) Geology of the Richmond gulf area, New Quebec. *Proc. Geol. Ass. Can.*, 12 : 21-39.

## RÉSUMÉ

**HILLAIRE-MARCEL, Claude: La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson.**

Sur la côte orientale de la baie d'Hudson, dans la région située entre Poste-de-la-Baleine et le golfe de Richmond, les dernières glaces wisconsiniennes se sont écoulées vers l'ouest; la déglaciation s'effectuant entre 8.100 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Poste-de-la-Baleine) et 7.600 ans  $^{14}\text{C}$  BP (golfe de Richmond). L'altitude maximale atteinte par la mer post-glaciaire de Tyrrell s'élève vers le sud-sud-ouest, passant de 230 m au nord du golfe de Richmond à 315 m à l'extrémité nord du détroit des Manitounuk. Au golfe de Richmond, 185 plages soulevées marquent l'émergence des terres depuis la déglaciation. On a pu mettre en évidence une périodicité de 45 ans dans leur construction. Les corrélations entre les années  $^{14}\text{C}$  et les années sidérales indiquent des variations du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique semblables à celles mises en évidence par Suess (1970). La courbe d'émergence des terres, établie à partir des plages soulevées, dénote un relèvement isostatique composite. Le socle d'abord infléchi vers le sud-sud-ouest obéit à la disparition du centre de radiation glaciaire pléni-wisconsinien (allègement du sud-est de la baie d'Hudson), puis à celle du centre de radiation plus récent du Nouveau-Québec. Le relèvement glacio-isostatique décroît de 6,5 cm/an vers 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP à 1,1 cm/an aujourd'hui. Une remontée eustatique de l'ordre de 20 m se produit entre la déglaciation et 6.000 ans  $^{14}\text{C}$  BP, où le niveau marin paraît identique à celui d'aujourd'hui. Le calcul des taux de variations eustatiques met en évidence des oscillations métriques du niveau de la mer, correspondant aux événements climatiques connus pendant cette période de l'Holocène.

**MOTS-CLÉS :** Quaternaire, géomorphologie, déglaciation, relèvement isostatique Nouveau-Québec, Baie d'Hudson (côte est).

## ABSTRACT

**HILLAIRE-MARCEL, Claude: Deglaciation and isostatic uplift on the eastern coast of Hudson Bay.**

On the eastern coast of Hudson Bay, in the area between Great-Whale-River and the Richmond Gulf, the last wisconsinian ices flowed westward. The deglaciation took place between 8.100  $^{14}\text{C}$  yr BP (Great-Whale-River) and 7.600  $^{14}\text{C}$  yr BP (Richmond Gulf). The maximum limit of the Tyrrell Sea rises toward the south-east, from 230 m (north of Richmond Gulf) to 315 m (north of Manitounuk sound). In the Richmond Gulf, 185 successive raised beaches were built during the emergence of the land which followed the deglaciation. A 45 yr periodicity appears in their construction. Correlation between  $^{14}\text{C}$  and sidereal ages are in agreement with Suess' curve (1970). The emergence curve, established from the raised beaches, indicate a multiple component isostatic uplift. The land, first tilted toward NNE, is uplifted in relation to the main wisconsinian ice load on southeastern Hudson Bay at the beginning, and later in relation to the more recent ice center of New Quebec. The isostatic rate of uplift decreases from the 6,5 cm/yr at 6.000  $^{14}\text{C}$  yr BP, to a present rate of 1,1 cm/yr. A 20 m eustatic rise is observed between the deglaciation and 6.000  $^{14}\text{C}$  yr BP, when the sea level seemed similar to the present one. Variations in the rate of sea level changes indicate secondary eustatic oscillations of metric amplitude, which correspond to the main climatic events of that period of the Holocene.

**KEY WORDS :** Quaternary, geomorphology, deglaciation, isostatic uplift, Nouveau-Québec, Hudson Bay (eastern coast).