

Article

« Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications »

Pierre J. H. Richard, Jean J. Veillette, Alayn C. Larouche, Bernard Hétu, James T. Gray et Pierre Gangloff

Géographie physique et Quaternaire, vol. 51, n° 2, 1997, p. 163-184.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/033116ar>

DOI: 10.7202/033116ar

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

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

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

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

CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION EN GASPÉSIE : NOUVELLES DONNÉES ET IMPLICATIONS

Pierre J.H. RICHARD*, Jean J. VEILLETTE, Alayn C. LAROUCHE, Bernard HÉTU, James T. GRAY et Pierre GANGLOFF : premier, troisième, cinquième et sixième auteurs : Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128 succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7 ; deuxième auteur : Division de la science des terrains, Commission géologique du Canada, 601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8 ; quatrième auteur : Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 300 Allée des Ursulines, Rimouski, Québec G5L 3A1.

RÉSUMÉ De nouvelles datations à l'accélérateur de particules des premiers macrorestes végétaux terricoles accumulés dans les sédiments postglaciaires d'une douzaine de lacs répartis en Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent bouleversent entièrement la chronologie générale de la déglaciation de ces régions. Ces données indiquent que la Gaspésie est restée sous l'emprise des glaces jusque vers 10 500-10 000 ans BP sauf en bordure de la péninsule, notamment le long de la côte septentrionale où la déglaciation de l'arrière-pays date d'au moins 12 500 ans BP par endroits. La déglaciation finale se serait produite vers 9500-9000 ans BP dans la région de Murdochville. La chronologie de déglaciation qui se dégage de ces données s'accorde maintenant avec celle des provinces maritimes, notamment pour ce qui est de l'existence de masses glaciaires actives durant l'épisode du Dryas récent. Les conséquences sont importantes, tant pour la modélisation du retrait des glaces, la colonisation végétale et l'accessibilité du territoire aux populations humaines que pour les reconstitutions climatiques.

ABSTRACT *Chronology of ice retreat over Gaspésie: New evidence and implications.* The general chronology of ice retreat in the Lower-St. Lawrence and Gaspé Peninsula regions is drastically changed by new AMS dates on the first terrestrial plant macrofossils recovered from postglacial sediments from a dozen lakes throughout the area. The dates indicate that most of the Gaspé Peninsula was ice-covered until 10 500-10 000 year BP except along coasts, particularly the northern coast, where ice retreat on land dates back over 12 500 year BP in places. Final deglaciation occurred in the Murdochville area at around 9500-9000 year BP. The implied chronology of ice retreat is now in accordance with that from the Maritimes, especially with respect to active ice masses during the Younger Dryas episode. This finding has important implications for the modelling of ice retreat and for climatic reconstructions, as well as for accessibility of land to plant, animal and human populations.

ZUSAMMENFASSUNG *Chronologie der Enteisung der Gaspé-Halbinsel: Neue Fakten und Implikationen.* Neue Datierungen mit dem Teilchenbeschleuniger der ersten pflanzlichen Erd-Makroreste aus den postglazialen Sedimenten eines Dutzends von Seen der Gaspé-Halbinsel und des unteren Sankt-Lorenz-Gebiets haben die allgemeine Chronologie der Enteisung dieser Regionen drastisch verändert. Diese Daten zeigen, daß die Gaspé-Halbinsel bis gegen 10 500 - 10 000 Jahre v.u.Z. unter dem Einfluß des Eises stand, außer am Rand der Halbinsel, besonders entlang der nördlichen Küste, wo die Enteisung des Hinterlandes stellenweise mindestens vor 12 500 Jahren v.u.Z. stattfand. Die endgültige Enteisung soll gegen 9500 - 9000 Jahre v.u.Z. in der Gegend von Murdochville stattgefunden haben. Die so erhaltene Chronologie der Enteisung stimmt jetzt mit der der Atlantikprovinzen überein, vor allem was die Existenz der aktiven Eismassen der jüngeren Dryas-Episode betrifft. Die Konsequenzen sind wichtig, sowohl für das Modellieren des Eisrückzugs, die Pflanzen-Ansiedlung und die Zugänglichkeit des Gebiets für menschliche Populationen wie auch für die klimatischen Rekonstruktionen.

INTRODUCTION

La localisation des glaces dans l'espace et dans le temps est au cœur des études portant sur le Quaternaire. La paléogéographie glaciaire alimente les reconstitutions géomorphologiques, biogéographiques et archéologiques, mais elle nourrit aussi les simulations fournies par les modèles géophysiques, glaciologiques et climatiques. Elle est établie aux échelles locales et régionales à partir des faits de terrain et de leur datation, puis synthétisée à l'échelle continentale ou planétaire en faisant intervenir divers éléments d'interpolation fondés sur la morphologie et la dynamique des glaces là où les datations directes font défaut. Cet article a pour objectif la révision de la chronologie de la déglaciation en Gaspésie et dans les régions environnantes (fig. 1).

Dans leur synthèse cartographique portant sur l'évolution de la calotte glaciaire laurentidienne au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène, Dyke et Prest (1987a, b, c) illustrent une Gaspésie totalement englacée entre 18 000 et 14 000 ans BP, à l'exception des monts McGerrigle qui auraient alors constitué un nunatak (fig. 2a) ; vers 13 000 ans BP, la déglaciation de la côte gaspésienne est bien amorcée (fig. 2b) ; la déglaciation est quasi totale dès 12 000 ans BP sur l'ensemble de la péninsule et les glaces résiduelles occupant le centre de la Gaspésie disparaissent avant 11 000

ans BP (fig. 2c et 2d). On notera que selon cette reconstitution, des glaciers actifs occupent longtemps Terre-Neuve et la Nouvelle-Écosse et, dans une moindre mesure, le Nouveau-Brunswick et le nord du Maine durant l'ensemble du Tardiglaciaire (fig. 2). Pourtant, le contexte physiographique et climatique de la Gaspésie était *a priori* aussi favorable à la présence de glaciers que dans ces régions. D'ailleurs, dans la thèse qu'il a soutenue en 1987, Héту a démontré que certaines vallées côtières du nord de la péninsule étaient encore occupées par des langues glaciaires vraisemblablement issues d'une calotte glaciaire après 11 000 ans BP. Les reconstitutions de la figure 1 apparaissent donc dès cette année-là totalement paradoxales pour la Gaspésie.

Les reconstitutions de Dyke et Prest (1987b et c) s'appuient essentiellement, pour la Gaspésie, sur les travaux de Lebluis et David (1977). Ces reconstitutions sont fondées sur de nombreuses dates de coquillages marins pour ce qui est de la déglaciation côtière, mais les données chronologiques portant sur l'intérieur de la péninsule gaspésienne étaient tout aussi rares en 1987 qu'en 1977 (fig. 3a et tabl. IA et IB). Il s'agit de dates au ^{14}C conventionnelles portant sur les premiers sédiments organiques accumulés dans des lacs. Ci-après appelées « dates basales », de telles dates livrent normalement des âges minimaux pour la déglaciation locale.

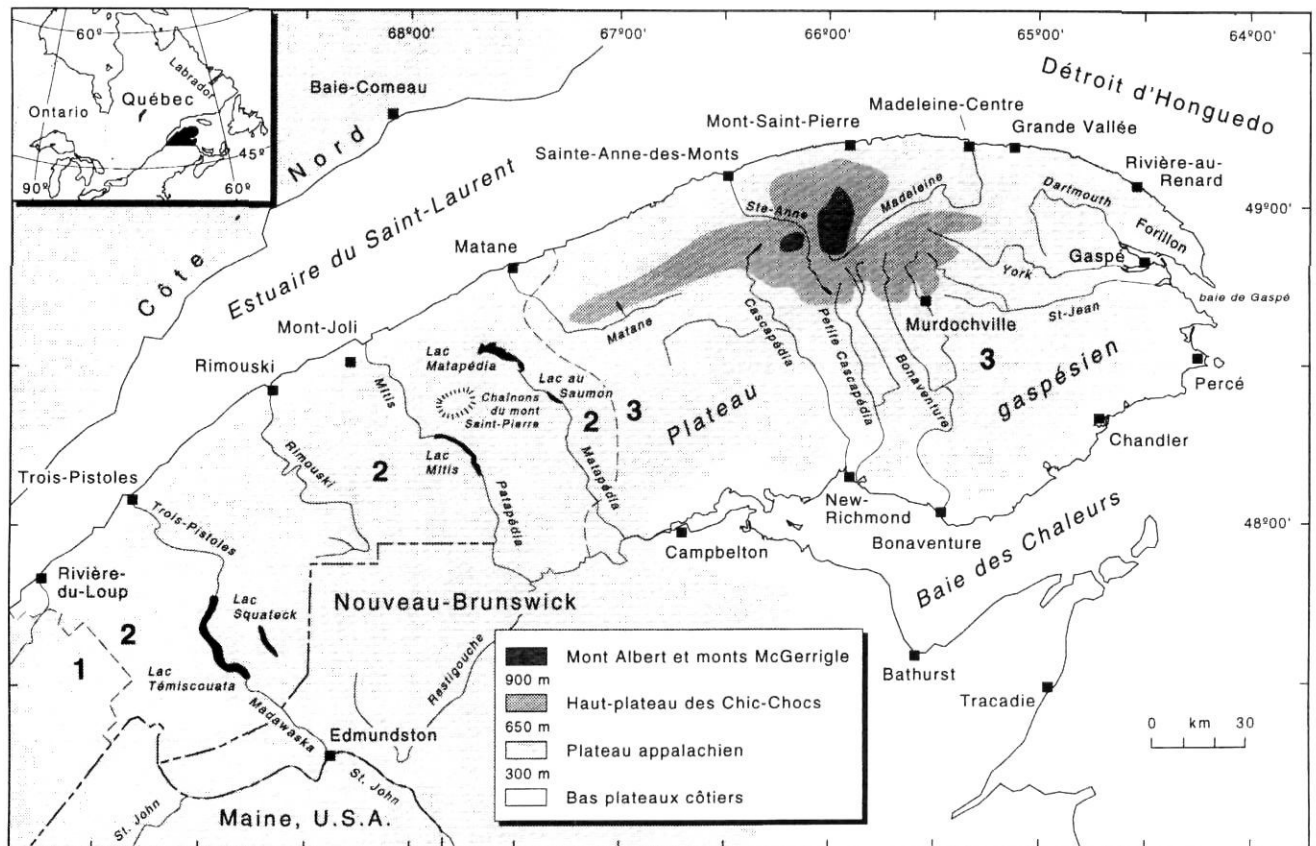


FIGURE 1. Physiographie générale (Héту, 1987) et localisation de la région étudiée. Les principaux lacs, rivières, villes et villages sont représentés. 1 : Côte-du-Sud ; 2 : Bas-Saint-Laurent ; 3 : Gaspésie.

General physiography (Héту, 1987) and location of the studied area. The main lakes, rivers, towns and villages are represented. 1: Côte-du-Sud; 2: Lower St. Lawrence; 3: Gaspésie.

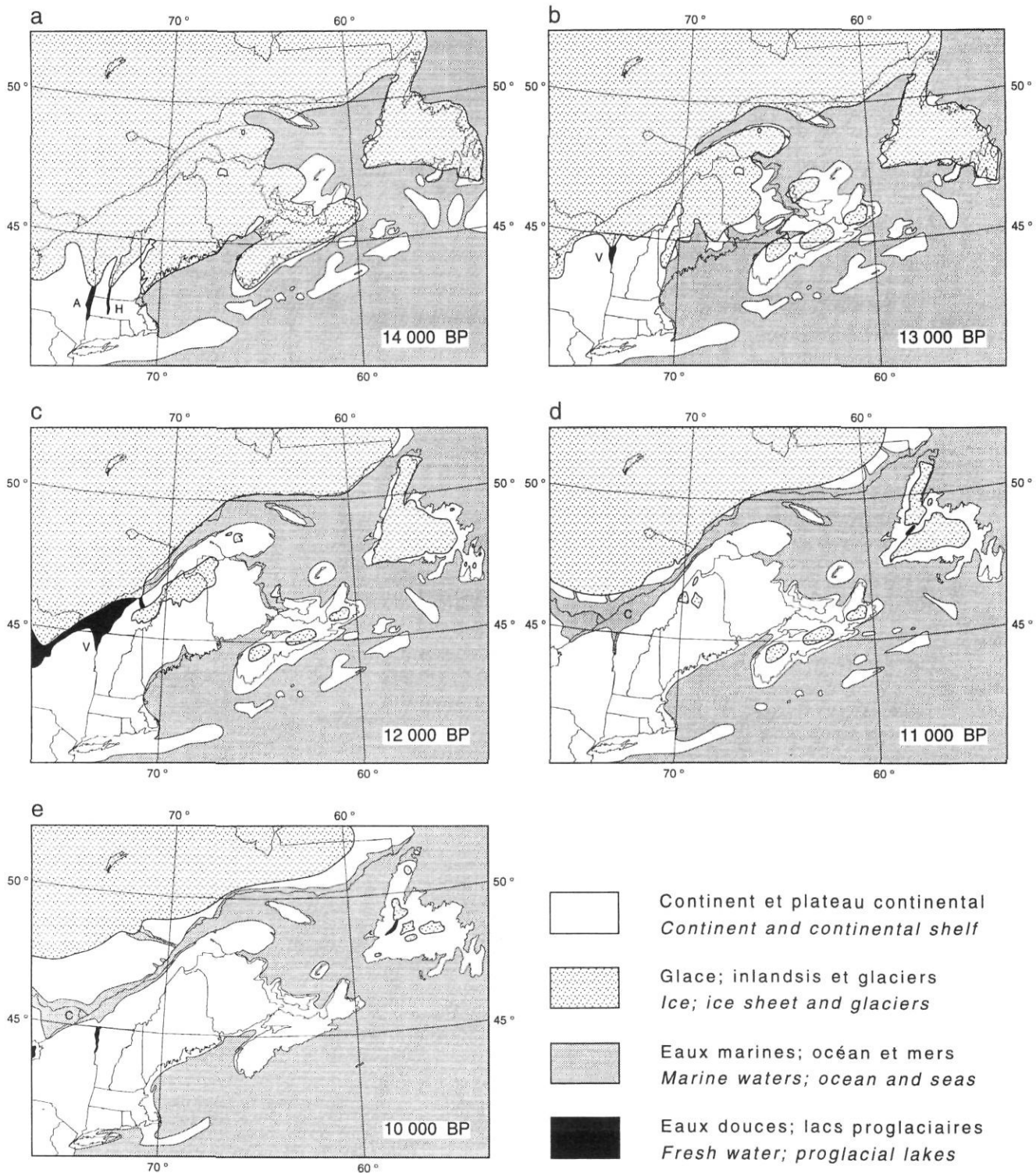


FIGURE 2. Paléogéographie de la déglaciation dans l'Est de l'Amérique du Nord d'après Dyke et Prest (1987c).

Paleogeography of ice retreat in Eastern North America, after Dyke and Prest (1987c).

Aux dates basales disponibles en 1987 pour la Gaspésie sont venues s'ajouter d'autres dates, basales ou non. Elles furent compilées par Veillette et Cloutier (1993). Leur carte de *La géologie des formations en surface* de la Gaspésie livre en légende toutes les données chronologiques connues pour

le territoire jusqu'en 1992. Pour ce qui est des dates basales de sédiments lacustres (tabl. IB ; fig. 3b), ces données nouvelles ne permettaient alors pas à elles seules de modifier sensiblement les reconstitutions proposées par Dyke et Prest (1987a, b et c) pour la Gaspésie. Elles permettaient toutefois

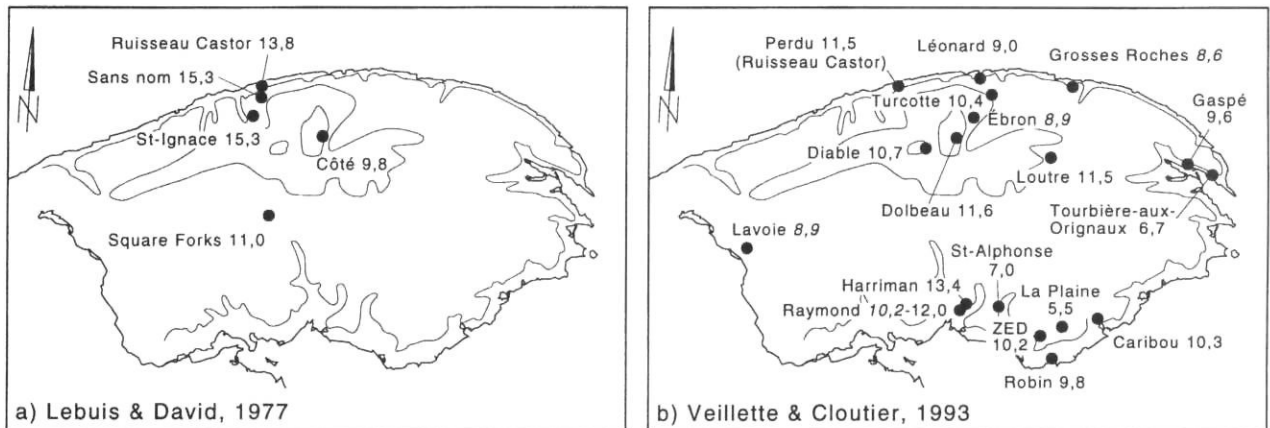


FIGURE 3. Localisation des dates basales disponibles pour la Gaspésie, en 1986 (a) et en 1992 (b). Les nombres en italiques réfèrent à des dates SMA. Les âges sont exprimés en dixième de millénaire BP.

Location of basal dates available for the Gaspé Peninsula in 1986 (a) and in 1992 (b). Numbers in italics refer to AMS dates. Ages expressed in 0,1 ka BP.

de poser le problème de la cohérence des datations portant sur la matière organique totale carbonatée (marne) ou non (gyttja), sur les mousses aquatiques ou sur les macrorestes terricoles des tout premiers sédiments postglaciaires accumulés dans les lacs de la Gaspésie.

Les travaux paléophytogéographiques des douze dernières années en Gaspésie ont indirectement alimenté le débat sur la chronologie de la déglaciation régionale (Hétu, 1987 ; Gray et coll., 1987). L'analyse pollinique et l'analyse macrofossile des sédiments lacustres postglaciaires comprend en effet l'établissement d'une chronologie au ^{14}C . Ces travaux visaient entre autres la période tardiglaciaire dans l'espoir de déterminer l'extension septentrionale de l'oscillation climatique du Dryas récent ou, au contraire, pour établir fermement son absence sur la péninsule à partir des reconstitutions de la végétation et du milieu. Cet espoir était motivé par les reconstitutions de Lebus et David (1977) et celles de Dyke et Prest (1987c), qui illustrent une Gaspésie libre de glace depuis 12 000 ans BP ou presque (fig. 2), et par l'existence aujourd'hui maintes fois confirmée de cette oscillation tardiglaciaire dans les provinces maritimes où elle se manifeste clairement par une réaction des glaces (Mott *et al.*, 1986 ; Stea et Mott, 1989) et de la végétation au retour du froid (Anderson et Macpherson, 1994 ; Cwynar, 1994 ; Mott, 1994). Nos propres résultats portant sur le lac du Diable, au mont Albert, indiquaient en outre une déglaciation locale antérieure à 10 660 BP (tabl. I), vers 500 m d'altitude (Labelle et Richard, 1989).

Dans un premier temps, nous évaluerons l'apport de la datation des macrorestes terricoles à la détermination de l'âge au ^{14}C des premiers sédiments organiques accumulés dans certains lacs gaspésiens et bas-laurentiens. Nous ferons ensuite état des résultats obtenus sur des sédiments de lacs échantillonnés expressément pour vérifier nos hypothèses touchant la valeur des dates préalablement disponibles plus vieilles que 11 000 ans BP. Nous proposerons enfin une mise à jour cartographique touchant la déglaciation de la Gaspésie. Bien qu'elle soit schématique et sans doute encore provisoire,

nous en dégagerons les principales implications paléoclimatiques, paléophytogéographiques et archéologiques.

L'ES TECHNIQUES ET LA MÉTHODOLOGIE

Les lacs choisis sont isolés ou situés à la tête d'un réseau hydrographique ; ils sont généralement petits (2-5 ha), la plupart du temps de forme circulaire ou elliptique, sans affluent important, souvent drainés par un petit ruisseau. Les sédiments lacustres furent tous échantillonnés à l'aide d'un carottier à piston modifié de type Livingstone (1955) muni de tubes cylindriques d'une longueur d'un mètre et d'un diamètre de trois (Lebus et David, 1977) ou cinq centimètres (notre équipe) ; ils furent prélevés dans la zone centrale des lacs, à partir d'une embarcation solidement ancrée ou de la surface gelée, tôt au printemps. Les sédiments furent conservés en chambre froide à 5 °C, examinés et décrits. Pour les lacs échantillonnés par notre équipe, de une à cinq carottes des mêmes couches basales furent prélevées et la perte au feu des sédiments (à 600 et à 1000 °C ; modifiée d'après Dean, 1974) a été effectuée pour évaluer la teneur en matière organique et en carbonates.

La datation a porté soit sur la matière organique totale, soit sur des macrorestes végétaux aquatiques ou terricoles. Dans tous les cas, on a cherché à dater les tout premiers sédiments organiques ou les tout premiers macrorestes végétaux lacustres ou terricoles postglaciaires accumulés dans les lacs. C'est la teneur en matière organique qui fut le facteur limitant la datation des échantillons de gyttja silto-argileuse ; pour les macrorestes de mousses aquatiques ou de plantes terricoles, c'est leur présence en quantité suffisante qui a présidé au choix des horizons à dater. La capacité de dater de faibles quantités de carbone organique a varié avec le temps et selon les laboratoires. Les données touchant les datations sont fournies dans les tableaux I et II.

Dans les régions récemment déglacées où le substrat rocheux est constitué de roches sédimentaires paléozoïques

TABLEAU I

Dates basales des sédiments lacustres en Gaspésie (d'après Veillette et Cloutier (1993), augmenté de données inédites)

Nom du site et superficie	Latitude Nord	Longitude Ouest	Altitude en m	matériel daté	Âge BP et écart type	Numéro du laboratoire
A. Premières dates disponibles (à l'exclusion du lac Perdu = site de Ruisseau-Castor))						
Grande Tourelle 65 ha	49° 07' 50"	66° 19' 40"	425	gyttja	15 330 ± 350	QU-47
	Référence : Lebuis <i>in</i> Samson <i>et al.</i> , 1977					
Saint-Ignace 10 ha	49° 01' 30"	66° 22' 15"	275	gyttja marneuse	15 300 ± 450	GSC-1807
	Référence : Lowdon et Blake, 1979					
Ruisseau-Castor 0,5 ha <i>Perdu</i>	49° 10' 00"	66° 19' 40"	152	mousses	13 800 ± 160	GSC-1908
	Référence : Lebuis et David, 1977					
	reprise du site Ruisseau-Castor					
	Référence : Labelle et Richard, 1981					
Square Forks 3 ha	48° 34' 43"	66° 16' 04"	183	gyttja	11 000 ± 340	QU-42
	Référence : Lebuis et David, 1977					
Côté 18 ha	48° 58' 00"	65° 57' 00"	970	gyttja	9810 ± 190	GSC-1799
	Référence : Lebuis et David, 1977					
B. Autres dates répertoriées sur la carte de Veillette et Cloutier (1993), sauf la reprise du lac du Diable						
Dolbeau 3,14 ha	48° 58' 01"	65° 57' 10"	965	gyttja	11 550 ± 90	TO-1430
	Référence : Gray et Richard, inédit					
Bouliane 13,5 ha	48° 57' 00"	65° 59' 40"	992	gyttja	7710 ± 190	BETA-8267
	Référence : Guy Lortie [†] et Pierre J.H. Richard, inédit					
Diable 25 ha <i>repris en 1992</i>	48° 54' 39"	66° 07' 30"	500	gyttja	10 660 ± 150	BETA-7878
	Référence : Labelle et Richard, 1981					
	Voir le texte					
	Référence : Labelle et Richard, 1984					
Turcotte 10 ha	49° 09' 30"	65° 45' 45"	447	gyttja gyttja	9260 ± 80 10 360 ± 170	TO-4359 DIC-2165
	Référence : Labelle et Richard, 1984					
Léonard 0,2 ha	49° 12' 30"	65° 48' 45"	17	gyttja	8970 ± 140	GSC-3210
	Référence : Labelle et Richard, 1984					
Cap-aux-Os n.d.	48° 51' 35"	64° 20' 00"	259	marne	9570 ± 140	QU-841
	Référence : Allard et Tremblay, 1981					
Forillon 0,2 ha	48° 51' 08"	64° 19' 30"	326	gyttja	6730 ± 70	GSC-3019
	Référence : Richard et Morissette, inédit					
Caribou 2,6 ha	48° 05' 00"	64° 55' 25"	116	gyttja	10 000 ± 400	UQ-685
	Référence : Jetté et Richard, 1992					
Robin 7 ha	48° 03' 06"	65° 16' 00"	50	gyttja	9800 ± 80	GSC-2992
	Référence : Jetté et Richard, 1992					
Zed 25 ha	48° 08' 00"	65° 20' 30"	136	gyttja	10 170 ± 80	BETA-3926
	Référence : Labelle et Richard, inédit					
C. Autres données, publiées ou inédites						
Harriman 60 ha	48° 14' 15"	65° 50' 20"	65	gyttja	13 400 ± 270	GSC-4923
	Référence : Jetté et Richard, 1992					
Raymond 1,5 ha	48° 14' 03"	65° 50' 58"	50	gyttja macrorestes	12 000 ± 240 10 150 ± 220	GSC-4922 TO-1613
	Référence : Jetté et Richard, 1992					
Saint-Alphonse 2 ha	48° 15' 00"	65° 36' 57"	366	gyttja	7020 ± 210	TO-3755
	Référence : Labelle et Richard, inédit					
J'Arrive 2,4 ha	49° 14' 50"	65° 22' 35"	56	mousses coquilles	15 000 ± 110 12 810 ± 90	TO-1428 TO-1427
	Marcoux et Richard, 1995					
Euloge 1,2 ha	49° 14' 40"	65° 22' 20"	83	macrorestes	9730 ± 70	TO-3717
	Marcoux et Richard, 1995					
Grosses Roches 4 ha	49° 13' 15"	65° 15' 40"	244	macrorestes	8600 ± 70	TO-3751
	Richard, inédit					
Ébron 2,0 ha	49° 02' 35"	65° 53' 04"	530	macrorestes	8880 ± 70	TO-3729
	Richard, inédit					
Loutre 4 ha	48° 53' 57"	65° 20' 33"	550	gyttja	11 470 ± 140	BETA-8272
	Référence : Guy Lortie [†] et Pierre J.H. Richard, inédit. Repris en 1994 : voir tabl. II					

Les macrorestes datés sont des macrorestes de plantes terricoles (âges en italiques).

n.d. non disponible

TABLEAU II

Date basale des carottes lacustres échantillonnées en 1994

Nom du site et superficie	Latitude Nord	Longitude Ouest	Altitude en m	profondeur datées (cm)	Âge BP et écart type	Numéro du laboratoire
Square Forks	48° 34'45"	66° 16'02"	203	490-495	9940 ± 80	TO-4620
	Matériel daté : fragment de bois, <i>Betula glandulosa</i> (bractées femelles et graines), <i>Salix</i> sp. nain (rameau), <i>Carex</i> (graine) pour un poids total de 17,9 mg.					
Domi	48° 34'47"	66° 14'41"	207	785-790	9340 ± 90	TO-4617
	Matériel daté : fragment de bois, <i>Picea</i> type <i>mariana</i> (graine), <i>Salix</i> sp. nain (rameau), <i>Betula glandulosa</i> (graine) pour un poids total de 16,7 mg.					
Loutre	48° 53'57"	65° 20'33"	550	330-335	8880 ± 90	TO-4619
	Matériel daté : <i>Picea</i> type <i>mariana</i> (graine, aiguille), <i>Betula glandulosa</i> (rameau), <i>Shepherdia canadensis</i> (graine) pour un poids total de 18,2 mg.					
Cuivre	48° 57'25"	65° 33'50"	695	230-235	8900 ± 80	TO-4616
	Matériel daté : <i>Picea glauca</i> (rameau, aiguille), <i>Dryas integrifolia</i> (fragments de feuilles) pour un poids total de 15,8 mg.					
Davis	48° 58'00"	64° 38'22"	340	278,5-279,5	9030 ± 100	TO-4664
	Matériel daté : <i>Picea glauca</i> (rameau, aiguille) pour un poids total de 16,8 mg.					
Forbes	48° 46'40"	64° 47'22"	385	275-276	9050 ± 80	TO-4668
	Matériel daté : <i>Picea glauca</i> (rameau) pour un poids total de 11,0 mg.					
Triangle	48° 42'36"	65° 24'50"	465	375-380	9630 ± 60	CAMS-19241
	Matériel daté : <i>Salix herbacea</i> (fragments de feuilles), <i>Dryas integrifolia</i> (fragments de feuilles, graine) pour un poids total de 2,6 mg.					
Philibert	49° 12'40"	66° 03'10"	145	550-555	9610 ± 80	TO-4669
	Matériel daté : <i>Salix herbacea</i> (feuille), <i>Dryas integrifolia</i> (feuilles et graine), <i>Populus tremuloides</i> (rameau) pour un poids total de 17,2 mg.					
Lavoie	48° 26'17"	67° 15'32"	305	530-535	9730 ± 100	TO-4618
	Matériel daté : <i>Salix reticulata</i> (feuille), <i>Potentilla/Fragaria</i> (graine), <i>Salix herbacea</i> (fragments de feuilles, rameau), <i>Oxyria digyna</i> (fruit), <i>Polygonum viviparum</i> (bulbille), <i>Vaccinium uliginosum</i> var. <i>alpinum</i> (fragments de feuilles), <i>Taraxacum</i> sp. (graine), Brassicaceae (graine), <i>Cerastium</i> sp. (graine). Poids total : 7,2 mg.					
Cassidy	48° 07'13"	66° 34'28"	265	395-400	9800 ± 120	TO-4615
	Matériel daté : fragment de bois pesant 9,1 mg.					

contenant des carbonates anciens, la contamination du gaz carbonique dissous dans les eaux lacustres par du carbone inactif issu de ces carbonates est un phénomène bien connu et largement répandu (Lowe et Walker, 1980 ; Sutherland, 1980). Cet « effet des eaux dures » livre souvent des âges vieillis, mais dans une mesure difficile à évaluer même à partir des rapports isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$). Pour les seules régions proches de la Gaspésie, le phénomène a été observé entre autres au Nouveau-Brunswick (Mott, 1975 ; Karrow et Anderson, 1975) et en Nouvelle-Écosse (Jetté et Mott, 1989).

En datant des macrorestes (graines, feuilles, fragments de ramilles ou de bois, cônes et aiguilles de conifères, etc.) de plantes terricoles dont le carbone est présumé avoir été dérivé uniquement du CO_2 de l'atmosphère, on peut espérer obtenir des âges au ^{14}C justes, c'est-à-dire portant sur du carbone organique dont les isotopes étaient en équilibre avec l'activité isotopique du carbone atmosphérique de l'époque considérée. Sauf pour de gros fragments de bois ou pour des cônes entiers d'essences résineuses, la datation conventionnelle par mesure de la radioactivité résiduelle du carbone est

généralement impossible, en raison de la faible masse des échantillons de sédiments lacustres. L'avènement de la datation par spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules a permis de dater de très petites quantités de matière carbonée indifférenciée, ou de matière appartenant à une seule et même espèce d'organisme (Andrée *et al.*, 1986 ; Aravena *et al.*, 1992 ; Brown *et al.*, 1989 ; Peteet *et al.*, 1990 ; Lotter, 1991 ; MacDonald *et al.*, 1991).

L'APPORT DE LA DATATION DE MACRORESTES TERRICOLES DANS LA RÉGION

En Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent (fig. 1), la datation de petits macrorestes terricoles (MAC) par spectrométrie de masse à l'aide d'un accélérateur de particules (SMA) a permis, dans un premier temps, d'identifier quelques cas où la datation par mesure de la radioactivité résiduelle (MRR) de la matière organique totale (MOT) accumulée juste au-dessus des sédiments inorganiques de la base des carottes lacustres livrait des âges trop vieux de plusieurs centaines à quelques milliers d'années. Par la suite, il est devenu évident que dans

notre région, les datations conventionnelles ne livraient des résultats fiables que dans de rares cas difficiles à prévoir.

Jetté et Richard (1992) ont obtenu une différence de 1850 ans (^{14}C) entre les âges SMA/MAC et MRR/MOT pour un même échantillon à la base des sédiments du lac à Raymond, sur le plateau des Chaleurs (fig. 3b) ; l'âge SMA/MAC est de 10 150 BP (fig. 4, tabl. I). Pour un même échantillon situé 270 cm plus haut dans cette carotte d'une longueur totale de 10,32 m, la différence s'établissait à 480 ans (^{14}C). Manifestement, les dates obtenues sur la matière organique totale sont dans ce cas contaminées par du carbone inerte dérivé des roches carbonatées omniprésentes dans la région. Ce résultat indique en outre que la date basale MRR/MOT de 13 400 BP (tabl. I) obtenue au lac Harriman, situé à moins d'un kilomètre du lac à Raymond (fig. 3b), doit aussi être trop vieille de près de 3000 ans (^{14}C) puisque la corrélation palynostratigraphique a établi la contemporanéité de la gyttja basale dans les deux lacs.

À Rimouski (fig. 1), dans le cadre d'une étude archéologique (Chapdelaine, 1994), deux lacs firent l'objet d'études paléobotaniques et pollenanalytiques (Richard et Larouche, 1994). Au lac Gallant, en banlieue sud de Rimouski, des courbes de l'âge selon la profondeur des sédiments furent établies selon les deux méthodes de datation ; elles révèlent un écart de 1630 ans (^{14}C) pour ce qui est de la date basale (fig. 4) et ce, malgré l'absence de carbonates détectables par des tests à l'acide chlorhydrique dans les échantillons de matière organique totale (gyttja) soumis à la datation. L'âge s'établit donc à 9730 ± 110 BP (TO-4156).

Des écarts entre les datations par les deux méthodes ont aussi été observés dans les sédiments des lacs J'Arrive et à Euloge (Marcoux et Richard, 1995), deux lacs côtiers situés dans la partie septentrionale de la péninsule gaspésienne, près de Madeleine-Centre (fig. 1). Les données chronologiques livrées par les deux méthodes de datation ou par la datation SMA portant sur chacun des divers matériaux (gyttja, macrorestes terricoles, mousses, coquillages), bien que plus concordantes que dans le cas du lac Gallant, n'en montrent pas moins des écarts importants atteignant 2190 ans (^{14}C) pour les sédiments de la base du lac J'Arrive (tabl. IC, fig. 4).

Au lac Dolbeau situé sur le plateau des monts McGerrigle au pied du mont Jacques-Cartier (fig. 3b), seule la date basale (SMA/MOT) ne concorde pas avec les autres (MRR/MOT) (fig. 4, tabl. IB), paraissant anormalement vieillie de près de 2000 ans (^{14}C). L'âge minimal des sédiments organiques y est donc estimé à 10 000 ans BP. Le lac occupant une alvéole sculptée dans des roches granitiques, l'anomalie ne s'explique pas simplement par l'apport de carbone mort, les roches carbonatées étant sises loin et à plus faible altitude.

Dans la même région, au lac du Diable (fig. 3b), sur le flanc est du mont Albert (Labelle et Richard, 1989), la date basale MRR/MOT de 10 660 BP (tabl. I, fig. 4) sur de la gyttja silteuse échantillonnée en 1980 s'est révélée aussi trop vieille. En effet, cinq carottes basales supplémentaires furent échantillonnées au printemps de 1993 ; l'analyse pollinique, l'étude du contenu macrofossile et la détermination de la perte au feu (600 et 1000 °C) ont permis la corrélation avec les

sédiments de 1980. La datation SMA des macrorestes terricoles bouleverse totalement la chronologie de la séquence sédimentaire (fig. 4) puisque la date basale s'établit maintenant à 9260 BP sur des niveaux palynostratigraphiquement inférieurs, antérieurs à ceux ayant été datés précédemment. L'écart des dates basales est donc de 1400 ans et il dépasse 3000 ans (^{14}C) pour le niveau palynostratigraphiquement attribué à la profondeur de 125 cm, dans la carotte initiale récoltée en 1980. La chronologie de l'histoire postglaciaire de la végétation dans la région du lac du Diable (Labelle et Richard, 1989) doit donc être entièrement révisée.

Enfin le lac Perdu, situé à 1 km de la côte au sud des Tourelles, à 11 km à l'est de Sainte-Anne-des-Monts (fig. 3b), a été échantillonné en 1980 puis en 1992. Il s'agit du site anciennement nommé Ruisseau-Castor (Lebuis et David, 1977 ; fig. 3a) qui avait livré un âge MRR de 13 800 BP sur des mousses basales (tabl. IA). Les résultats des datations MRR ou SMA sur diverses fractions (fig. 4, tabl. I) tendent à montrer que l'âge des premiers sédiments organiques datables se situe autour de 11 500 BP, bien que la nouvelle datation basale (MRR) ait porté sur l'ensemble des sédiments qui contenaient aussi des fragments de mousses diffus dans la masse de la gyttja. Cette conclusion est corroborée par la palynostratigraphie, par corrélation avec les zones polliniques des diagrammes des lacs J'Arrive et Euloge qui montrent l'oscillation du Dryas récent, entre 10 000 et 11 000 ans BP environ (Marcoux et Richard, 1995). Le vieil âge MRR du niveau de 450 cm (fig. 4) n'est pas expliqué.

Les cas précités confirment les enseignements livrés par d'autres études (Andrée *et al.*, 1986 ; Aravena *et al.*, 1992 ; Lotter, 1991 ; MacDonald *et al.*, 1991). La contamination des sédiments par du carbone ancien est détectée par la datation SMA des macrorestes terricoles d'un même échantillon daté aussi de manière usuelle (MRR) ou par celle d'échantillons voisins et l'examen des courbes de l'âge des sédiments selon la profondeur, selon les méthodes de datation et la nature des échantillons datés. La datation des mousses apparaît le plus souvent problématique quand l'identité de l'espèce datée n'est pas connue (MacDonald *et al.*, 1991 ; Miller, 1994). Dans notre région, certains écarts affectant les dates basales sont par ailleurs inexplicables par la seule nature du substrat rocheux local ou proximal. Quant au transport de carbonates par les glaces, cela paraît peu probable en Gaspésie en raison du caractère le plus souvent autochtone des roches meubles de surface dans la majeure partie de la péninsule (Veillette, 1988 ; Veillette et Cloutier, 1993).

Ces résultats (tabl. I), obtenus au fil des ans, permettent par induction de douter de la justesse des dates basales plus vieilles que 11 000 ans BP effectuées antérieurement en d'autres sites de la Gaspésie (fig. 3), à partir de la datation usuelle (MRR) de la matière organique totale ou de restes de mousses aquatiques dans les sédiments lacustres. Dans les Appalaches, toutes les dates basales MRR ou qui ne portent pas sur des macrorestes terricoles deviennent donc aussi suspects (Mott, 1977).

La chronologie de la déglaciation de l'intérieur de la Gaspésie résumée par les cartes de Dyke et Prest (1987b et c) (fig. 2) s'appuie essentiellement sur les toutes premières

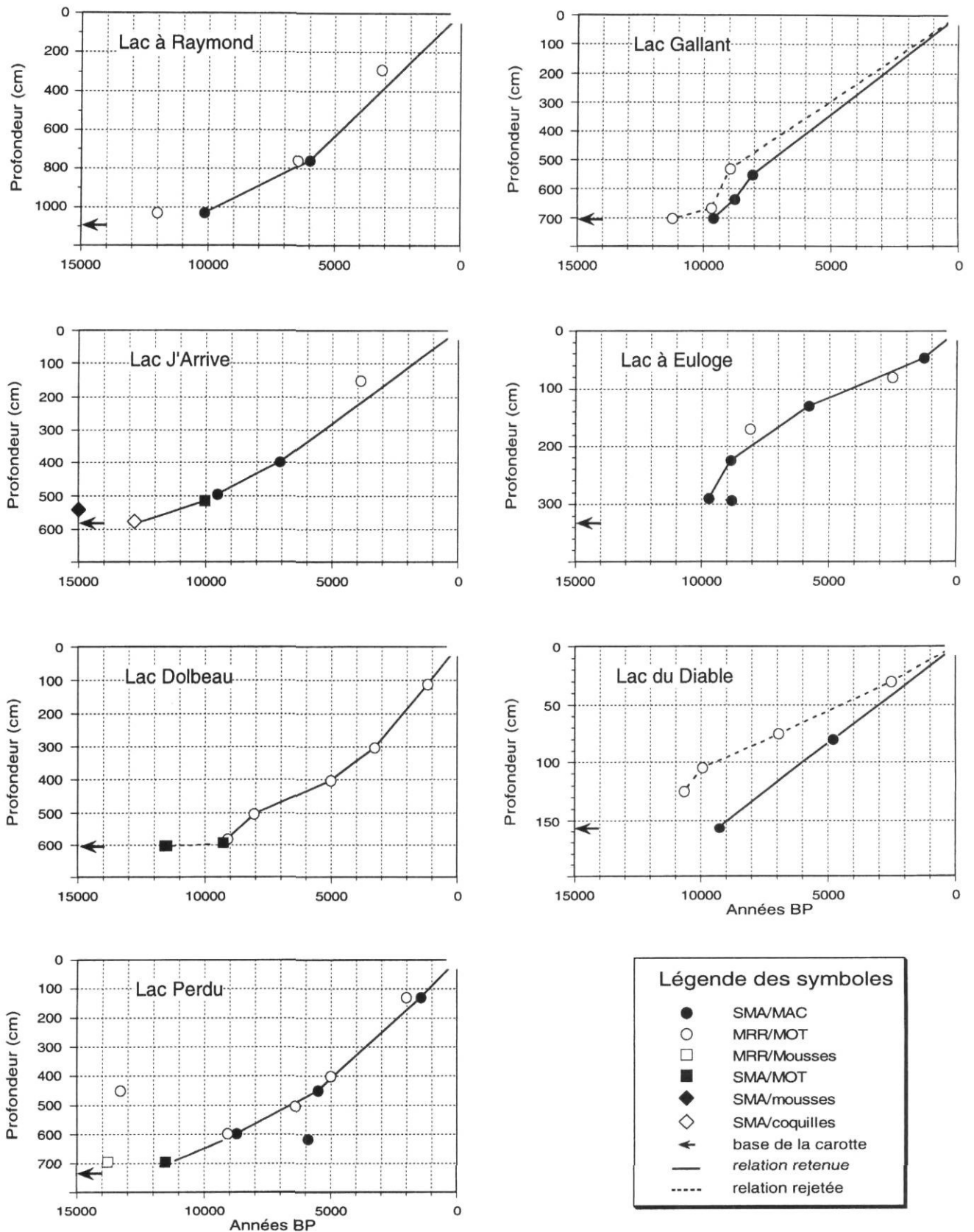


FIGURE 4. Courbes de l'âge selon la profondeur de divers sites lacustres gaspésiens et bas-laurentiens.

Age-depth curves of various sites on Gaspé Peninsula and in the Lower St. Lawrence region.

dates basales disponibles (fig. 3a), et sans doute sur des données plus récentes mais qui n'infirmaient pas les premières dates obtenues, parmi celles connues en 1986 (tabl. I). Les plus vieilles de ces dates (fig. 3, tabl. I) furent toutefois rejetées par David et Lebluis (1977) et Dyke et Prest (1887a) en tant qu'âges minimaux pour la déglaciation du nord de la Gaspésie. En 1992, les plus vieux âges minimaux pouvant être retenus pour établir la chronologie de la déglaciation au centre de la Gaspésie (Veillette et Cloutier, 1993) se situaient entre 11 500 et 11 000 ans BP (fig. 3b et tabl. I), mais le caractère vieilli des dates basales de certains lacs côtiers continuait à se révéler (fig. 3b). Restait donc à vérifier ces âges relativement anciens pour les lacs du centre de la Gaspésie, à savoir les sites de la vallée de Square Forks (Lebluis et David, 1977) et du lac de la Loutré (Guy Lortie[†]; comm. pers., 1980). Nous avons aussi veillé à échantillonner d'autres lacs répartis plus largement en Gaspésie, afin d'obtenir une banque plus représentative de dates basales pour reconstituer la chronologie de la déglaciation.

LA DATATION DES ÉCHANTILLONS RÉCOLTÉS AU PRINTEMPS DE 1994

Au printemps de 1994, l'échantillonnage des sédiments de la base de 17 lacs (fig. 5) a permis d'obtenir des dates basales pour huit sites additionnels (tabl. II) et de nouvelles dates basales pour le lac de la vallée de Square Forks et le lac de la Loutré, dont l'âge atteindrait ou dépasserait 11 000 ans BP d'après les données antérieurement acquises. Sauf le lac à Phillibert et le lac Cassidy, les sites se localisent le long de l'axe de la péninsule gaspésienne (fig. 5). La prospection par hélicoptère des régions sud-orientales du territoire dépassait malheureusement nos moyens.

La figure 6 livre la stratigraphie et les résultats de la perte au feu des sédiments des carottes basales de chacun des 17 lacs échantillonnés (fig. 5). Les niveaux ayant été examinés pour leur contenu en macrorestes terricoles, et ceux dont les macrorestes ont été effectivement datés sont identifiés le long de la colonne stratigraphique. L'examen de la

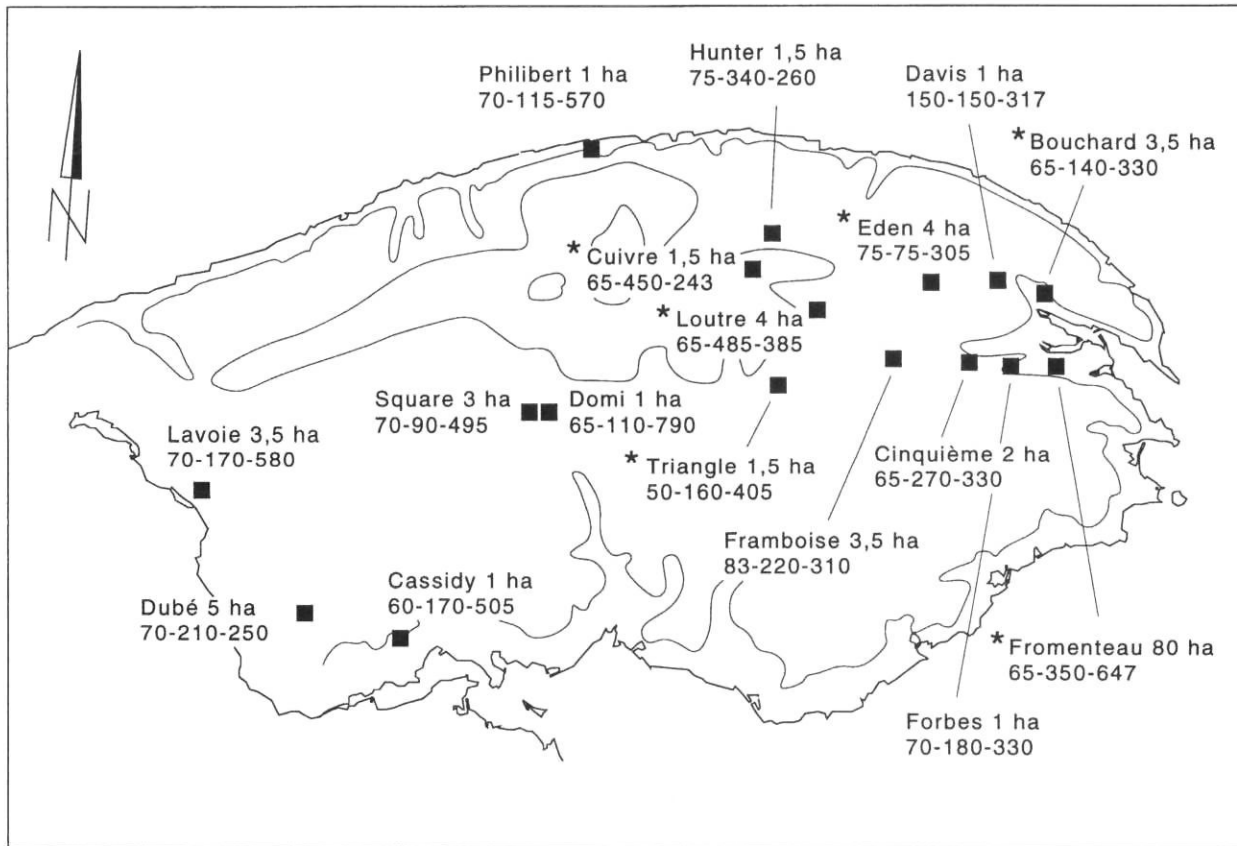
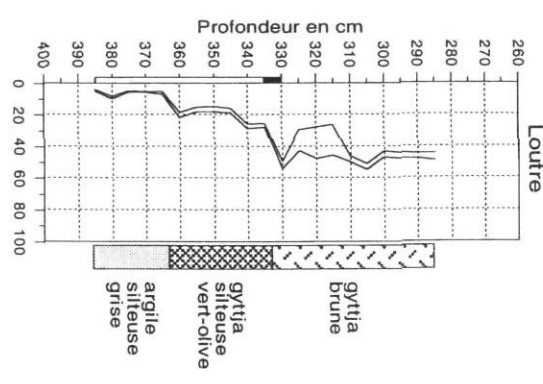
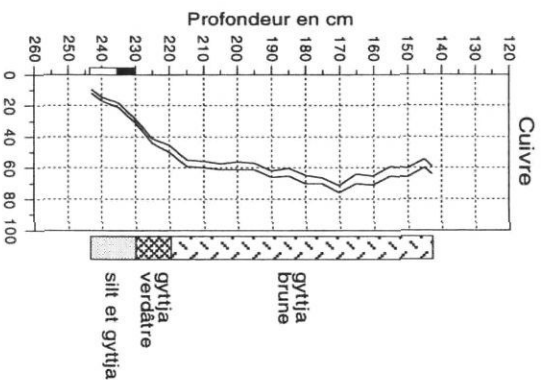
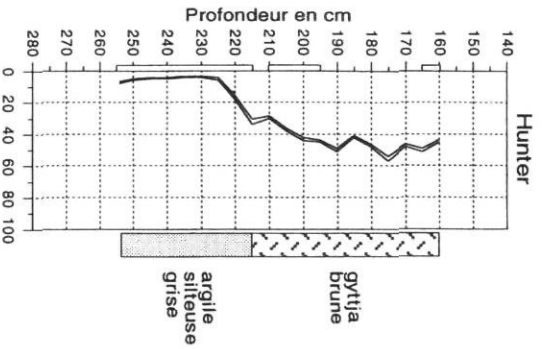
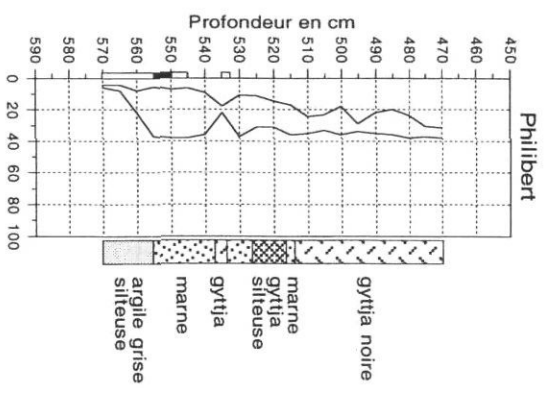
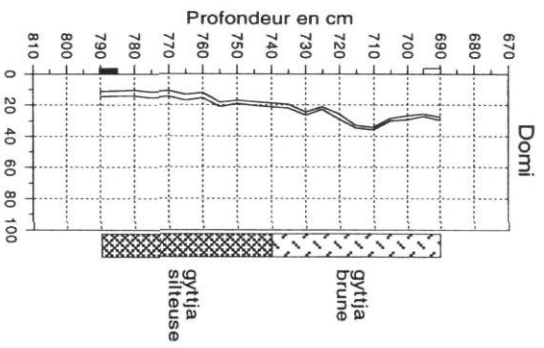
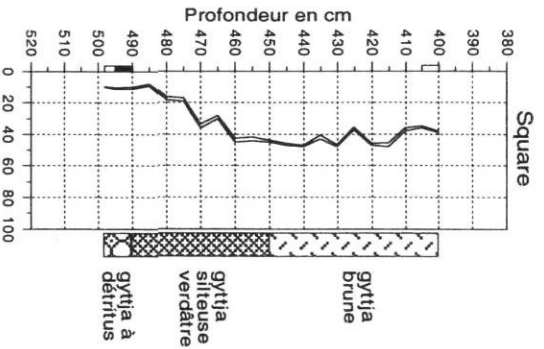
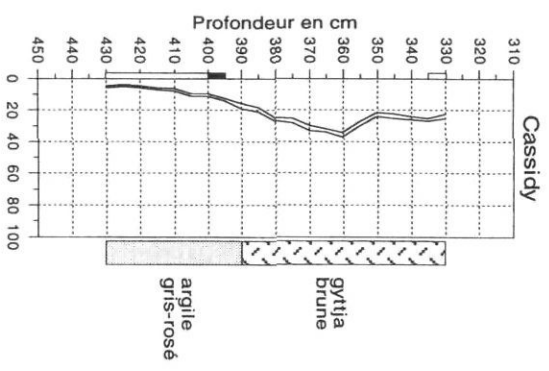
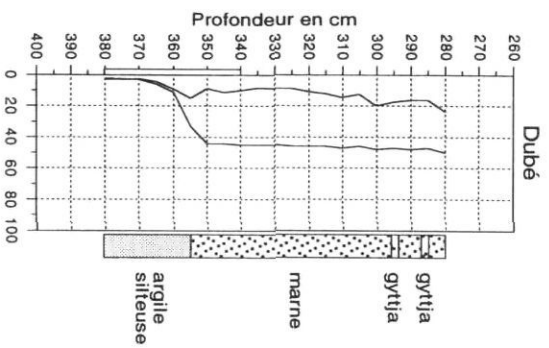
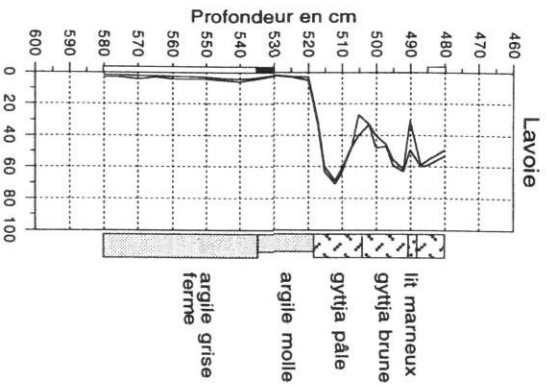


FIGURE 5. Localisation, nom et taille des dix-sept lacs échantillonnés au printemps de 1994. L'épaisseur de la glace, la profondeur de l'eau et l'épaisseur des sédiments en centimètres sont indiquées dans cet ordre sous le nom de chaque site. L'astérisque identifie les sites où un carottage supplémentaire par percussion fut effectué.

Location, name and size of the seventeen lakes sampled during spring 1994. Ice thickness, water depth and sediment thickness in centimetres are indicated in that order under each site name. The asterisk identifies sites where additional vibracore sampling was performed.



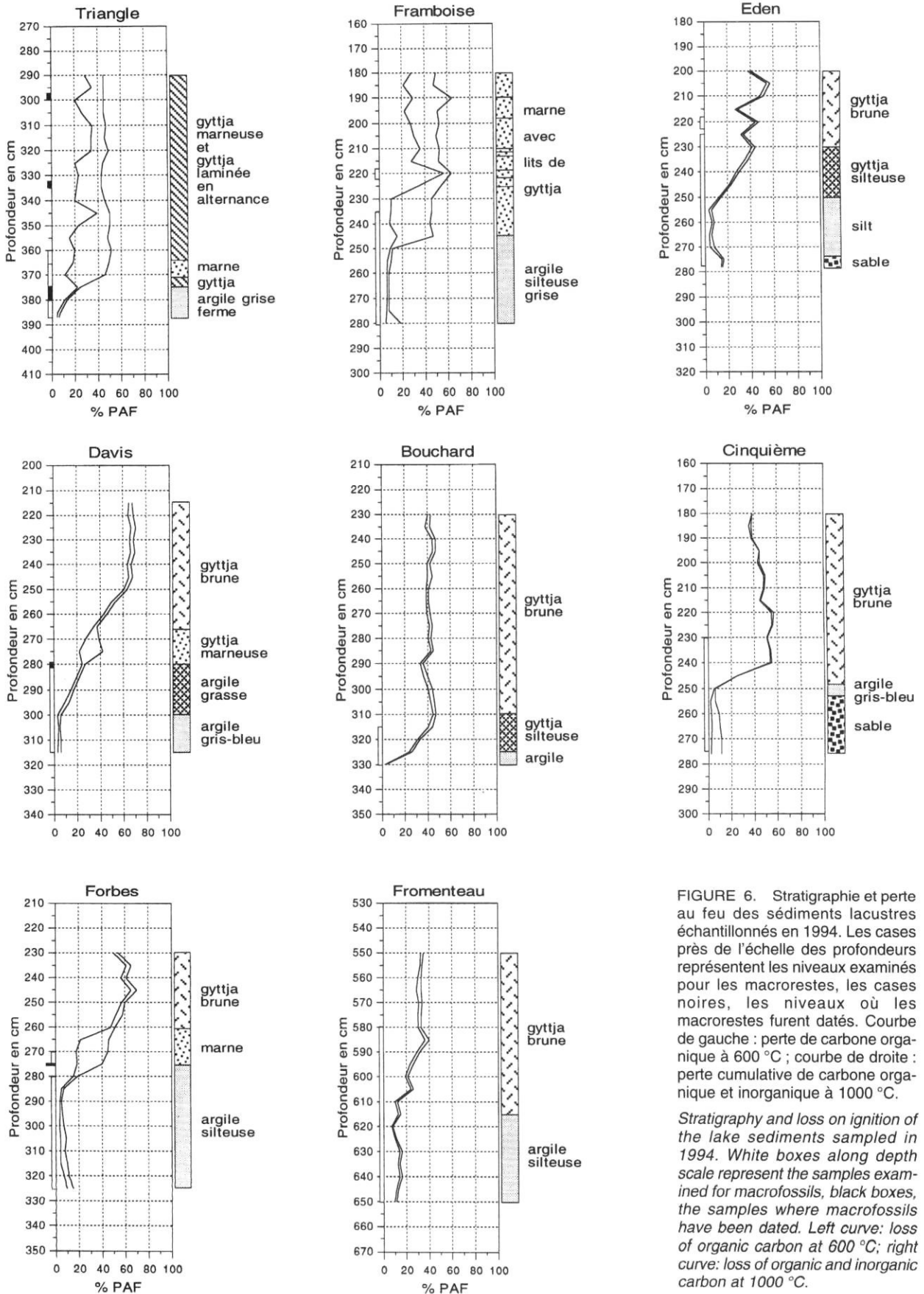


FIGURE 6. Stratigraphie et perte au feu des sédiments lacustres échantillonnés en 1994. Les cases près de l'échelle des profondeurs représentent les niveaux examinés pour les macrorestes, les cases noires, les niveaux où les macrorestes furent datés. Courbe de gauche : perte de carbone organique à 600 °C ; courbe de droite : perte cumulative de carbone organique et inorganique à 1000 °C.

Stratigraphy and loss on ignition of the lake sediments sampled in 1994. White boxes along depth scale represent the samples examined for macrofossils, black boxes, the samples where macrofossils have been dated. Left curve: loss of organic carbon at 600 °C; right curve: loss of organic and inorganic carbon at 1000 °C.

figure révèle des sédiments diversifiés et des teneurs en matière organique (perte au feu à 600 °C) et en carbonates (perte au feu à 1000 °C) variées.

Pour la détermination de l'âge minimal de la déglaciation locale, les questions suivantes se posent : 1° les tout premiers sédiments postglaciaires de chaque bassin lacustre ont-ils été effectivement récupérés dans les carottes basales récoltées ? En d'autres termes, n'est-il pas possible qu'il y ait d'autres sédiments organiques sous ceux qui ont été échantillonnés ? 2° est-ce que les macrorestes datés livrent des âges acceptables pour estimer l'âge minimal de la déglaciation, compte tenu de leur position stratigraphique et de la nature des sédiments dont ils proviennent ?

À la première question, la réponse est sans doute oui dans tous les cas où des sédiments minéraux ont été atteints sous les couches organiques. Le succès dans la récupération des tout premiers sédiments accumulés est lié à la pénétration du carottier, elle-même fonction de son diamètre, de la pression exercée sur les tiges durant le carottage et de la résistance des sédiments. Le fonçage des carottiers a été assuré par deux ou trois personnes à l'aide de trains de tiges ne dépassant pas 10 m de longueur (6,3 m, en moyenne), dans des sédiments organiques sus-jacents la plupart du temps peu compactés et relativement peu épais (4 m en moyenne ; minimum : 2,4 m, maximum : 7,9 m). Bien que nous n'ayons pas pu recourir à du tubage pour guider les trains de tiges et exercer ainsi une pression accrue sur l'appareil lors du carottage, ce sont là des conditions excellentes pour la récupération de la totalité des sédiments postglaciaires accumulés dans des petits lacs.

Des carottages par percussion (de type *vibracore*, avec moteurs à percussion Pico ou Piönjar) furent effectués parallèlement aux carottages réguliers à la sonde Livingstone dans les lacs à la Loutre, Fromenteau, Cuivre, Mont York (sédiments non conservés), Triangle, Trigone (sédiments non conservés), Eden et Petit lac Bouchard (fig. 5, sauf pour les sites Mont York et Trigone). Sauf peut-être dans le cas du lac Fromenteau, dont les résultats sont douteux en raison des mauvaises conditions météorologiques durant l'échantillonnage, ces essais n'ont pas révélé la présence de sédiments organiques sous les dépôts silto-argileux les plus profonds récupérés par le carottier Livingstone. En outre, la profondeur additionnelle de pénétration des sédiments inorganiques fut le plus souvent limitée à quelques décimètres (maximum : 1 m). En conséquence, nous sommes certains d'avoir récupéré la totalité des premiers sédiments organiques postglaciaires accumulés dans les lacs échantillonnés. En tout état de cause, il est sûr que notre effort d'échantillonnage fut, partout, au moins aussi efficace que celui des équipes dont les résultats chronologiques sont cités par Lebuvis et David (1977). On ne peut pas attribuer les différences entre les dates basales du site de Square Forks (tabl. I et II), par exemple, à des différences liées au carottage.

À la deuxième question, à savoir si les macrorestes datés livrent des âges minimaux acceptables, l'examen de la figure 6 permet de répondre de manière nuancée. Bien que nous ayons choisi de petits lacs (1 à 4,5 ha ; exceptionnellement 80 ha, au lac Fromenteau), les premiers sédiments qui s'y

sont accumulés sont généralement pauvres en macrorestes, notamment en macrorestes de plantes terricoles. Même pour la datation à l'accélérateur de particules, il faut trouver des macrorestes terricoles en quantité suffisante pour que le laboratoire puisse en extraire le carbone (tabl. II). Dans certains cas, les niveaux datés se situent tout près de la profondeur maximale atteinte par le carottier (par exemple : lac Domi, lac Square ; fig. 6) ; dans d'autres, ils proviennent des sédiments lacustres fortement inorganiques de la base des carottes (Lavoie, Cassidy, Triangle ; fig. 6) ; dans d'autres enfin, ils se situent dans les premiers sédiments organiques accumulés, au dessus des sédiments inorganiques récupérés (par exemple : lac Philibert, lac Forbes, lac Cuivre ; fig. 6). Dans le cas du lac de la Loutre ou du lac Davis, nous avons dû nous résoudre à dater un niveau situé relativement haut dans les sédiments organiques (fig. 6). Dans les autres cas, enfin, nous avons dû remettre la datation à plus tard, dans l'espoir de trouver un laboratoire qui puisse manipuler couramment de très petites quantités de matériel (de l'ordre de quelques milligrammes), comme ce fut le cas pour la date basale du site Triangle. Les coûts impliqués dans la préparation de tels échantillons sont naturellement beaucoup plus élevés.

La répartition géographique des nouvelles dates disponibles est illustrée à la figure 7. Ces nouvelles dates permettent de rejeter la date basale de 11 000 ans BP pour le lac Square Forks (tabl. IA ; Lebuvis et David, 1977) et de la remplacer par un âge SMA de 9940 ans BP, corroboré par la date basale du lac Domi (9340 ans BP), un lac de kettle sis à proximité (tabl. II). La date basale de 11 470 ans BP du lac de la Loutre (tabl. IC) est aussi à rejeter, bien que la date SMA de 8880 ans BP que nous avons obtenue porte sur un niveau situé à 30 cm de hauteur dans les sédiments organiques (fig. 6). Dans ce cas, il est clair que nous n'avons pas là un âge véritablement minimal pour les premiers sédiments organiques du lac de la Loutre mais la date basale du site voisin, le lac Cuivre (8900 ans BP ; fig. 7, tabl. II), tend à le corroborer. Par ailleurs, une autre date, de 10 740 ± 230 ans BP (BETA-8271), accompagnait la date basale obtenue par Guy Lortie[†] et cette dernière provenait également de couches situées à 30 cm au-dessus de la date basale. Si on soustrait l'écart de 1860 ans (10 740 - 8880) de la date basale obtenue par Guy Lortie[†], cela permet de proposer 9610 ans BP comme âge approximatif des premiers sédiments organiques accumulés. Cet âge, certes spéculatif, est sans doute encore surestimé, la contamination étant généralement maximale à la base des sédiments (Mott, 1975). Nous pouvons donc conclure que les deux seuls sites problématiques de l'intérieur de la péninsule gaspésienne, parmi ceux datés antérieurement, présentaient effectivement des âges au ¹⁴C (MRR/MOT) trop vieux.

En tenant compte de ces données nouvelles (tabl. II) et de toutes celles disponibles, après rejet des dates contaminées (tabl. I), nous avons pu tracer la figure 8 livrant les isochrones de l'âge au radiocarbone (en années BP conventionnelles) du début de l'accumulation organique dans divers lacs ou tourbières de la péninsule gaspésienne. Le tracé des isochrones est bien sûr approximatif puisque fondé sur des

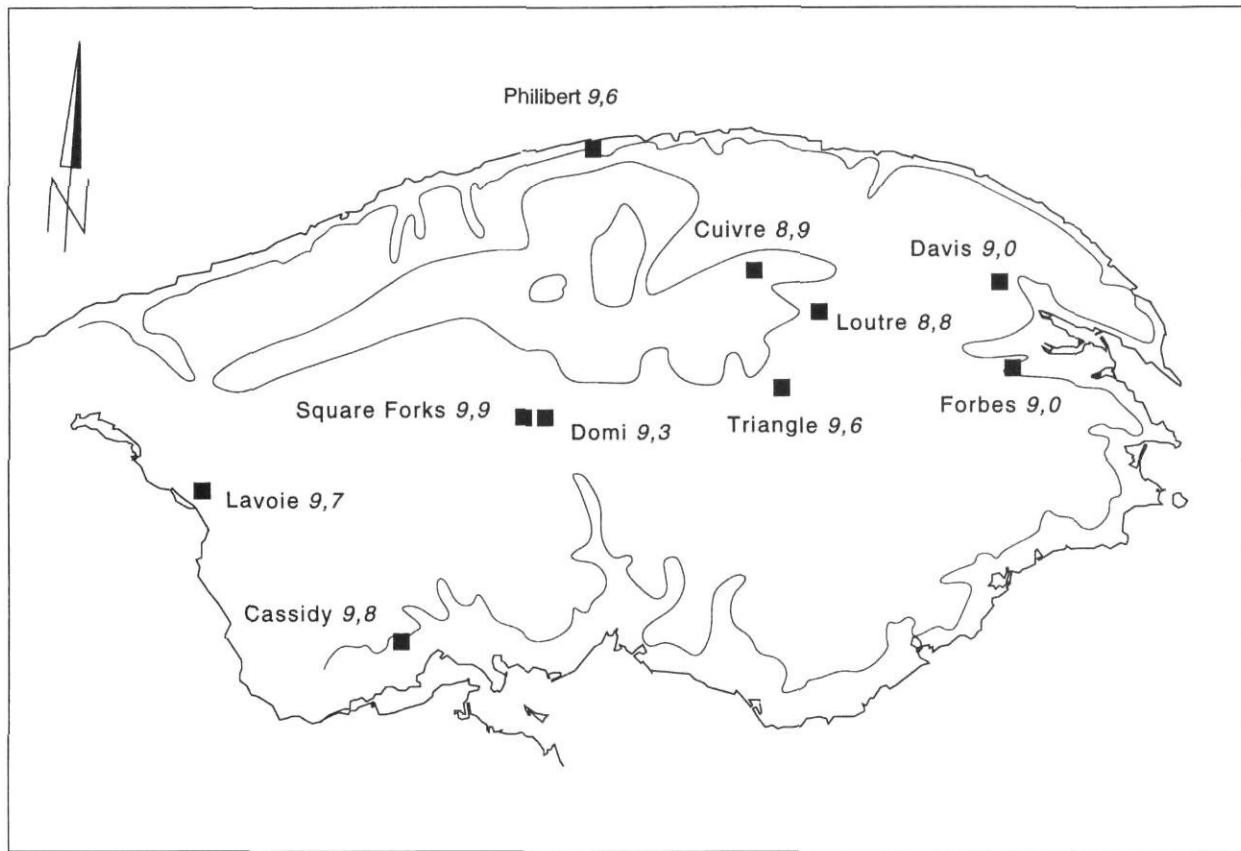


FIGURE 7. Distribution géographique des datations effectuées sur les lacs échantillonnés en 1994.

Geographic distribution of the radiocarbon dates from the lakes sampled in 1994.

données encore éparées, notamment dans les parties nord-ouest et sud-est du territoire. Toutes les dates jugées fiables en tant que dates basales furent incluses, bien que, dans certains cas, elles ne représentent manifestement pas des âges liés à la déglaciation régionale. En effet, certains bassins ont pu rester occupés par des culots de glace ou avoir été dégagés tardivement d'une glace de cirque restée active ; des lacs ont aussi pu se former tardivement par suite de changements dans le bilan hydrologique des cuvettes qui les hébergent (voir plus loin).

Dans l'évaluation des dates au ^{14}C , il faut enfin tenir compte de l'existence des « plateaux d'âge » identifiés par divers auteurs (Amman et Lotter, 1989 ; Becker *et al.*, 1991 ; Stuiver et Reimer, 1993 ; Wohlfarth, 1996). Ces plateaux s'appliquant à l'ensemble de la planète, ils affectent la précision de l'âge au radiocarbonate, que cet âge soit exprimé comme ici en années BP conventionnelles ou étalonné en années réelles, sidérales (Stuiver et Reimer, 1993). De tels plateaux chronologiques de durée variable furent identifiés autour des dates BP (conventionnelles) suivantes : 340, 925, 1750, 2200, 2500, 4150, 4500, 5070, 6200, 7500, 8000, 8200, 8750, 9600, 10 000 (Stuiver et Reimer, 1993) et 12 700 BP (Amman et Lotter, 1989). L'âge BP conventionnel correspondant à ces dates représente une gamme d'âges possibles s'étalant sur

100 à 500 années sidérales, selon l'âge et la précision analytique (l'écart type usuel des dates au ^{14}C). Ainsi, toute date proche des dates identifiées à des plateaux d'âge au radiocarbonate doit être évaluée avec prudence. Pour la déglaciation de la Gaspésie, les paliers à 8750, 9600 et 10 000 ans BP sont à considérer pour la déglaciation de l'intérieur des terres, et celui à 12 700 ans BP doit être dans l'évaluation de l'âge réel des coquilles marines pour la déglaciation côtière.

LA DÉGLACIATION DE LA GASPÉSIE

À la lumière de l'ensemble des données chronologiques aujourd'hui disponibles, la chronologie de la déglaciation de l'intérieur des terres en Gaspésie doit être entièrement révisée. Cette déglaciation des terres est toutefois tributaire, dans le contexte gaspésien, de la déglaciation générale de l'Est de l'Amérique du Nord. Elle a procédé à la fois par l'amincissement progressif des glaciers et par l'ablation de marges glaciaires le plus souvent en contact avec les eaux marines.

LA DÉGLACIATION CÔTIÈRE

En Gaspésie, la chronologie de la déglaciation estuarienne proposée par Lebluis et David (1977) reste sans doute pour

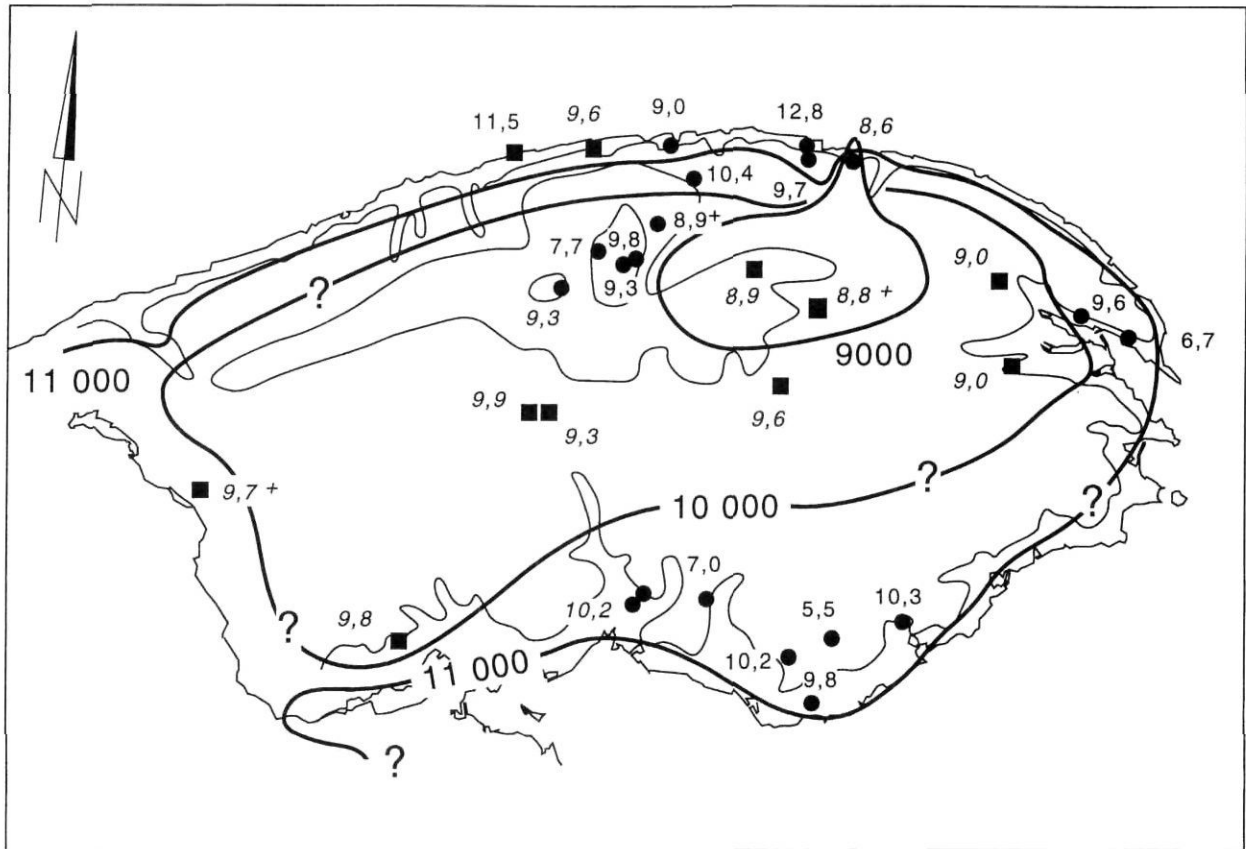


FIGURE 8. Isochrones de l'âge au radiocarbone (années BP conventionnelles) des premiers sédiments organiques datables accumulés dans les lacs et les tourbières de la Gaspésie.

Isochrones of the radiocarbon age (conventional years BP) of the datable organic sediment from lakes and bogs in the Gaspé Peninsula.

l'essentiel inchangée (fig. 2a et b). Selon le modèle initialement proposé par Lee (1962) et repris par Chauvin *et al.* (1985), les glaces appalachiennes se sont individualisées des glaces laurentiennes par la pénétration progressive de la mer dans l'axe de l'estuaire du Saint-Laurent, formant ainsi une longue baie de vélage d'icebergs s'étendant du golfe du Saint-Laurent à la région de la ville de Québec, entre 14 000 et 12 500 ans BP environ (Lasalle et Chapdelaine, 1990 ; Rappol, 1993 ; Rodrigues *et al.*, 1993). Cette vaste échancre de la marge glaciaire a dégagé la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent avant la rive nord, la glace s'attardant près du littoral en moyenne et en basse Côte-Nord du Saint-Laurent. Plusieurs sites le long du littoral nord de la péninsule gaspésienne présentent en effet des âges au ^{14}C de coquillages marins avoisinant 13 500 ans BP, pour la limite marine maximale (Lebuis et David, 1977 ; Veillette et Cloutier, 1993).

Le long du littoral nord de la baie des Chaleurs, parmi les quelque trente dates disponibles portant sur des coquillages marins, une seule date est plus vieille que 13 000 ans BP (Veillette et Cloutier, 1993). Les coquillages situés à basse altitude ont un âge compris entre 11 500 et 12 000 ans BP. Il semble donc que la baie des Chaleurs ait été progressivement libérée des glaces d'est en ouest entre 13 500 ans BP (au maximum) et 11 500 ans BP (Syvitski, 1992). Le proces-

sus s'étale ainsi sur une beaucoup plus longue durée que pour la déglaciation côtière du reste de la péninsule gaspésienne. En outre, comme pour l'estuaire du Saint-Laurent, il semble que la partie orientale de la rive sud de la baie des Chaleurs ait été libérée des glaces avant la rive nord et peu avant 12 500 ans BP selon Lamothe (1992).

La Mer de Goldthwait n'a occupé la marge gaspésienne que sur un à cinq kilomètres en raison d'un relief côtier le plus souvent abrupt (fig. 1). Les embouchures des vallées furent inondées par la mer sur une distance n'excédant pas 15 km le long de la rivière Matane ou derrière New-Richmond (Veillette et Cloutier, 1993). La limite marine maximale se situe vers 105-110 m dans la région de Matane (Dionne et Coll, 1995) ; elle occupe la cote de 68 m à Sainte-Anne-des-Monts, celle de 55 m à Mont-Saint-Pierre, et se situe à environ 37 m à Rivière-au-Renard, au nord de Forillon (Héту, 1990). Dans la partie amont de la baie de Gaspé, les niveaux marins maximaux sont situés à plus basse altitude que ceux trouvés dans la partie aval ou de part et d'autre de cette baie ; ils avoisinent en effet la cote de 30 m (Veillette et Cloutier, 1993) tandis qu'une limite atteignant 40 m fut identifiée à Forillon (Veillette, 1988). Le long de la baie des Chaleurs vers l'ouest, la limite marine passe de 38 m à Percé, à 50 m derrière New-Richmond et à 55-63 m près de Campbelton (fig. 1).

LA DÉGLACIATION DE L'ARRIÈRE-PAYS CÔTIER

La révision de la chronologie de la déglaciation à l'intérieur des terres (fig. 9) s'appuie sur les âges du début de l'accumulation des sédiments lacustres (fig. 8) qui furent retenus comme représentant des âges minimaux pour la déglaciation. Les dates basales de lacs les plus proches de la limite maximale de la transgression marine permettent d'abord de proposer que vers 12 000 ans BP, la limite des glaces gaspésiennes se situait alors très près de la côte. C'est certainement le cas le long de la côte nord de la péninsule entre Sainte-Anne-des-Monts et Grande-Vallée (sites Perdu, J'Arrive, Euloge), et le long de la baie des Chaleurs (sites Cassidy, Raymond, Robin, Caribou).

L'incorporation de coquillages marins à des diamictons attribués à des poussées glaciaires après 12 400 BP et durant l'épisode du Dryas récent (11 000 -10 000 ans BP), à l'embouchure de plusieurs rivières du nord de la Gaspésie (Chauvin, 1984 ; Héту et Gray, 1985 ; Héту, 1987 ; Veillette, 1988) et jusqu'à Forillon (Allard et Tremblay, 1981), implique d'ailleurs l'existence de glaces actives dans les vallées, glaces sans doute alimentées par de petites calottes situées sur les plateaux en amont. Entre Rivière-à-Claude (à l'ouest de Mont-Saint-Pierre) et Grande-Vallée (fig. 1), l'édification de

vastes deltas dans la Mer de Goldthwait datant de plus de 10 500 ans BP implique aussi l'existence d'abondantes eaux de fonte produites par des glaces largement étendues sur l'arrière-pays, entre 12 000 et 11 000 ans BP (Héту, 1987). Cette déduction s'applique sans doute aussi aux régions de Rimouski (Héту, 1994) et de Trois-Pistoles (Dionne, 1966, 1972 ; Locat, 1977, 1978). La date basale du lac de la Montagne Ronde, à 12 km à l'intérieur des terres au sud de Rimouski, est de 9630 ± 780 BP (TO-3753) (Richard et Larouche, 1994). Les données impliquent donc l'existence de glaces abondantes et étendues jusque vers 10 000 ans BP, dans tous les arrière-pays côtiers de la péninsule gaspésienne (fig. 9) et sans doute aussi au Bas-Saint-Laurent, au moins jusque derrière Rimouski. Lamothe (1992) propose par ailleurs une nouvelle interprétation de la déglaciation du nord du Nouveau-Brunswick selon laquelle les glaces auraient occupé le secteur nord-ouest de cette province au moins jusque vers 11 500 ans BP, ce qui implique la présence de glaces dans la basse vallée de la rivière Restigouche, à cette époque.

L'altitude de la limite marine maximale dans la baie de Gaspé étant d'au moins 10 m plus basse que de part et d'autre, le long de la côte orientale gaspésienne, Veillette et Cloutier (1993) ont proposé que des langues de glace issues

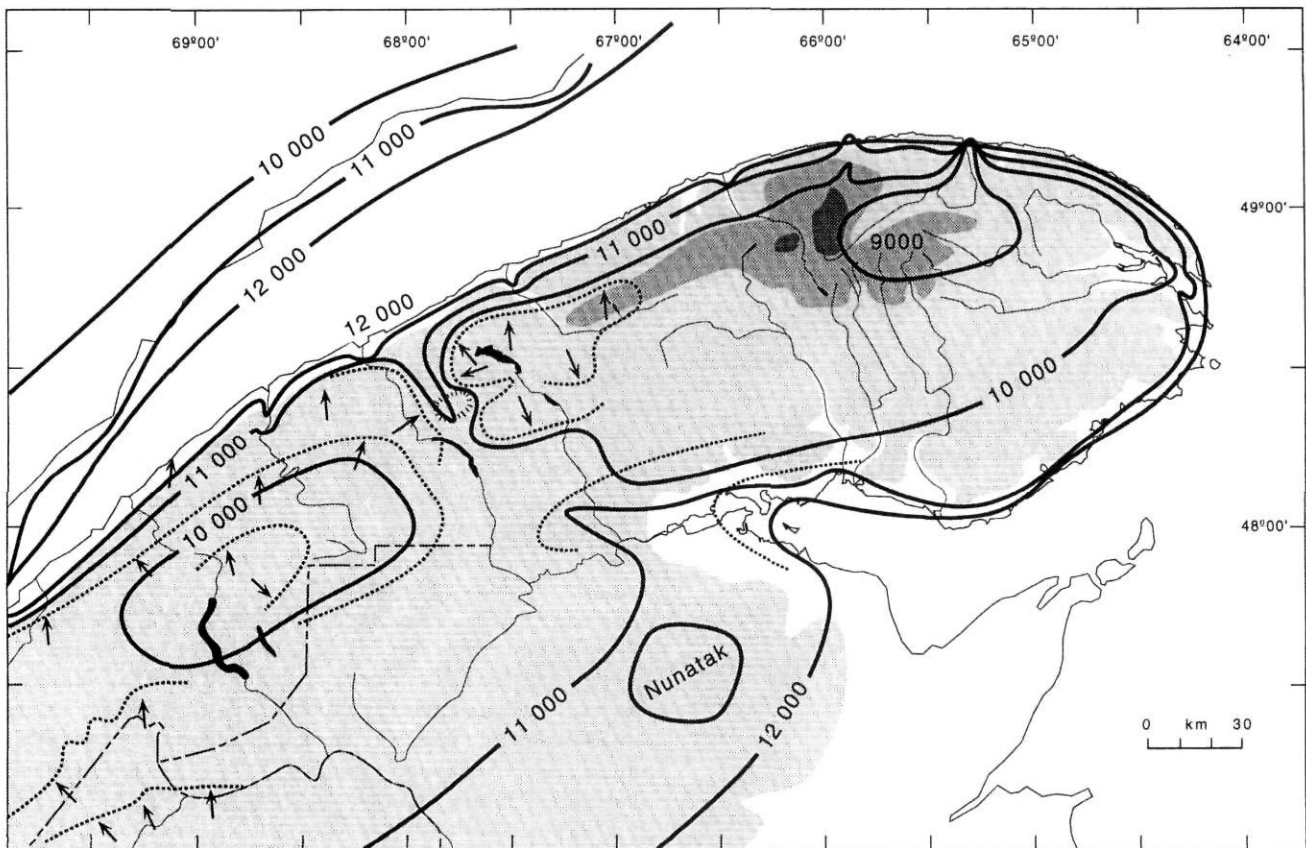


FIGURE 9. Chronologie de la déglaciation proposée pour la Gaspésie et les régions limitrophes. Les fronts (traits en pointillé) et les écoulements glaciaires associés (flèches) au Bas-Saint-Laurent et en Gaspésie occidentale sont tirés de Prichonnet (1995, fig. 28).

Proposed chronology of ice retreat over Gaspé Peninsula and coterminous areas. Ice fronts (dotted lines) and associated ice flows (arrows) in the Lower St. Lawrence region and western Gaspé Peninsula are taken from Prichonnet (1995, fig. 28).

des vallées des rivières Dartmouth, York et Saint-Jean (fig. 1) aient conflué dans la baie de Gaspé et l'aient occupé jusqu'à ce que le relèvement isostatique ait porté les terres vers 30 m d'altitude. Les données chronologiques sont insuffisantes pour établir une courbe fiable des changements du niveau marin relatif dans cette région, mais nos données sur les lacs Davis et Forbes, localisés sur les plateaux adjacents, impliquent une déglaciation survenue peu avant 9000 ans BP (fig. 8). Il est donc hautement probable que l'âge de la glace dont l'existence est postulée par l'hypothèse de Veillette et Cloutier (1993) dans la baie de Gaspé remonte à l'épisode du Dryas récent, entre 11 000 et 10 000 ans BP (fig. 9).

L'âge relativement jeune de la date basale de certains lacs situés proches de la côte mais au-dessus de la limite marine maximale (fig. 8) permet en outre de proposer que même dans ce milieu où la déglaciation fut régionalement précoce, des glaces locales aient occupé certains petits bassins versants, peut-être même à titre de glaces de cirque, jusque vers 10 000 ans BP (site du lac Philibert). Au site côtier du lac des Grosses Roches (fig. 3b), des glaces locales paraissent aussi nécessaires pour bloquer le drainage du lac vers la mer et permettre l'accumulation de plus de 5 m d'argile massive dans un plan d'eau qui devait être nécessairement plus profond et plus vaste que le lac actuel ; or, la mise en place des premiers sédiments organiques y date de 8600 ans BP seulement (tabl. IC).

LA DÉGLACIATION À L'INTÉRIEUR DES TERRES

Les dates basales des sédiments lacustres de l'intérieur de la péninsule permettent pour leur part de proposer que des glaces gaspésiennes aient aussi persisté longtemps à l'intérieur des terres, sans doute jusque vers 9000 ans BP. Il n'y a pas d'indications sûres que les glaces aient dégagé les sommets des monts Albert et McGerrigle longtemps avant 10 000 ans BP. Sur le plateau gaspésien, seul le site du lac Turcotte (fig. 8) présente un âge supérieur à 10 000 ans BP (tabl. I) ; comme il s'agit d'une date basale MRR/MOT dans une zone carbonatée, c'est donc une date sujette à caution. Rappelons que sur le plateau des monts McGerrigle, la date SMA/MOT de $11\,550 \pm 90$ ans BP (tabl. I) de la base des sédiments du lac Dolbeau fut rejetée en raison de l'écart inacceptable qu'elle entraîne avec les autres dates de la série (fig. 4).

Une hypothèse alternative mérite toutefois d'être examinée. Cette hypothèse stipule que les plateaux gaspésiens auraient été libres de glaces entre 11 000 et 10 000 ans BP, mais qu'en raison du climat très froid durant l'épisode du Dryas récent, les bassins lacustres auraient été gelés en permanence et n'auraient pas enregistré de sédiments. En conséquence, les dates basales seraient toutes postérieures au Dryas récent, ce qui est le cas (tabl. II). Si telle avait été la situation, comment alors expliquer que nous n'ayons pas obtenu de dates autour de 10 200 ans BP, marquant la fin abrupte du Dryas récent dans la région (Mayle *et al.*, 1993) ? Comment expliquer que des dates basales aussi jeunes que 9000 ans BP environ soient enregistrées dans au moins trois lacs (Cuirre, Davis et Forbes, fig. 7 et 8, et tabl. II), si les glaces étaient disparues des plateaux depuis 11 000 ans BP ? Sans parler de la nécessité de la présence de glaciers suffisamment volumineux pour alimenter les récurrences

glaciaires dans les vallées du nord de la péninsule, durant l'épisode du Dryas récent ! Non. L'hypothèse la plus probable, celle qui rend le plus simplement compte de l'immense majorité des faits est celle qui implique l'existence de glaces largement répandues sur les plateaux de la péninsule jusque vers 10 000 ans BP et jusque vers 9000 ans BP dans le secteur oriental entre Gaspé en Murdochville. Cette glace a toutefois pu être morcelée, concentrée dans les dépressions et les vallées, surtout après 10 000 ans BP.

La géographie de la déglaciation de l'intérieur des terres est difficile à reconstituer, en l'absence de formes de marge glaciaire dans la majeure partie de la péninsule gaspésienne (Veillette et Cloutier, 1993). Le problème est d'ailleurs le même au nord-ouest du Nouveau-Brunswick (Lamothe, 1992). La date basale du lac Triangle jointe à celles des lacs Square Forks et Domi (fig. 8) tendrait toutefois à montrer que la moitié méridionale de l'intérieur de la Gaspésie fut libérée des glaces un peu avant la moitié nord (fig. 9), ce qui paraît logique compte tenu de la dissymétrie du relief gaspésien.

En Matapédia, à l'ouest de la Gaspésie proprement dite (fig. 1), les travaux de Rappol (1993) et de Prichonnet (1995) livrent une géographie de la déglaciation régionale dont la chronologie reste relative mais qui, s'appuyant sur de nombreux indices d'écoulement glaciaires tardifs (stries) et sur la direction des paléo-courants des dépôts fluvioglaciaires, livre un modèle cohérent. Ce modèle montre l'individualisation de deux appareils glaciaires à 20 km à l'ouest du lac Matapédia, au droit du mont Saint-Pierre, le long d'un axe parallèle au cours de la rivière Mitis (à 7 km au nord-est) dans les monts Notre-Dame (fig. 9). À partir de cet axe, les glaces se sont retirées essentiellement vers le sud-ouest et vers le nord-est, s'attardant dans le bassin du lac Matapédia et y créant un lac proglaciaire d'une durée d'au moins 400 années varvaires (Prichonnet, 1995). La date basale du lac Lavoie (9730 ans BP ; fig. 8, tabl. I) livre un âge minimal pour la déglaciation du flanc est du bassin du lac au Saumon, à 10 km au sud-est du lac Matapédia, dans un contexte de toundra herbacée (voir les macrorestes ; tabl. II). D'après Prichonnet (1995), cette déglaciation aurait précédé la fonte finale de culots résiduels de glace à l'emplacement du lac Matapédia. Ces travaux localisent donc un des lieux de fonte finale des glaciers gaspésiens.

Dans la région de Rimouski (fig. 1), les glaces paraissent s'être attardées jusque vers 11 500 - 11 000 ans BP au moins, d'après les deltas pro-glaciaires de Neigette (Hétu, 1994), et même jusque vers 10 000 ans BP d'après la date basale du lac de la Montagne Ronde, à 12 km de la côte actuelle (Richard et Larouche, 1994). Cela tendrait à démontrer que l'individualisation de glaciers actifs ou de glaces résiduelles inactives fut relativement tardive, certainement pas avant 11 000 ans BP (fig. 9). L'appareil glaciaire bas-laurentien était sans doute associé aux glaces tardives (<11 000 ans BP) occupant la tête de la vallée de la rivière Saint-John, dans le nord du Maine (C. Dorion et H. Borns, University of Orono, Maine, comm. pers., 1995).

LA DÉGLACIATION FINALE

C'est dans la région de Murdochville (fig. 1) que les dates basales les plus jeunes ont été enregistrées (fig. 8). Cette

région semble donc constituer le lieu de la fonte finale des glaces gaspésiennes, sauf pour d'éventuels glaciers de cirque dans les régions montagneuses. Chauvin (1984), en s'appuyant sur des indicateurs lithologiques de la dispersion glaciaire a proposé, à l'instar de McGerrigle (1952) et de Brummer (1958), que la dernière phase d'écoulement glaciaire ait été associée à deux calottes glaciaires résiduelles, l'une située dans les monts McGerrigle et l'autre dans les hautes terres de Murdochville. Baron-Lafrenière (1983) a démontré l'existence d'une calotte glaciaire à écoulement radial centrée sur les monts McGerrigle. Les modèles récents de l'écoulement glaciaire tardif en Gaspésie (Charbonneau et David, 1993) étayent la localisation de ces centres de dispersion, mais ils restent muets sur la chronologie de déglaciation. Ces flux datent peut-être des changements d'équilibre des masses glaciaires résultant de la scission des glaces appalachiennes d'avec les glaces laurentiennes, entre 15 000 et 13 000 ans BP. Héty (1987) a pour sa part postulé la persistance de telles calottes de glace pour expliquer la présence de langues glaciaires au nord-est des monts McGerrigle, dans les vallées de la côte nord gaspésienne, entre 12 000 et 11 000 ans BP. Par ailleurs, la rareté des formes associées au retrait de marges glaciaires et l'absence d'érosion des vallées en V du sud de la Gaspésie indiquent que la déglaciation y a procédé surtout par amincissement, sans grands mouvements à la base des glaciers, dans la majeure partie de la péninsule, sauf aux alentours et au nord des monts McGerrigle (Veillette et Cloutier, 1993).

L'existence de dates basales très jeunes aux abords du plateau des monts McGerrigle [lac Bouliane : 7710 BP (tabl. IB, fig. 8) et lac aux Américains : même âge, par corrélation pollinique] pourrait indiquer la présence tardive de glaciers de cirque ou alors la fonte tardive de culots de glace morte dans cette zone sub-alpine. Ces hypothèses renvoient à la persistance d'épisodes au climat froid durant l'Holocène inférieur, épisodes enregistrés aussi par la végétation dans les sites côtiers du nord de la péninsule (Marcoux et Richard, 199 ; voir plus loin). Quant à la date basale de 6730 ans BP au site de la tourbière aux Orignaux, au parc de Forillon (tabl. IB, fig. 3b et 8), elle correspond sans doute simplement à l'instauration d'une phase lacustre engendrée par l'obturation des pertes au fond de cette petite dépression karstique de type doline (Davis et Davis, 1980). Il n'est toutefois pas exclu que cela corresponde à un changement paléohydrologique d'échelle régionale, à savoir l'instauration de conditions plus humides qu'auparavant.

Nos propositions de détail pour la déglaciation en Gaspésie correspondent à autant d'hypothèses qui exploitent au mieux les données existantes, à l'échelle locale ou régionale. Ces hypothèses sont totalement justifiées dans le nouveau contexte chronologique de la déglaciation de la péninsule gaspésienne dans son ensemble. En effet, à l'échelle de la déglaciation de l'est de l'Amérique du Nord, les données que nous présentons conduisent à modifier radicalement la carte de Dyke et Prest (1987c) reproduite à la figure 2 pour ce qui est de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent. Ces modifications sont illustrées à la figure 10. En comparaison avec la figure 2, elles parlent d'elle-même. Examinons-en les implications.

IMPLICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET PALÉOCLIMATIQUES : PERSPECTIVES

En l'absence d'indices du contraire, les monts McGerrigle furent sans doute couverts de glace durant tout le Tardiglaciaire (fig. 10a à 10c). La chronologie de déglaciation (fig. 9) qui se dégage de nos données (fig. 8) s'accorde maintenant avec celle des provinces maritimes, notamment pour ce qui est de l'existence de masses glaciaires actives durant l'épisode du Dryas récent (fig. 10b, c). En effet, dans la conception antérieure (fig. 2), l'absence de glace en Gaspésie pendant qu'elle persistait en Nouvelle-Écosse était pour le moins paradoxale. La synthèse de Lowe *et al.* (1994) sur le Tardiglaciaire amphi-atlantique doit donc être révisée pour ce côté-ci de l'océan. Des perspectives nouvelles sont offertes pour la reconstitution des paléoenvironnements du Nord-Est américain.

Une oscillation climatique contemporaine de l'oscillation du Dryas récent a été reconnue pour la première fois en Gaspésie aux lacs J'Arrive et à Euloge (Marcoux et Richard, 1995). Elle s'y manifeste par des variations de la densité d'une végétation de toundra herbacée, sans doute dans un contexte périglaciaire (*sensu stricto*) et de grande rigueur climatique. Au centre du Nouveau-Brunswick et dans la plus grande partie de la Nouvelle-Écosse, l'oscillation correspond à une toundra arbustive à bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*) remplaçant une pessière ouverte (taïga) tandis qu'au sud du Nouveau-Brunswick (Mayle *et al.*, 1993) et au centre-nord de la Nouvelle-Écosse, elle correspond à une ouverture de la forêt coniférienne (Cwynar *et al.*, 1994 ; Mayle et Cwynar, 1995). La révision de la chronologie de la déglaciation en Gaspésie (fig. 9) permet de mieux comprendre les traits paléophytogéographiques côtiers nord-gaspésiens. On conçoit ainsi que les arbres aient en effet mis près de 3500 ans pour atteindre les abords des lacs J'Arrive et à Euloge, vers 9300 ans BP, puisqu'ils n'ont pas pu contourner les glaces au début, et qu'ils ont dû par la suite implanter leurs populations dans des milieux côtiers étroits et inhospitaliers. L'existence d'une autre péjoration climatique inversant le processus d'afforestation, entre 9200 et 8000 ans BP, montre en outre que les conditions froides y ont persisté longtemps, au début de l'Holocène (Marcoux et Richard, 1995). Les véritables forêts côtières du littoral nord-gaspésien ne s'y sont d'ailleurs constituées que 2000 ans plus tard, vers 7250 ans BP.

L'oscillation climatique du Dryas récent fut sans doute aussi enregistrée ailleurs sur les côtes goldthwaitiennes [lac Perdu (fig. 3b) : travaux en cours ; lac à l'Ange, en Charlevoix : Richard et Labelle, 1981] et même dans une île dans la Mer de Champlain, au mont Saint-Hilaire (LaSalle, 1966 ; Richard, 1994a). Cette oscillation froide fournit un contexte favorable pour l'édification d'un glacier rocheux au contact de la Mer de Goldthwait à Mont-Saint-Pierre, dans la vallée de la rivière à Pierre (Archambault, 1992). Le réseau polygonal de fentes de gel fossile de Rimouski, formé dans les dépôts d'un delta qui avait émergé vers 11 500 - 11 000 ans BP, pourrait aussi en constituer une manifestation (Héty, 1994). En tout état de cause, il est maintenant clairement établi que les témoins gaspésiens de l'oscillation froide du

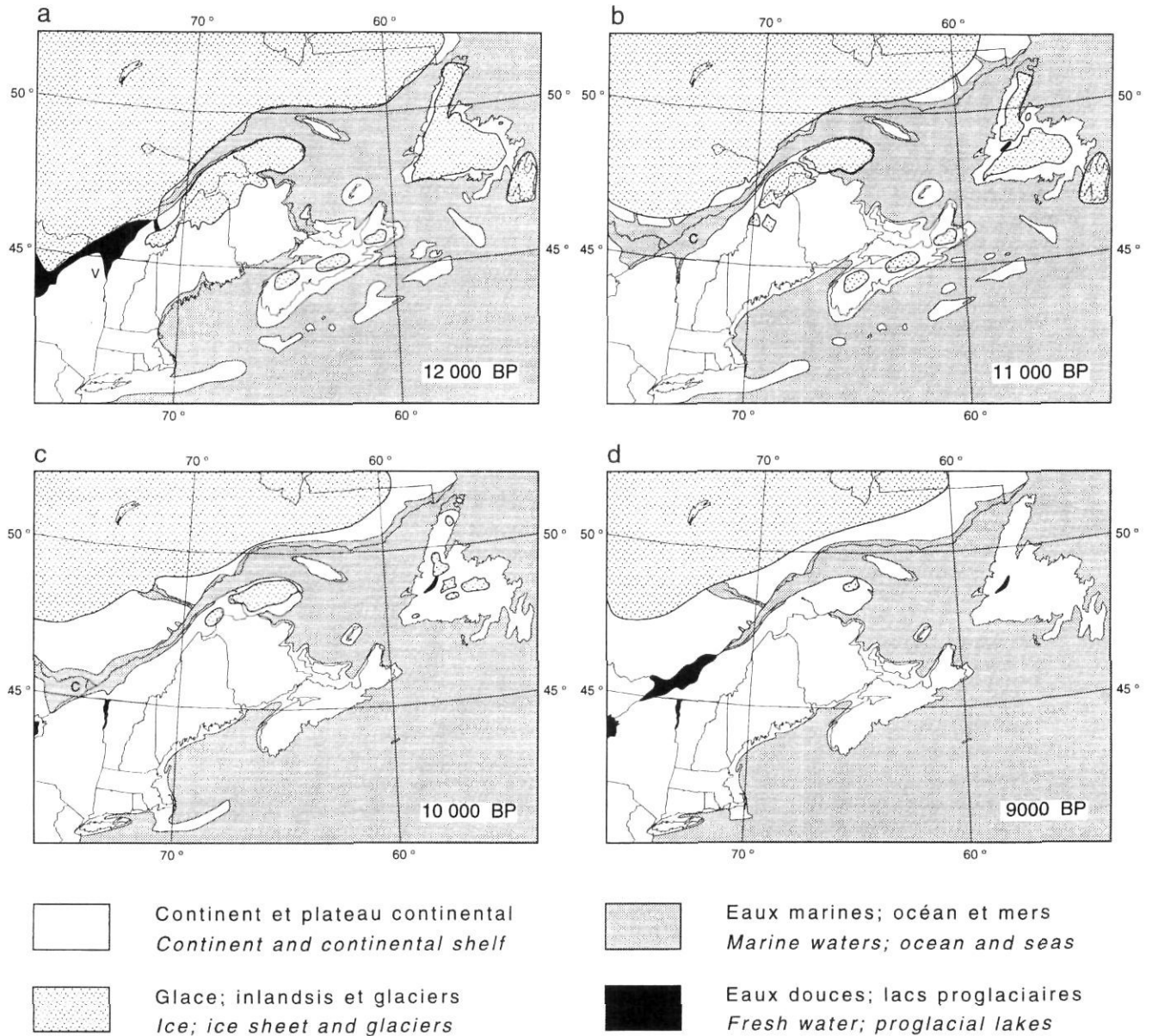


FIGURE 10. Paléogéographie de la déglaciation dans l'Est de l'Amérique du Nord d'après Dyke et Prest (1987c), révisée pour la Gaspésie et les régions limitrophes.

Paleogeography of ice retreat in Eastern North America, after Dyke and Prest (1987c), revised for the Gaspé Peninsula and coterminous areas.

Dryas récent ne seront trouvés que sur le pourtour de la péninsule (fig. 9, 10b et 10c).

La révision de la chronologie de la déglaciation de la Gaspésie livre par ailleurs des conditions limites nouvelles pour les exercices de simulation par les modèles du comportement des glaces, par les modèles de la réponse du géoïde (Peltier, 1980) et par les modèles climatiques (Peltier, 1995). Bien qu'il ne s'agisse que d'une petite région de 20 000 km² à peine, la modélisation des paléoclimats dans l'est du Canada devra tenir compte du comportement de ces masses glaciaires gaspésiennes, sans doute actives jusque vers 10 000 ans BP, et persistant jusque vers 9 000 ans BP (fig. 10). Les champs climatiques périglaciaires engendrés par

l'inlandsis durant sa phase de retrait ont probablement été influencés par les glaces gaspésiennes (Richard, 1994b). Par ailleurs, la modélisation devra sans doute réussir à reconstituer, pour la Gaspésie, des conditions suffisamment rigoureuses pour permettre l'existence de glaciers de cirque jusque vers 8 000 ans BP (lac Bouliane et lac aux Américains), et pour l'instauration d'une forêt fermée aussi tardivement que vers 7 500 ans BP (lacs à Euloge et J'Arrive).

En archéologie, la nouvelle paléogéographie est d'intérêt primordial. La chronologie glaciaire proposée fournit un contexte renouvelé pour l'établissement des populations humaines, par rapport à celui de LaSalle et Chapdelaine (1990). Si des humains se sont installés en Gaspésie et dans l'est

du Bas-Saint-Laurent avant 10 000 ans BP, ils y ont trouvé des terres étroites, coincées entre les glaces ou entre mer et glace. Les ressources qu'on pouvait y trouver étaient alors sans doute rares, sauf peut-être les ressources littorales ou marines. Malgré des pulsions climatiques plus clémentes, les conditions sont restées froides au moins jusque vers 8000 ans BP le long du littoral goldthwaitien (Marcoux et Richard, 1995 ; Richard et Larouche, 1994).

La datation des premiers sédiments lacustres postglaciaires constitue le seul outil disponible pour reconstituer la chronologie de la déglaciation dans le contexte gaspésien. Les données que nous livrons sont suffisantes pour étayer la nouvelle chronologie et pour proposer une géographie régionale du retrait des glaces, mais les travaux doivent être poursuivis. Ils doivent notamment être étendus aux régions sud-orientales et nord-occidentales de la Gaspésie, et l'ensemble du territoire mérite aussi d'être encore mieux couvert. Le Bas-Saint-Laurent doit aussi être prospecté, notamment en Matapédia.

L'utilisation des dates basales pour établir des chronologies régionales de déglaciation devrait aussi s'effectuer selon la procédure rigoureuse exposée magistralement par King (1985). Cette procédure nécessite l'établissement du taux d'accumulation sédimentaire et du taux d'accumulation pollinique du début du postglaciaire dans chaque lac étudié. Elle permet d'extrapoler une durée plausible pour les sédiments situés au-dessous de la date basale obtenue. Cela implique toutefois l'obtention d'au moins une date au radiocarbone $SM/MA/$ MAC additionnelle pour chacun des sites du tableau II (fig. 7) et l'analyse pollinique détaillée des sédiments récoltés. Bien sûr, les mêmes méthodes devraient être appliquées à ceux des sites échantillonnés en 1994 qui n'ont pas encore été datés en raison de la masse insuffisante des macrorestes terricoles qu'on y a trouvés. À moyen terme, ces données enrichiront encore nos connaissances touchant la chronologie de la déglaciation de la Gaspésie et celles portant sur la végétation et les milieux tardiglaciaires et postglaciaires.

CONCLUSION

La paléogéographie de la déglaciation de la Gaspésie est encore loin d'être connue avec toute la précision souhaitable à cette échelle, mais il est maintenant démontré que des glaces héritées de la dernière glaciation continentale persisteront longtemps sur la péninsule entre 12 000 et 10 000 ans BP (fig. 9). La révision que nous proposons pour la Gaspésie livre un contexte paléogéographique renouvelé à l'échelle régionale. À l'échelle de l'est de l'Amérique du Nord (fig. 10), elle fournit un modèle particulièrement cohérent.

Cette révision permet aussi de jeter un regard plus critique sur les documents cartographiques représentant la déglaciation. Les cartes de la paléogéographie glaciaire sont en effet périodiquement mises à jour selon les données disponibles. Mais durant leur période de vie utile, et souvent même au-delà, elles constituent des documents qui influencent plusieurs domaines de recherche. En dehors du cercle restreint de ceux qui récoltent les faits de terrain et établissent les cadres chronologiques régionaux et de celui, encore

plus restreint, de ceux qui compilent les données et en livrent une synthèse harmonieuse en tenant compte de tous les faits, il est difficile pour un non spécialiste de garder l'esprit critique face à des reconstitutions cartographiques aussi frappantes, aussi évocatrices des paysages ou de l'environnement physique du passé. En effet, les nombreuses données sur lesquelles s'appuient les cartographes ne peuvent manifestement pas accompagner les synthèses portant sur de grands espaces. Par ailleurs, la méthodologie utilisée pour tracer les limites glaciaires dans les textes d'accompagnement y est nécessairement exposée qu'à larges traits. Par force, des décisions doivent être prises touchant la localisation des glaces, décisions qui, en l'absence de données dans certaines régions, font nécessairement appel à la logique ou même à l'intuition, guidées par l'expérience. Ces contraintes doivent être admises comme nécessaires.

La carte que V.K. Prest publiait en 1969 traduisait déjà l'essentiel des traits paléogéographiques tardiglaciaires que nous proposons pour la Gaspésie, bien qu'elle n'était alors fondée sur aucune donnée chronologique touchant l'intérieur des terres. En cela, cette carte anticipait avec perspicacité sur les données chronologiques modernes. D'autres traits paléogéographiques de cette carte qui n'ont pas été repris par Dyke et Prest (1987b et c) méritent sans doute d'être évoqués. Certains sont maintenant confirmés, comme la persistance tardive de glaces à Terre-Neuve (Macpherson, 1988, 1996), en Ungava (Lauriol et Gray, 1987 ; Payette, 1993 ; Richard, 1995) et au centre du Québec (Richard, Larouche et Bouchard, 1982 ; King, 1985) ; d'autres, touchant le Tardiglaciaire, font l'objet de recherches actives : nord du Maine (C. Dorion et H. Borns, University of Maine at Orono ; comm. pers., 1995) ; d'autres enfin mériteraient d'être étudiés soigneusement : glace tardive en Estrie et en Beauce.

La reconstitution de la paléogéographie de la déglaciation est donc véritablement une démarche évolutive qui doit être soumise à la critique (Macpherson, 1988) et ouverte aux changements, selon l'avancement des connaissances (Dyke *et al.*, 1996). C'est une démarche fondamentalement heuristique, dans tous les sens du terme.

REMERCIEMENTS

Notre gratitude s'adresse d'abord à madame Nicole Morasse, qui s'est chargée des mesures de la perte au feu et qui a assuré l'analyse pollinique des sédiments sous la direction du premier auteur. Nous sommes aussi grandement redevables à monsieur Mark B. Abbott pour le traitement méticuleux qu'il a fait des petits échantillons que nous lui avons soumis pour la datation des sédiments du lac du Triangle. Nous tenons à remercier le pilote de l'hélicoptère, monsieur Michel Careau pour son adresse, son dévouement et sa participation active à l'échantillonnage. La direction du parc de la Gaspésie a autorisé l'accès au lac du Diable. L'appui de monsieur Jean-Serge Vincent, de la division des Sciences du Terrain de la Commission géologique du Canada a permis la réalisation de la mission de 1994. Ces travaux ont été financés par une subvention du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada octroyée au premier auteur. Les commentaires de monsieur Michel

Allard, rédacteur associé de la revue, de madame Nicole Carette, coordonnatrice, et d'un des deux examinateurs anonymes ont grandement contribué à l'amélioration du manuscrit. Cette publication fait partie du projet concerté Climate System History and Dynamics soutenu par le CRSNG.

RÉFÉRENCES

- Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 : 105-125.
- Ammann, B. et Lotter, A.F., 1989. Late-Glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, 18 : 109-126.
- Anderson, T.W. et Macpherson, J.B., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Newfoundland : A regional review. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 171-178.
- Andrée, M., Oeschger, H., Siegenthaler U., Riesen, T., Moell, M., Ammann, B. et Tobolski, K., 1986. ^{14}C dating of plant macrofossils in lake sediment. *Radiocarbon*, 28 : 411-416.
- Aravena, R., Warner, B.G., MacDonald, G.M. et Hanf, K.I., 1992. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quaternary Research*, 37 : 333-345.
- Archambault, B., 1992. Étude d'un glacier rocheux relique de la vallée de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie, Québec. M.Sc., géographie, Université de Montréal, 85 p. + annexe de 36 p.
- Baron-Lafrenière, L., 1983. Géomorphologie glaciaire de la région du mont Jacques-Cartier, Gaspésie. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 140 p.
- Becker, B., Kromer, B. et Trimborn, P., 1991. A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial / Holocene boundary. *Nature*, 353 : 647-649.
- Borns, H.W., Lasalle, P. et Thompson, W., 1985. Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Canada. *Geological Society of America Special Paper 197*, Boulder, 159 p.
- Brown, T.A., Nelson, D.E., Mathewes, R.W., Vogel, J.S. et Southon, J.R., 1989. Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. *Quaternary Research*, 32 : 205-212.
- Brummer, J.J., 1958. Glaciation in the northwest quarter of Holland township, Gaspé North county, Québec. *Geological Association of Canada, Proceedings*, 10 : 109-117.
- 1966. Quart nord-ouest du canton de Holland, comté de Gaspé-Nord. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-125, 108 p.
- Charbonneau, R. et David, P.P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1697-1707.
- Chauvin, L., 1984. Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie, région de Mont-Louis - Rivière-Madeleine. Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 83-19, 33 p.
- Chauvin, L., Martineau, G. et LaSalle, P., 1985. Deglaciation of the Lower St. Lawrence Region, Québec. *Geological Society of America, Special Paper 197* : 111-123.
- Cwynar, L.C., Levesque, A.J., Mayle, F.E. et Walker, I., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in New Brunswick : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 161-164.
- David, P.P. et Lebus, J., 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Quebec, Canada. *Geological Society of America, Special Paper 197* : 85-109.
- Davis, P.T. et Davis, R.B., 1980. Interpretation of minimum-limiting radiocarbon dates for deglaciation of Mount Katahdin area, Maine. *Geology*, 8 : 396-400.
- Davis, R.B. et Jacobson, G.L., Jr., 1985. Late glacial and early Holocene landscapes in northern New England and adjacent areas of Canada. *Quaternary Research*, 23 : 341-368.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 : 242-248.
- Dionne, J.-C., 1966. Le delta fini-glaciaire de la Trois-Pistoles. Planche A-13, *In Atlas régional du Bas-Saint-Laurent, de la Gaspésie et des Iles-de-la-Madeleine*. Bureau d'Aménagement de l'Est du Québec. Imprimeur de la Reine, Ottawa.
- 1972. Le Quaternaire de la région de Rivière-du-Loup/Trois-Pistoles, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Centre de Recherches forestières des Laurentides, Québec. Q.F.X. 27 : 1-95.
- Dionne, J.-C. et Coll, D., 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 363-380.
- Dyke, A.S., Dale, J.E. et McNeely, R.N., 1996. Marine molluscs as indicators of environmental change in glaciated North America and Greenland during the last 18 000 years. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 125-184.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987a. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 237-263 (avec cartes 1702A et 1703A en pochette)
- 1987b. Late Wisconsinan and Holocene retreat of the Laurentide Ice Sheet. *Geological Survey of Canada, Map 1702A* (échelle 1/5 000 000).
- 1987c. Paleogeography of northern North America 18 000 - 5000 years ago. *Geological Survey of Canada, Map 1703A* (3 feuillets comprenant onze cartons à 1/12 500 000).
- Grant, D.R., 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada, p. 421-474. *In R.J. Fulton, édit., Le Quaternaire du Canada et du Groenland*, Géologie du Canada. Commission géologique du Canada, 900 p.
- Gray, J.T. et coll., 1987. Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la péninsule gaspésienne et au Bas-Saint-Laurent. *Union internationale pour l'étude du Quaternaire, INQUA 87. Livret guide de l'excursion C-4*, 85 p.
- Hétu, B., 1987. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de Ph.D., Département de géographie, Université de Montréal, 568 p. (2 tomes).
- 1990. Le Quaternaire du Bas-Saint-Laurent, p. 21-35. *In B. Hétu, édit., L'Est du Québec. Études géographiques par les professeurs de l'Université du Québec à Rimouski*, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski, 71 p.
- 1994. Déglaciation, émergence des terres et pergélisol tardiglaciaire dans la région de Rimouski, Québec, p. 5-48. *In C. Chapdelaine, édit., Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléocécologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. *Paléo-Québec* 22, 314 p.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 1981. La déglaciation fini-wisconsinienne du golfe du Saint-Laurent aux montagnes Chic-Chocs, p. 88-105. *In J.T. Gray et al., édit., Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires*. *AQUA et CANQUA, Excursion et colloque en Gaspésie, Québec, 23-29 août 1981*, 166 p.
- 1985. Le modèle glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 47-66.
- Jetté, H. et Mott, R.J., 1989. Palynostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la région du lac Chance Harbour, Nouvelle Écosse. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 : 27-38.
- Jetté, H. et Richard, P.J.H., 1992. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation en Gaspésie méridionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 : 273-284.
- Karrow, P.F. et Anderson, T.W., 1975. Palynological study of lake sediments profiles from southwestern New-Brunswick, discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12 : 1808-1812.
- King, G.A., 1985. A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation : Application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 163-182.

- Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1981. Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 : 345-359.
- 1984. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie. *Géographie physique et Quaternaire*, 38 : 257-274.
- Lamothe, M., 1992. Pleistocene Stratigraphy and Till Geochemistry of the Miramichi Zone, New Brunswick. Geological Survey of Canada, Bulletin 433 : 58 p. + 1 carte.
- LaSalle, P., 1966. Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38 : 91-128.
- LaSalle, P. et Chapdelaine, C., 1990. Review of Late-Glacial and Holocene events in the Champlain and Goldthwait Seas areas and arrival of Man in Eastern Canada. Geological Society of America, Centennial Special Volume 4 : 1-19.
- Lauriol, B. et Gray, J.T., 1987. The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula, northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19 : 109-126.
- Lebuis, J. et David, P.P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 275-296.
- Lee, H.A., 1962. Surficial geology of the Rivière-du-Loup - Trois-Pistoles area, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 61-32, 2 p.
- Livingstone, D.A., 1955. A lightweight piston sampler for lake deposits. *Ecology*, 36 : 137-139.
- Locat, J., 1977. L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/ Trois-Pistoles, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 297-306.
- 1978. Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables-Trois-Pistoles. Ministère des Richesses naturelles, Service de l'exploration géologique, division du Quaternaire, DPV-605, 64 p.
- Lortie, G. et Richard, P.J.H., 1987. Paléoécologie lacustre et paléophytogéographie postglaciaires au Bas-Saint-Laurent, Québec méridional, Canada. Programme et Résumés du XII^e Congrès international de l'INQUA, p. 215.
- Lowdon, J.A. et Blake, W. Jr., 1979. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX. Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 57 p.
- Lowe, J.J., Ammann, B., Birks, H.H., Björck, S., Coope, G.R., Cwynar, L., de Beaulieu, J. L., Mott, R.J., Peteet, D.M. et Walker, M.J.C., 1994. Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the Last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP) : A contribution to IGCP-253. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 185-198.
- Lowe, J.J. et Walker, M.J.C., 1980. Problems associated with radiocarbon dating the close of the Lateglacial period in the Rannoch Moor area, Scotland, p. 123-137. In J.J. Lowe, J.M. Gray et J.E. Robinson, édit., *Studies in the Lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, 205 p.
- MacDonald, G.M., Beukens, R.P. et Kieser, W.E., 1991. Radiocarbon dating of limnic sediments : A comparative analysis and discussion. *Ecology*, 72 : 1150-1155.
- Macpherson, J.B., 1988. Comments on "Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet", by A.S. Dyke et V.K. Prest. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 101-102.
- 1996. Delayed deglaciation by downwasting of the northeast Avalon Peninsula, Newfoundland : An application of the early postglacial pollen record. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 201-220.
- Marcoux, N., 1993. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation près de Madeleine-Centre en Gaspésie, Québec. Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 131 p. + 34 p. d'annexes.
- Marcoux, N. et Richard, P.J.H., 1995. Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 : 79-96.
- Mayle, F.E. et Cwynar, L.C., 1995. Impact of the Younger Dryas Cooling Event upon Lowland Vegetation of Maritime Canada. *Ecological Monographs*, 65 : 129-154.
- Mayle, F.E., Levesque, A.J. et Cwynar, L.C., 1993. Accelerator-mass-spectrometer ages for the Younger Dryas event in Atlantic Canada. *Quaternary Research*, 39 : 355-360.
- McGerrigle, H.W., 1952. Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 46 : 37-51.
- Miller, G.H., Stafford Jr, T.W., Sauer, P.E. et Abbott, M., 1994. Radiocarbon dating of organic-poor arctic lake sediment. Geological Society of America Abstracts with Program, 26 : A324.
- Mott, R.J., 1975. Palynological studies of lake sediment profiles from Southwestern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12 : 273-288.
- 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 139-149.
- 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Nova Scotia : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 155-160.
- Mott, R.J., Grant, D.R., Stea, R. et Occhietti, S., 1986. Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event. *Nature*, 323 : 247-250.
- Payette, S., 1993. The range limit of boreal tree species in Québec-Labrador : An ecological and palaeoecological interpretation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79 : 7-30.
- Peltier, W.R., 1980. Models of glacial isostasy and relative sea level, p. 111-128. In A.W. Bailey, et al., édit., *Dynamics of Plate Interiors*. American Geophysical Union, Geodynamics Series 1.
- 1995. Model boundary conditions and time series of climate forcing. PAGES Workshop Report Series 95-2 : 105.
- Prest, V.K., 1969a. Retreat of Wisconsin and recent ice in North America. Geological Survey of Canada, Map 1257A (échelle 1/5 000 000).
- 1969b. Géologie du Quaternaire au Canada. Chap. XII de Géologie et ressources minérales du Canada, ministère de l'Énergie, des Mines et Ressources, série de la Géologie économique 1 : 752-852.
- Prichonnet, G., 1995. Géologie glaciaire et géochronologie postglaciaire dans la région limitrophe de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent, Québec. Commission géologique du Canada, Bulletin 488, 69 p.
- Rappol, M., 1993. Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 90-19, 28 p.
- Richard, P.J.H., 1994a. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Quebec : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 165-170.
- 1994b. Postglacial Palaeophytogeography of the Eastern St. Lawrence River Watershed and the Climatic Signal of the Pollen Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 : 137-163.
- 1995. Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP : essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 117-140.
- Richard, P.J.H. et Labelle, C., 1989. Histoire postglaciaire de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 : 337-354.
- Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec, p. 49-89. In C. Chapdelaine, édit., *Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléoécologie et archéologie d'un site de la culture Plano*. Paléo-Québec 22, 314 p.
- Richard, P.J.H., Larouche, A. et Bouchard, M.A., 1982. Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36 : 63-90.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J. et Larouche, A.C., 1989. Palynostratigraphie et chronologie du retrait glaciaire au Témiscamingue : évaluation des âges ¹⁴C et implications paléoenvironnementales. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 : 627-641.
- Rodrigues, C.G., Ceman, J.A. et Vilks, G., 1993. Late Quaternary paleoceanography of deep and intermediate water masses off Gaspé Peninsula, Gulf of St. Lawrence : Foraminiferal evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1390-1403.

- Samson, C., Barette, L., LaSalle, P. et Fortier, L., 1977. Quebec radiocarbon measurements. *Radiocarbon*, 19 : 96-100.
- Stea, R.R. et Mott, R.J., 1989. Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger *Dryas* age in Nova Scotia, Canada. *Boreas*, 18 : 169-187.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Sutherland, D.G., 1980. Problems of radiocarbon dating deposits from newly deglaciated terrain : Examples from the Scottish Lateglacial, p. 139-149. In J.J. Lowe, J.M. Gray et J.E. Robinson, édit., *Studies in the Lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, 205 p.
- Syvitski, J.P.M., 1992. Marine geology of Baie des Chaleurs. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 : 331-348.
- Veillette, J.J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord-est de la Gaspésie, Québec. *Recherches en cours*, partie B, Commission géologique du Canada, Étude 88-1B : 209-220.
- Veillette, J.J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1/250 000.
- Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the Last Termination : A review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quaternary Science Reviews*, 15 : 267-284.