

Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse
Moraines of the Algonquin massif, Ontario, Younger Dryas, and correlation with the Saint-Narcisse Moraine

Robert-André Daigneault et Serge Occhietti

Volume 60, numéro 2, 2006

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/016823ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/016823ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Daigneault, R.-A. & Occhietti, S. (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), 103–118. <https://doi.org/10.7202/016823ar>

Résumé de l'article

La cartographie détaillée des moraines majeures et mineures de la région du parc Algonquin, à partir de l'interprétation de photographies aériennes à grande échelle et de levés de terrain, permet de corréler plus de 150 éléments discontinus de marge glaciaire qui peuvent être regroupés en trois alignements morainiques régionaux, nommés Algonquin I, II et III, disposés sur une bande orientée ONO-ESE d'une largeur de 20 km. Ces alignements sont antérieurs à la Moraine de Genesee, au sud-est du lac Nipissing, et aux déversements du Lac glaciaire Algonquin vers la Mer de Champlain, via les exutoires de White Partridge, Fossmill et Sobie-Guilmette. Ils sont corrélés latéralement avec les positions morainiques A, B et BC du lobe de l'Outaouais. L'alignement Algonquin III-Outaouais BC s'étend sur 250 km en Ontario. Il est associé vers l'est à la Moraine de Saint-Narcisse qui peut être suivie sur 750 km au Québec et dont l'âge se situe entre 10 700 et 10 500 BP (12,7-12,4 ka cal.). Vers l'ouest, au nord du lac Huron, il est probablement contemporain de la Moraine du lac Whiskey. Cette hypothèse permettrait de prolonger le tracé du front de l'Inlandsis laurentidien sur 400 kilomètres additionnels, pendant la halte majeure du début du Dryas récent correspondant à la Moraine de Saint-Narcisse au Québec.

LES MORAINES DU MASSIF ALGONQUIN, ONTARIO, AU DÉBUT DU DRYAS RÉCENT, ET CORRÉLATION AVEC LA MORAINES DE SAINT-NARCISSE

Robert-André DAIGNEAULT* et Serge OCCHIETTI; Département de géographie, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succ. Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3P8, Canada.

RESUME La cartographie détaillée des moraines majeures et mineures de la région du parc Algonquin, à partir de l'interprétation de photographies aériennes à grande échelle et de levés de terrain, permet de corréler plus de 150 éléments discontinus de marge glaciaire qui peuvent être regroupés en trois alignements morainiques régionaux, nommés Algonquin I, II et III, disposés sur une bande orientée ONO-ESE d'une largeur de 20 km. Ces alignements sont antérieurs à la Moraine de Genesee, au sud-est du lac Nipissing, et aux déversements du Lac glaciaire Algonquin vers la Mer de Champlain, via les exutoires de White Partridge, Fossmill et Sobie-Guilmette. Ils sont corrélés latéralement avec les positions morainiques A, B et BC du lobe de l'Outaouais. L'alignement Algonquin III-Outaouais BC s'étend sur 250 km en Ontario. Il est associé vers l'est à la Moraine de Saint-Narcisse qui peut être suivie sur 750 km au Québec et dont l'âge se situe entre 10 700 et 10 500 BP (12,7-12,4 ka cal.). Vers l'ouest, au nord du lac Huron, il est probablement contemporain de la Moraine du lac Whiskey. Cette hypothèse permettrait de prolonger le tracé du front de l'Inlandsis laurentidien sur 400 kilomètres additionnels, pendant la halte majeure du début du Dryas récent correspondant à la Moraine de Saint-Narcisse au Québec.

ABSTRACT *Moraines of the Algonquin massif, Ontario, Younger Dryas, and correlation with the Saint-Narcisse Moraine.* The systematic mapping of the major and minor moraines in the Algonquin Provincial Park area, by analyses of large scale air photos and field surveys, allows the correlation of more than 150 discontinuous elements of glacial margin which can be grouped into three regional morainic alignments as referred to Algonquin I, II and III, laid down on a 20 km wide strip oriented WNW-ESE. These morainic alignments are older than the Genesee Moraine, located southeast of Lake Nipissing, and also older than the discharges of glacial Lake Algonquin towards the Champlain Sea through the White Partridge, Fossmill and Sobie-Guilmette outlets. Laterally, they are correlated with morainic positions A, B and BC of the Outaouais lobe. The Algonquin III-Outaouais BC morainic alignment, which can be followed for almost 250 km in Ontario, is correlative to the east with the 750 km long Saint-Narcisse Moraine in Québec, dated between 10 700 and 10 500 BP (12.7-12.4 cal ka). To the west, north of Lake Huron, the above alignment is probably contemporaneous with the Whiskey Lake Moraine. This hypothesis allows to approximate the position of the Laurentide Ice Sheet margin for another 400 km in Ontario, during the major stand at the onset of the Younger Dryas in Québec, which corresponds to the Saint-Narcisse Moraine.

INTRODUCTION

Le Dryas récent (11 000-10 000 ¹⁴C BP, 12,9-11,4 ka cal. BP) représente une période marquée par un refroidissement des températures en Europe, au Groenland et en Amérique du Nord (Bond *et al.*, 1993; Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Yu et Eicher, 1998; Yu, 2000; Mangerud, 2004). Cette détérioration climatique est à l'origine du ralentissement du retrait glaciaire, de pauses et de nouvelles avancées du front glaciaire de l'Inlandsis laurentidien dans l'est du Canada (Saarnisto, 1974; Stea et Mott, 1983, 1998; Mott *et al.*, 1986; Lewis et Anderson, 1992; Occhietti, 2001; Dyke, 2004). En Ontario, au nord du lac Huron, la Moraine du lac Rawhide était jusqu'à présent associée à la marge glaciaire du début du Dryas récent (Saarnisto, 1974) tandis que la marge finale correspondrait à la Moraine de Cartier I, à 70 km plus au nord et alignée avec la Moraine de Grand Marais, localisée au sud du lac Supérieur et âgée de 10 025 ¹⁴C BP (11,6-11,4 ka cal.) (Lowell *et al.*, 1999). Au Québec, la marge précoce est représentée par des éléments glaciaires très discontinus qui précèdent la Moraine de Saint-Narcisse sur 750 km, de l'embouchure du Saguenay, au nord-est, à l'île du Grand Calumet, au sud-ouest (fig. 1; Occhietti, 2001). La marge tardive correspond à la Moraine de Mars-Batiscan, située entre 70 et 17 km plus au nord (Simard *et al.*, 2003). En Gaspésie, une calotte locale s'est maintenue (Richard *et al.*, 1997) alors qu'un glacier issu du plateau continental des Îles de la Madeleine a réavancé sur la Nouvelle-Écosse (Stea et Mott, 2001).

Entre la baie Géorgienne du lac Huron et la vallée de la rivière des Outaouais, les données sur les positions morainiques qui pourraient être reliées au Dryas récent sont fragmentaires et les interprétations, très imprécises. Dans la partie ouest du parc Algonquin, Chapman et Putnam (1984) et Ford et Geddes (1986) ont identifié un vaste complexe fluvioglaciaire et quelques tronçons morainiques. À 100 km à l'ouest d'Ottawa, une partie des constructions morainiques arquées identifiées par Barnett (1988) dans la vallée de la rivière des Outaouais est associée à la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 1; Occhietti, 2001). Cette étude a pour objectif d'identifier et de décrire les formes d'accumulation glaciaire et fluvioglaciaire entre ces deux secteurs et de les corréliser avec celles observées dans les régions de la baie Géorgienne et de l'Outaouais québécois. Ces données serviront à définir le patron de déglaciation et à vérifier l'hypothèse d'une mise en place associée à l'épisode du Dryas récent. Le tracé des marges glaciaires sur le massif Algonquin permettra également de mieux définir la chronologie des exutoires du Lac glaciaire Algonquin vers la Mer de Champlain.

RÉGION D'ÉTUDE

La région étudiée est comprise entre 45° 30' et 45° 50' N et entre 77° 30' et 79° 00' O, dans la région du parc Algonquin, en Ontario (fig. 1). Cette région du Bouclier canadien, aussi nommée massif Algonquin, représente le secteur nord-est des reliefs qui constituent l'arche de Frontenac (Poole *et al.*, 1979) et le prolongement vers le nord des hautes terres de Madawaska. Elle forme un plateau, où son altitude dépasse les 500 m dans sa partie la plus élevée, qui est incliné vers le

nord-est et disséqué dans sa partie orientale par des vallées ayant une orientation NO-SE. Cette orientation, notamment celle de la rivière Bonnechère, est attribuable à la présence des failles normales qui délimitent le graben Ottawa-Bonnechère (Kumarapelli et Saull, 1996). Au sud de la rivière Bonnechère, la faille Saint-Patrick forme un escarpement rocheux, où le dénivelé atteint 250 m. Le drainage du massif Algonquin s'effectue vers le sud-est dans ses parties orientale (rivière Bonnechère) et centrale (rivière Opeongo), et vers le nord-est dans sa partie nord (rivière Petawawa).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Des indications sur la déglaciation de la région étudiée proviennent de travaux à l'échelle du sud de l'Ontario par Chapman et Putnam (1984) et par Barnett (1992), et de ceux plus détaillés, dans le parc Algonquin, de Ford et Lall (1984), Ford *et al.* (1984), et de la synthèse de Ford et Geddes (1986). Chapman et Putnam (1984) notent la présence d'un complexe morainique dans la partie ouest du parc Algonquin, formé d'un groupe de kames associé à des épandages fluvioglaciaires, qui pourrait représenter une halte dans le retrait glaciaire.

Dans leur cartographie des dépôts superficiels à l'échelle de 1/50 000 couvrant le parc Algonquin, Ford et Geddes (1986) identifient quelques petites moraines terminales, généralement d'orientation est-ouest, ainsi qu'une zone de moraine graveleuse qui traverse le complexe morainique décrit par Chapman et Putnam (1984). Dans ce secteur, ils ont noté la présence d'un diamicton qui recouvre localement les sédiments fluvioglaciaires ou glacio-lacustres qu'ils attribuent aux fluctuations de la marge glaciaire. Ils soulignent également l'absence de lac proglaciaire d'importance dans le parc Algonquin et concluent que cette région était entièrement déglacée vers 10 400 ¹⁴C BP.

À l'est, entre Renfrew et Pembroke, Barnett (1988) propose diverses positions de la marge glaciaire et suggère que ces constructions morainiques arquées témoignent de la présence d'une glace active dans la vallée de l'Outaouais. Nous référerons à ces éléments de marge glaciaire sous l'appellation de Outaouais A à E. À l'ouest, dans la région de South River, Kor et Delorme (1990) identifient des complexes fluvioglaciaires constitués par des sédiments de contact glaciaire et des plaines d'épandage qui tapissent le fond de plusieurs vallées bordant le parc Algonquin. Plus à l'ouest, dans la région de Parry-Sound-Sunridge, les travaux de Mollard (1981) et de Kor (1991) indiquent que les dépôts de contact glaciaire pouvant traduire des pauses dans le retrait glaciaire sont rares. Selon le schéma de la déglaciation du sud de l'Ontario proposé par Barnett (1992), la région étudiée aurait été déglacée avant 11 000 ¹⁴C BP. Cette hypothèse est également reprise par Dyke (2004) dans sa synthèse portant sur la déglaciation de l'Amérique du Nord.

MÉTHODOLOGIE

Dans un premier temps, une photo-interprétation détaillée de la zone étudiée a été réalisée dans le but d'établir le patron de la déglaciation. Pour les régions couvertes par les feuilletés

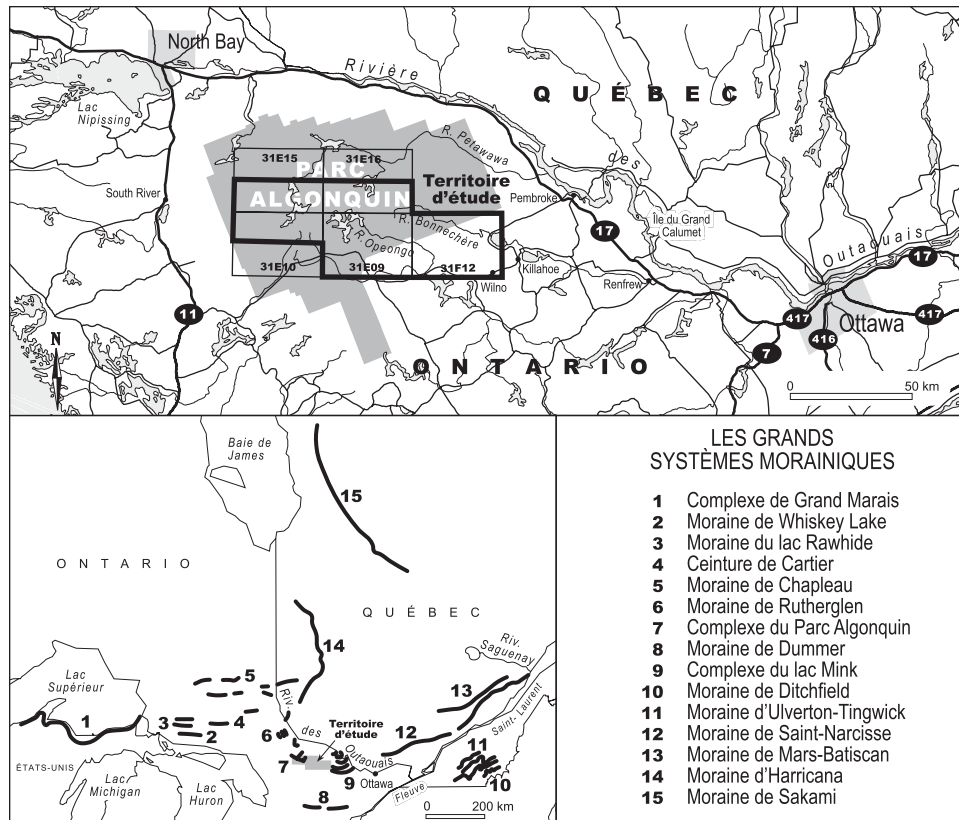


FIGURE 1. Localisation de la région étudiée et des grands systèmes morainiques du sud-est de l'Ontario et du sud du Québec.

Location of study area and major morainic complexes of southeastern Ontario and southern Québec.

topographiques 31F/12 et 31E/9, l'échelle des photos aériennes utilisées fut de 1/15 840. Toutefois, pour les feuillets 31E/10, 31E/15 et 31E/16, la seule couverture complète disponible était à l'échelle de 1/37 800, ce qui peut affecter la précision de la cartographie des éléments de petite taille, notamment les moraines mineures. Au cours de cette étape, plusieurs types d'indicateurs de la dynamique glaciaire ont été inventoriés : les moraines majeures et mineures, les formes fuselées, les eskers et les plaines d'épandage. Des vérifications sur le terrain (nature des dépôts, puissance et orientation), le long des principaux axes routiers, ont permis par la suite de valider la photo-interprétation.

Dans un deuxième temps, les photos aériennes interprétées ont été géoréférencées à l'aide du logiciel MapInfo 6.5. Les stries et les zones de moraines graveleuses identifiées par Ford et Geddes (1986) ont également été ajoutées. Ensuite, des corrélations entre les segments morainiques présentant les plus grandes similitudes quant à leur orientation et à leur position relatives ont été effectuées à l'échelle locale. Ces corrélations permettent d'identifier les positions probables du front glaciaire. Également, les positions les mieux marquées (selon la longueur et la densité des segments morainiques) ont été regroupées afin de définir un patron de déglaciation à l'échelle régionale. Celui-ci permet de reconstituer l'orientation et la position relative des principaux fronts glaciaires successifs. Finalement, des corrélations entre les positions des fronts glaciaires du massif Algonquin et celles des régions avoisinantes ont été établies.

La chronologie des événements est présentée en années ¹⁴C BP. Compte tenu de la forte distorsion des âges ¹⁴C par rapport aux âges en années étalonnées (calendaires) qui affecte en particulier le chron du Dryas récent, ces âges sont aussi présentés en années calendaires. Les raisonnements touchant la durée des épisodes et l'estimation des taux de retrait se feront en années calendaires. Le programme CAL.5 (version 2005; Stuiver et Reimer, 1993) est utilisé pour convertir les âges ¹⁴C en années calendaires BP, exprimées en ka cal. Les âges ¹⁴C proviennent principalement de la compilation de Dyke *et al.* (2003) qui a appliqué une correction de réservoir uniforme de 800 ans aux âges des coquilles marines. Cependant, les âges obtenus à partir de coquilles marines et de gyttja comportent de fortes incertitudes liées aux effets de réservoir local (ΔR), très variables dans le bassin de la Mer de Champlain (Hillaire-Marcel *et al.*, 1979; Terasmae, 1980; Karrow, 1981; Clark et Karrow, 1984; Anderson *et al.*, 1985; Rodrigues et Richard, 1985; Rodrigues, 1988; Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005), et à l'influence du carbone inorganique dissous (Karrow et Anderson, 1975; Mott et Farley-Gill, 1981; Richard *et al.*, 1997).

ÉLÉMENTS DU MODELÉ GLACIAIRE

MORAINES

À l'échelle régionale, la majorité des moraines frontales se localisent à l'intérieur d'une zone d'une vingtaine de kilomètres de largeur qui s'étend sur près de 125 km entre la région de Wilno, au sud-est, et celle du lac Burntroot, au nord-ouest

(fig. 2). À l'intérieur de cette zone, les moraines majeures et mineures forment des accumulations discontinues et parallèles dont l'orientation est principalement ONO-ESE. Elles témoignent du retrait progressif vers le NNE d'un front glaciaire généralement régulier. Cependant, les moraines ne sont pas distribuées uniformément dans toute cette zone : elles sont localisées principalement dans des bassins ou des vallées (voir l'agrandissement du secteur A de la fig. 2, fig. 3). Ailleurs, sur les interfluves, les moraines sont rares et de petites dimensions et on y observe surtout une mince couverture de till d'ablation. D'est en ouest, les moraines sont plus abondantes dans les secteurs de Wilno et des lacs Shirley, Opeongo et Burntroot (fig. 2).

Le secteur de Wilno comprend le complexe morainique le plus vaste, soit environ 250 km² (fig. 2-3). Il est localisé dans une dépression topographique inclinée vers le nord et délimitée par la courbe de niveau de 304 m (1 000 pieds). Dans sa partie sud, près du village de Wilno, ce complexe est formé d'une série de moraines majeures composées d'une ou de plusieurs crêtes parallèles orientées ONO-ESE. Ces moraines sont parfois dissymétriques, le rebord proximal étant plus abrupt. Localement, des chenaux d'eau de fonte incisent ces

accumulations fluvioglaciaires dont les plus étendues mesurent entre 0,5 et 5 km de long, 0,3 et 2 km de large et ont une hauteur maximale observée de 10 m. Elles sont constituées principalement de sédiments grossiers stratifiés (galets et blocs). Des lentilles de till de fusion ont été observées localement, par exemple dans une gravière située à 20 km à l'ouest de Wilno. Dans sa partie nord, près du lac Round, ce complexe morainique est composé de moraines mineures dont l'orientation NO-SE est parallèle à l'axe de la vallée de la rivière Bonnechère. Ce changement dans l'orientation des moraines montre que le relief a été un facteur important dans la mise en place des corps fluvioglaciaires. Les moraines mineures ont une longueur inférieure à 500 m, une largeur de quelques dizaines de mètres et une hauteur maximale observée de 4 m. Elles sont constituées principalement par un diamicton sableux riche en blocs sub-anguleux.

À l'est du lac Shirley, dans une vallée d'orientation nord-sud délimitée par la courbe de niveau de 426 m (1 400 pieds), une trentaine de moraines mineures parallèles ont été identifiées. Elles marquent le retrait progressif, sur une distance de 15 km, d'une marge glaciaire légèrement convexe vers le sud (voir l'agrandissement du secteur A de la fig. 2, fig. 4). Ces

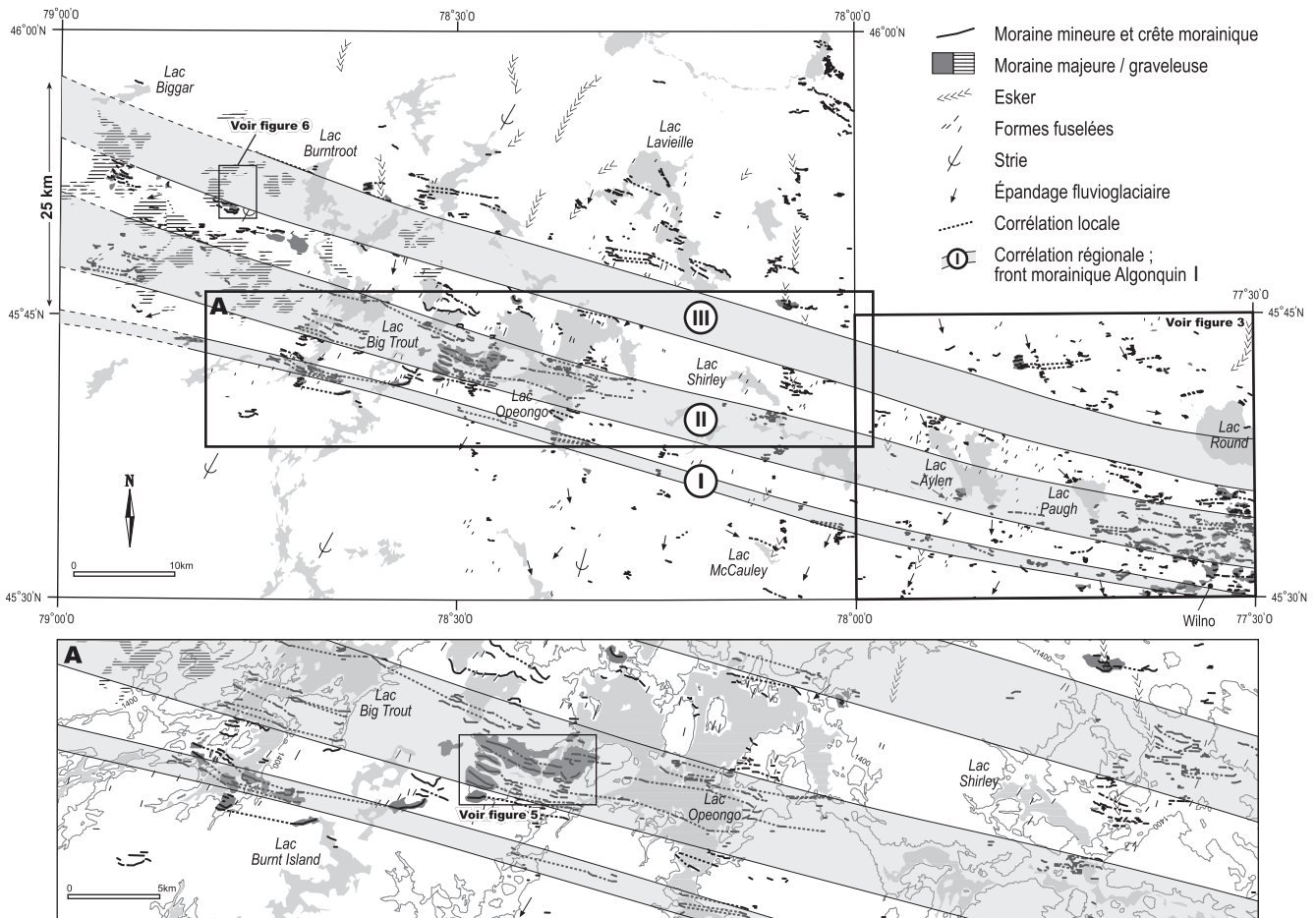


FIGURE 2. Éléments du modelé glaciaire et position des fronts glaciaires dans le massif Algonquin.

Glacial features and ice-front positions in the Algonquin massif.

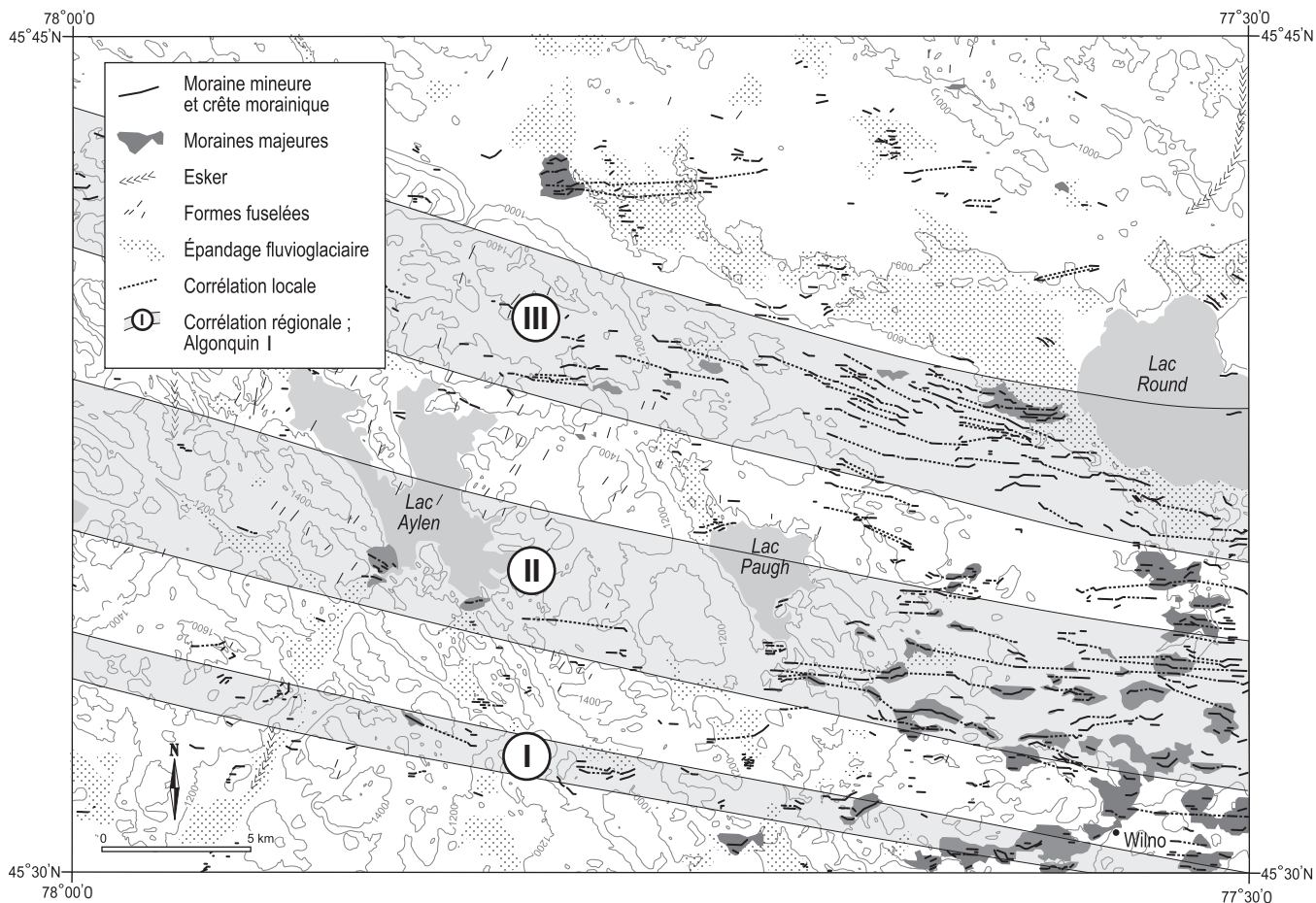


FIGURE 3. Complexe morainique de la région de Wilno et du Lac Round. *Morainic complex near Wilno and Round Lake.*



FIGURE 4. Succession de crêtes parallèles d'une hauteur approximative de 2 m, constituées de sable et de gravier grossiers et cartographiées comme des moraines mineures dans la région du lac Shirley (photographie prise vers le sud-ouest).

Succession of parallel ridges of approximately 2 m high, made up of coarse sand and gravel, and mapped as minor moraines, in Lake Shirley area (picture taken towards the SW).

moraines montrent une orientation généralement est-ouest, perpendiculaire aux segments d'esker adjacents. Leurs dimensions sont comparables à celles situées près du lac Round.

Dans le secteur à l'ouest du lac Opeongo, une dizaine de crêtes morainiques majeures parallèles, orientées ONO-ESE, forment un complexe morainique qui s'étend sur 16 km² (voir l'agrandissement du secteur A de la fig. 2, fig. 5). Comme dans la région précédente, les segments morainiques occupent une dépression délimitée par la courbe de niveau de 426 m. Quelques-unes de ces crêtes morainiques apparaissent sur la carte de Ford et Bajc (1984). Le profil transversal de ces moraines est plutôt évasé. Leur longueur maximale est de 4 km et leur largeur moyenne, de près de 400 m. Tout comme dans le complexe de Wilno, le côté nord des accumulations est parfois abrupt et des chenaux d'eaux de fonte incisent les dépôts fluvioglaciaires. Latéralement, ces moraines majeures passent à des moraines mineures.

Dans la région du lac Burntroot, on observe un complexe de dépôts fluvioglaciaires composé de kames et d'épandages

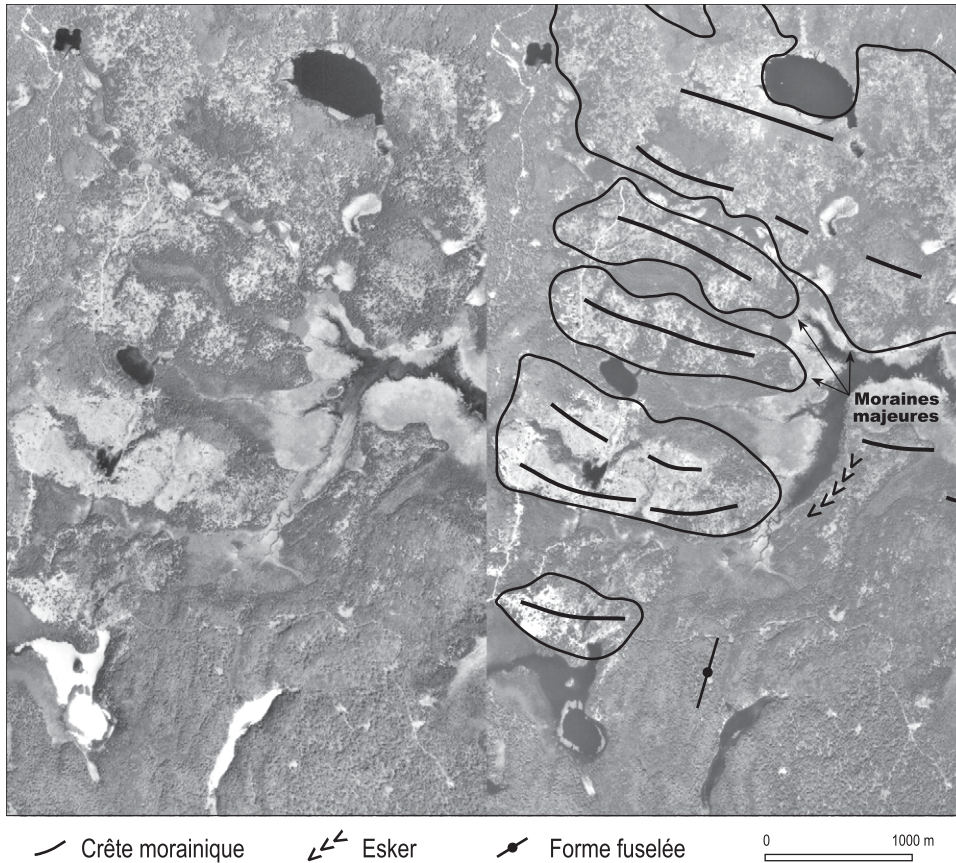


FIGURE 5. Éléments du modelé glaciaire dans la région située au sud-ouest du lac Opeongo.

Glacial landforms in the area located southwest of Lake Opeongo.

(Chapman et Putnam, 1984). Il est décrit par Ford et Geddes (1986) : « *A northeast-southwest trending belt of kames, eskers and related features sweeps across the area from Carl Wilson Lake to southwest of Portage (Burntroot) Lake. Roughly perpendicular to the trend of this large complex is a major zone of gravelly moraine that stretches from area of Biggar lake to Big Trout lake* ». Cette dernière zone morainique correspond à une couverture de till d'ablation, souvent sans expression topographique particulière, qui résulterait de la stagnation d'une masse glaciaire isolée du front glaciaire en retrait (Geddes et McClenaghan, 1983).

Les dépôts de contact glaciaire de cette région sont localisés principalement dans les vallées, sous l'altitude de 426 m, tandis qu'une couverture de till d'ablation occupe les interfluvés (fig. 2). Dans les vallées, les dépôts de contact glaciaire se présentent généralement sous la forme de crêtes d'orientation ONO-ESE, que nous interprétons comme des moraines de retrait, associées à des épandages fluvioglaciaires. Ces derniers, comme les chenaux d'eau de fonte dont la longueur peut atteindre 3 km, témoignent de l'écoulement des eaux vers l'OSO. Ces moraines indiquent des positions successives occupées par la marge glaciaire lors de son retrait en direction du NNE (fig. 2, 6). La longueur de ces segments morainiques varie généralement entre 200 et 1 000 m.

ESKERS ET PLAINES D'ÉPANDAGE

Les eskers sont généralement constitués d'une seule crête discontinue dont l'orientation la plus fréquente est NNE-SSO, perpendiculairement aux accumulations morainiques décrites précédemment (fig. 2). Les eskers sont localisés essentiellement dans les dépressions du socle rocheux et indiquent que l'épaisseur de la glace devait être réduite au moment de leur formation. Entre le secteur du lac McCauley, au sud, et celui du lac Shirley, au nord, des segments d'esker, constitués parfois de trois ou quatre crêtes, sont présents sur 45 km. Ils représentent probablement des accumulations diachroniques mises en place près de la marge glaciaire au cours de la déglaciation.

Les plaines d'épandage sont localisées principalement au sud des premières accumulations morainiques identifiées ainsi que dans plusieurs vallées situées à proximité du complexe morainique de Wilno (fig. 2-3). Elles suggèrent un écoulement des eaux de fonte vers le sud, sauf dans la vallée de la rivière Bonnechère où leur écoulement s'est effectué vers l'ESE. Dans ce dernier secteur, les eaux de fonte ont construit le plus vaste épandage fluvioglaciaire de la région (environ 55 km²).

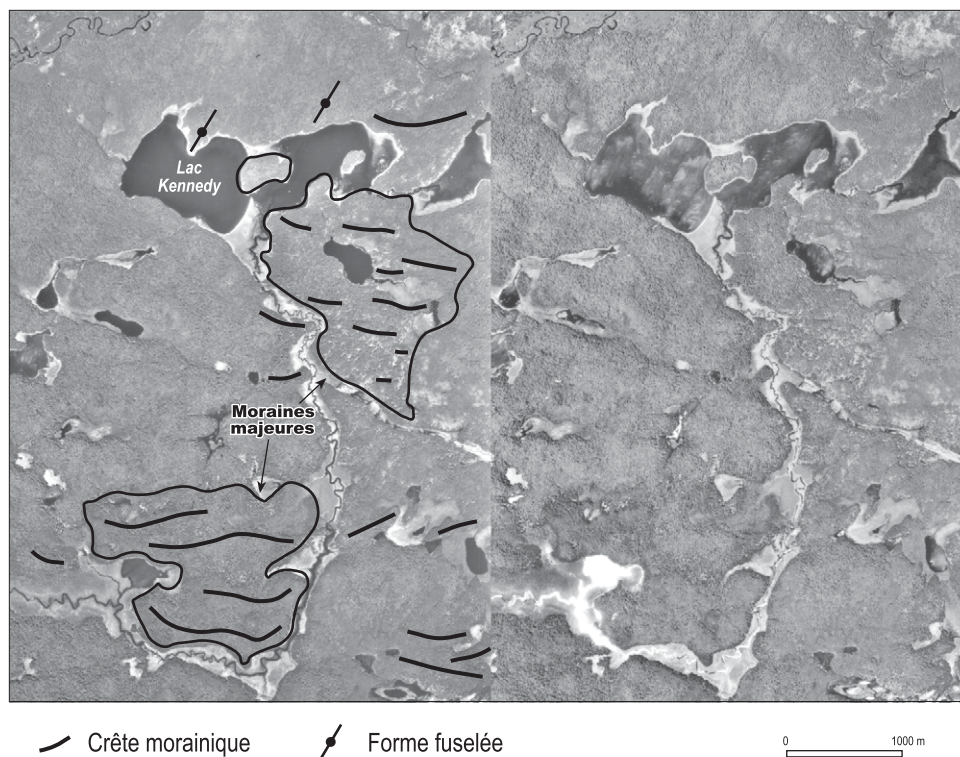


FIGURE 6. Éléments du modelé glaciaire dans la région située à 7 km à l'ouest du lac Burntroot.

Glacial landforms located 7 km west of Burntroot Lake.

FORMES FUSELÉES ET STRIES

Les formes fuselées consistent principalement en des drumlins rocheux et des traînées morainiques derrière abri (*crag and tail*) (fig. 2). Ils ont une longueur moyenne de 300 m et une largeur de quelques dizaines de mètres. On les observe un peu partout sur le territoire, mais plus particulièrement sur les collines plus élevées du secteur oriental situées à 20 km à l'ouest du lac Round. Leur orientation est constante sur l'ensemble du territoire étudié et similaire à celle des stries mesurées par Ford et Geddes (1986). Ces observations témoignent d'un écoulement glaciaire relativement constant vers le SSO, y compris durant la déglaciation.

CORRÉLATIONS LATÉRALES

CORRÉLATION À L'ÉCHELLE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Les corrélations à l'échelle locale des segments morainiques présentant une orientation identique ont permis d'identifier les positions les mieux marquées du front glaciaire (fig. 2). Au total, plus de 150 témoins de marge glaciaire de longueur variable ont été identifiés sur l'ensemble de la région. Les plus longs, ceux du complexe morainique du lac Opeongo, atteignent 17 km. L'espacement entre les formes de marge glaciaire est variable : quelques dizaines de mètres pour les moraines majeures situées près du village de Wilno, 250 m pour les moraines mineures à l'ouest du lac Round, 200 m pour celles du lac Shirley, entre 400 et 500 m pour les moraines majeures des lacs Opeongo et Burntroot. Ces formes de terrain permettent de reconstituer les positions suc-

cessives du front glaciaire en recul vers le NNE. Ce front était globalement rectiligne et orienté ONO-ESE, parallèlement à la marge nord du massif Algonquin.

La densité, la répartition spatiale et l'orientation des éléments de marge glaciaire identifiés à l'échelle locale permettent de proposer des corrélations à l'échelle régionale. Ces éléments se regroupent selon trois zones parallèles, avec une orientation ONO-ESE, qui sont interprétées comme des positions de stabilisation plus importantes de la marge glaciaire (fig. 2). La position la plus méridionale, nommée axe morainique Algonquin I, s'étend de la région au sud du lac Big Trout, à l'ONO, jusqu'au sud du village de Wilno, au SSE. Plus au nord, une seconde position régionale du front glaciaire (axe morainique Algonquin II) regroupe les accumulations morainiques les plus étendues de la région, c'est-à-dire celles situées immédiatement au nord de Wilno, celles du complexe morainique du lac Opeongo, ainsi que les premières moraines associées au complexe morainique du lac Burntroot. Enfin, encore plus au nord, une dernière zone (axe morainique Algonquin III) englobe les crêtes morainiques de taille plus réduite observées à l'ouest du lac Round, celles à l'est du lac Shirley, ainsi que les dernières moraines associées au complexe du lac Burntroot. Dans la partie ouest de la région étudiée, les fronts morainiques ainsi reconstitués recoupent les zones de moraines graveleuses identifiées par Ford et Geddes (1986). Ces zones morainiques, couvertes par une nappe de till d'ablation plus ou moins épaisse où émergent quelques rares bourrelets morainiques, sont attribuées à la fonte de glace stagnante. Elles ne permettent pas de définir avec précision la configuration de la marge glaciaire lorsque

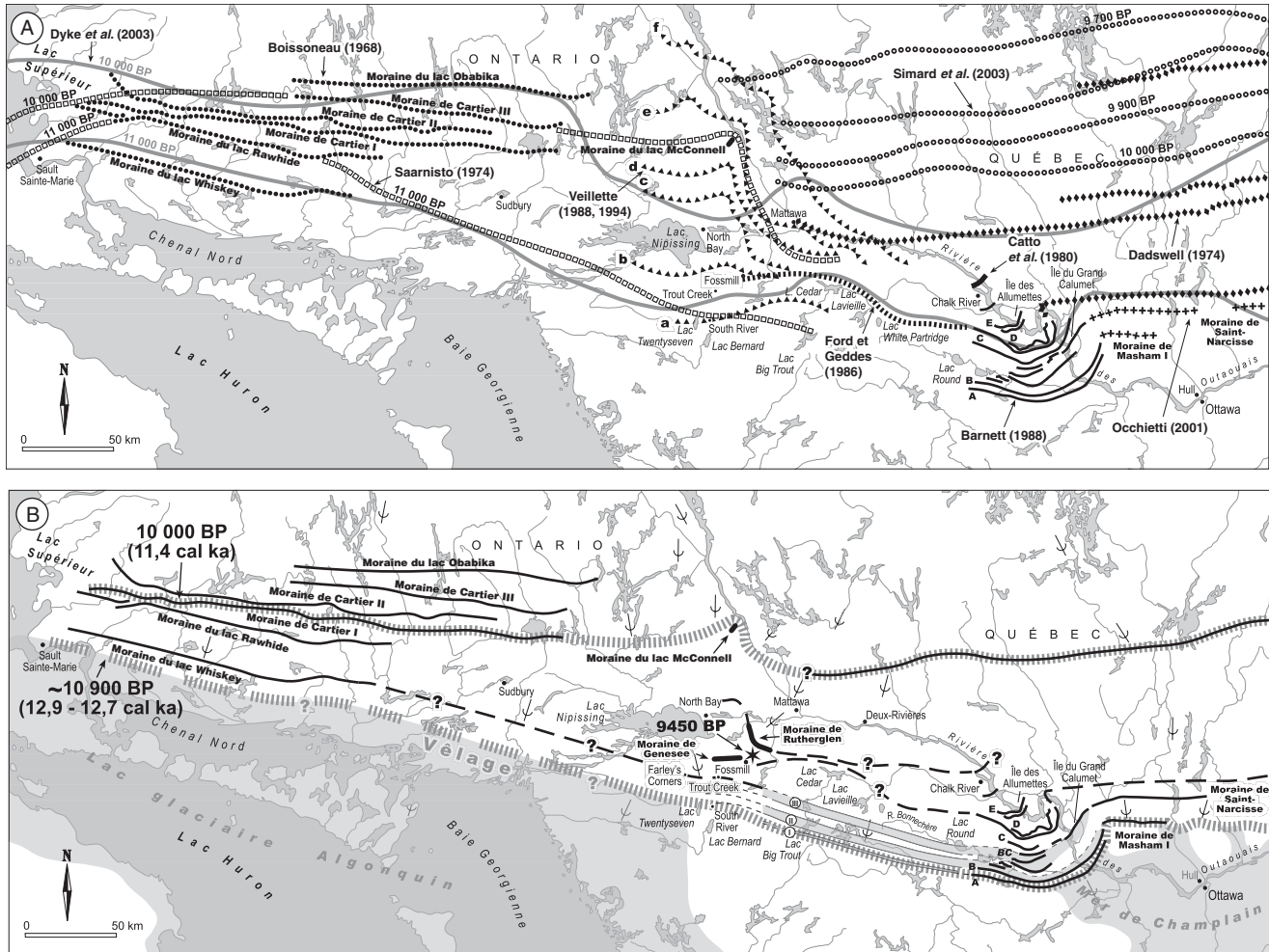


FIGURE 7. (A) Positions du front glaciaire proposées par divers auteurs entre le lac Huron et l'ouest du Québec, entre 11 000 et 9700 BP (13-11 cal ka). Les limites de Saarnisto (1974) étaient associées au Stade Algonquin et au Dryas récent. Les positions de Veillette (1988) sont associées aux exutoires suivants : (a) South River, (b) Fossmill, (c) Sobie-Guillemette (Sobie-Guillemette outlet, Rutherglen Moraine phase de Harrison, 1972), (d) lac Mink, (e) Deux-Rivières-Bissett Creek, haut niveau et (f) Deux-Rivières-Bissett Creek, bas niveau. (B) Positions suggérées du front glaciaire dans le massif Algonquin et leur corrélation latérale. Les positions en trait plus épais sont associées aux limites du Dryas récent régional (10 900-10 000 BP, 12,9-11,4 ka cal). Les directions générales de l'écoulement glaciaire sont basées sur les relevés de stries de Prest et al. (1968), Harrison (1972), Ford et Geddes (1986), Barnett (1988) et Veillette (1996).

(A) Ice front positions from various authors for the area between Lake Huron and western Québec, between 11 000 and 9700 BP (13-11 cal ka). The glacial limits of Saarnisto (1974) were associated with the Algonquin Stadial and Younger Dryas. The ice front positions of Veillette are associated with the following outlets : (a) South River, (b) Fossmill, (c) Sobie-Guillemette (Sobie-Guillemette outlet, Rutherglen Moraine phase of Harrison, 1972), (d) Mink Lake, (e) Deux-Rivières-Bissett Creek, high level and (f) Deux-Rivières-Bissett Creek, low level. (B) Suggested ice front positions in the Algonquin massif and lateral correlation. Ice front positions identified by a larger dashed line are associated with the regional Younger Dryas limits (10 900-10 000 BP, 12,9-11,4 cal ka). Ice-flow directions are based on striations from Prest et al. (1968), Harrison (1972), Ford and Geddes (1986), Barnett (1988) and Veillette (1996).

les bourrelets morainiques sont absents. Toutefois, les stries glaciaires et les eskers de ce secteur confirment un écoulement glaciaire vers le SSO, ce qui est cohérent avec les alignements morainiques définis dans le reste de la région.

POSITION RELATIVE DES AXES MORAINIQUES DU MASSIF ALGONQUIN

L'analyse des cartes de la géologie du Quaternaire des territoires situés autour de la région étudiée montre que

l'orientation générale de l'écoulement de la glace sur le massif reste pratiquement la même plus au sud (voir la carte de Geddes et McClenaghan, 1984) et sur le rebord nord du massif Algonquin. Les stries glaciaires et la majorité des eskers sont orientés vers le SSO ou le sud. Les moraines sont orientées parallèlement à l'axe ESE-ONO, avec des variations locales est-ouest et rarement OSO-ENE. Le mode de retrait glaciaire sur le massif Madawaska-Algonquin est régulier.

Du côté est, par leur position et leur orientation, les axes morainiques identifiés prolongent les positions marginales de

Barnett (1988) sur le rebord oriental du massif Algonquin et, avec moins de précision, sur les basses terres de la rive droite de l'Outaouais (fig. 7). Les fronts glaciaires Algonquin I et II prolongent respectivement les positions marginales Outaouais A et B tandis que le front Algonquin III correspond aux nombreuses positions intermédiaires bien marquées entre Outaouais B et C proposées par Barnett (1988). Compte tenu de l'imprécision de la limite entre ces deux dernières, nous proposons de nommer ces positions intermédiaires Outaouais BC (fig. 7B). Ces corrélations suggèrent, pendant la phase Outaouais A-Algonquin I, la présence d'une marge glaciaire au tracé généralement régulier, orientée ONO-ESE, sur le massif Algonquin tandis qu'un lobe de glace persistait dans la vallée de l'Outaouais. Il faut noter que le tracé des marges glaciaires proposé par Barnett (1988) plus à l'est, dans les basses terres ontariennes de la vallée de l'Outaouais, reste hypothétique en raison de la rareté des témoins des marges glaciaires Outaouais A, B, BC et C. Cette rareté résulte en particulier de l'érosion post-glaciaire dans l'axe de la vallée et peut-être d'un mode de retrait par vélage qui aurait laissé peu de témoins. Il en résulte des limites très floues quand aux positions attribuées aux formes arquées Outaouais B dans l'axe de la vallée de l'Outaouais. Pour cette raison, les corrélations entre les axes Outaouais A, B et BC et les éléments de marge glaciaire du côté est, au Québec, seront faites sur la base des rares éléments de marge glaciaires observés sur le terrain par Barnett (1988), et non à partir des corrélations potentielles proposées par cet auteur.

Plus à l'est, au moins jusqu'à la rivière Gatineau au Québec, le retrait glaciaire est également marqué par des alignements d'éléments de marge glaciaire parallèles, entre la Moraine de Masham I, au sud, et la Moraine de Saint-Narcisse (bourelet morainique principal), au nord (fig. 7). Ces positions frontales bien définies, distantes de 20 km, correspondent clairement aux axes Outaouais A et BC (Occhietti, 2001) et Algonquin I et III, en Ontario. La corrélation des axes Outaouais B et Algonquin II avec les éléments de marge glaciaire compris entre les positions Moraine de Masham I et Moraine de Saint-Narcisse est moins précise, d'une part, à cause des limites évoquées plus haut et, d'autre part, en raison de la forte discontinuité des témoins frontaux au sud de la Moraine de Saint-Narcisse, noyés dans de vastes épanchages fluvioglaciaires. Malgré ces limites de précision sur les moraines intermédiaires, il est maintenant possible de prolonger à l'ouest de la vallée de l'Outaouais, sur 250 km, le tracé du front glaciaire associé à la Moraine de Saint-Narcisse et celui, plus au sud, d'un axe morainique attribué au tout début du Dryas récent.

À l'ouest du secteur étudié, les témoins de la marge glaciaire en retrait sont peu nombreux. Les accumulations morainiques y sont rares et généralement remaniées par les eaux du Lac glaciaire Algonquin (Kaszycki, 1985; Kor, 1991) qui a inondé le rebord occidental du massif Algonquin jusqu'à des altitudes de 383 m (Harrison, 1972), avant son exondation progressive, et jusqu'à 420 m plus au nord, près de North Bay (Eschman et Karrow, 1985). À l'est de South River, dans des vallées transversales aux fronts morainiques Algonquin I, II et III, Mollard (1981), Chapman et Putnam (1984) et Kor et

Delorme (1990) ont cartographié un vaste complexe de sédiments fluvioglaciaires qui indique des apports considérables d'eau de fonte en provenance du nord. À l'est du principal complexe passant par le lac Twentyseven (fig. 7), les stries glaciaires et certains eskers indiquent que l'orientation générale du retrait glaciaire reste la même que sur le parc Algonquin. Ceci permet de prolonger les axes morainiques dans la même orientation ONO-ESE et surtout, de raccorder l'axe morainique Algonquin III aux moraines et aux accumulations de marge glaciaire situées à 15 km au sud de la Moraine de Genesee identifiée par Harrison (1972; fig. 7B; voir les sites de Trout Creek et Farleys Corners et des autres éléments de marge glaciaire sur les cartes de Kor et Delorme, 1990, Harrison, 1972 et Mollard, 1981). Immédiatement à l'ouest du complexe du lac Twentyseven, il faut noter que l'écoulement glaciaire subit une inflexion, telle qu'indiquée par des stries orientées vers le sud et le SSE, et qui prolonge l'inflexion observée par Harrison (1972) au SE du lac Nipissing. Le tracé des positions marginales Algonquin I, II et III est probablement influencé par cette inflexion et devient probablement est-ouest, parallèle aux moraines situées plus au nord (voir la carte de North Bay-Mattawa de Harrison, 1972).

IMPLICATIONS DES MORAINES DU MASSIF ALGONQUIN

Le tracé des marges glaciaires établi sur le massif Algonquin permet de faire la jonction entre deux régions inondées au début du Dryas récent, le Lac glaciaire Algonquin à l'ouest et la Mer de Champlain à l'est, et de faire le point sur les modèles de déglaciation et de déversement du Lac glaciaire Algonquin vers le bras occidental de la Mer de Champlain.

DÉGLACIATION

Le caractère discontinu des accumulations morainiques cartographiées et leur corrélation à travers le massif Algonquin caractérisent un type de marge d'inlandsis fortement aminci. Les moraines frontales se développaient dans les vallées au moment où une couverture très discontinue de till d'ablation était mise en place sur les interfluvés. L'épaisseur de la glace devait être réduite; une hypothèse en accord avec la localisation des eskers dans les dépressions et la réorientation du front glaciaire en fonction de la topographie, notamment dans la vallée de la rivière Bonnechère. Lors du début du Dryas récent, seules les vallées connaissaient des conditions de glace active permettant la mise en place de moraines frontales.

Le front glaciaire enregistre un retrait continu, marqué par des haltes de courte durée. Une seule réavancée locale a été évoquée dans la région du lac Burntroot (Ford et Geddes, 1986). En tenant compte de la distance entre le début de la mise en place du front Algonquin I et la fin du front Algonquin III (20 km) et des corrélations proposées avec les régions plus à l'est en Outaouais québécois (tabl. I) où le cadre chronologique est mieux défini, il est possible d'estimer le taux de recul de la marge glaciaire. Si l'on considère que le front Algonquin

TABLEAU I
Essai de corrélation des éléments de marge glaciaire identifiés entre le lac Huron (Ontario) et le Saguenay (Québec) attribués au Dryas récent

Age estimé (¹⁴ C BP)	Événement	Nord-ouest du lac Huron	Nord du lac Huron	Massif Algonquin/ Est du lac Nipissing	Vallée de l'Outaouais (rive droite) / Témiscamingue	Vallée de l'Outaouais (rive gauche) / Laurentides	Région de Gatineau / Laurentides	Région à l'est de Gatineau / Laurentides
10 200-10 000 (11,9-11,4 ka cal.)	2 ^e phase froide (fin du Dryas récent)	Moraine de Cartier I			Moraine du lac McConnell	front de Simard <i>et al.</i> , 2003	Moraine de Mars-Batiscan	
10 500-10 200 (12,4-11,9 ka cal.)	Phase de froid plus modéré			- déversement de Mattawa - Moraine de Rutherglen - Moraine de Genesee - déversement du Lac Algonquin	- halte deux-Rivières - avancée Chalk River - positions D et E - position C	non connu	non connu	diverses positions frontales
10 700-10 500 (12,7-12,4 ka cal.)	1 ^{re} phase froide	Moraine du lac Whiskey	front glaciaire peu marqué et vêlage	- alignement Algonquin III	- positions BC bien marquées	Bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse		
10 900-10 700 (12,9-12,7 ka cal.)	Phase de transition (début du Dryas récent)	front glaciaire peu marqué et vêlage		- alignement Algonquin II - alignement Algonquin I	- position B externe	rare éléments de marge glaciaire	- Moraine de Masham II - Moraine de Masham I	éléments discontinues

I correspond au début du Dryas récent (12,9-12,7 ka cal.) et que le front Algonquin III correspond au bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse (12,7-12,4 ka cal.), le taux de recul annuel estimé serait compris entre 40 et 100 m. Cette estimation du taux annuel de retrait est plus faible que celle proposée pour les régions adjacentes. Par exemple, dans la région d'Ottawa, Fulton et Richard (1987) ont utilisé un taux de retrait de 250 à 300 m par année, sur la base de datations au ¹⁴C aujourd'hui remises en question. À partir des travaux de Kaszycki (1985), un taux de retrait compris entre 140 et 280 m peut être calculé entre l'exutoire de Kirkfield du Lac glaciaire Algonquin et la position de South River, distants de 140 km, pendant une durée comprise entre 500 et 1000 ans de l'Allerød. Le faible taux de retrait du massif Algonquin témoignerait de l'impact du refroidissement du Dryas récent sur la dynamique glaciaire.

Dans le massif Algonquin, les témoins précédant la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse sont localement mieux marqués que cette dernière, contrairement à ce qui est observé plus à l'est, au Québec (à l'exception du lobe du Charlevoix). Dans le segment Algonquin III, il semble que les éléments de marge glaciaire équivalents à la Moraine de Saint-Narcisse deviennent diffus. Ils matérialisent des retraits successifs au lieu d'une seule halte notable du front glaciaire représentée par un bourrelet continu, tel qu'observé au Québec à l'est du lac Simon. Ce type de retrait glaciaire, attribué à une position plus éloignée du centre de dispersion du dôme de glace Hudson–Nouveau-Québec–Labrador, s'apparente à celui du segment de Gatineau. Cependant, au sud du lac Nipissing, les éléments de marge glaciaire dans le prolongement de l'axe Algonquin III demeurent présents tandis que ceux des axes I et II disparaissent. On en déduit qu'une ablation rapide par vêlage du front glaciaire dans le Lac glaciaire Algonquin n'a pas permis l'accumulation de moraines frontales importantes, ou que la disposition originelle discontinue et diffuse des témoins du front glaciaire aurait favorisé leur destruction par les hautes eaux de ce lac. Ces deux facteurs expliqueraient la rareté ou l'absence de témoins glaciaires antérieurs à la Moraine du lac Whiskey, au nord du lac Huron, sur près de 400 km : sur les îles Manitoulin (Karrow, comm. pers.) et sur le rebord nord du Chenal Nord du lac Huron, entre Sault-Sainte-Marie et le massif Algonquin, au sud-ouest du lac Nipissing (voir la carte de Key Harbour de Kor et Delorme, 1989 ; sur le rebord de la baie Georgienne, à l'ouest de la région étudiée).

En raison de sa position relative, la Moraine de Genesee et les moraines intermédiaires entre celle-ci et le front Algonquin III sont probablement associées aux éléments de marge glaciaire Outaouais C, D et E observés par Barnett (1988 ; fig. 7B, tabl. I). La Moraine de Genesee, postérieure à l'axe morainique Algonquin III et, par conséquent, à la Moraine de

Saint-Narcisse, représenterait une butée de la marge glaciaire contre le rebord nord du massif. Cette butée semble associée à une phase de glace active et à une halte du front de l'inlandsis qui résultent peut-être de la rééquilibrage de la marge glaciaire après une forte ablation dans le Lac glaciaire Algonquin. Également, l'abaissement du niveau du Lac glaciaire Algonquin a peut-être favorisé l'ancrage des glaces et accentué la stabilisation du front glaciaire correspondant aux moraines de Genesee et de Rutherglen, alors que l'exutoire de Fossmill puis celui de Sobie-Guilmette étaient déjà fonctionnels. La petite réavancée de Chalk River (Catto *et al.*, 1981), anciennement attribuée à l'épisode de Saint-Narcisse, pourrait correspondre à la Moraine de Rutherglen.

ÂGE RELATIF DES EXUTOIRES RÉCENTS DU LAC GLACIAIRE ALGONQUIN

L'orientation des fronts glaciaires successifs dans le massif Algonquin rendrait caduque l'hypothèse de l'exutoire du Lac glaciaire Algonquin à South River proposée par Harrison (1972) et Veillette (1988). Cet exutoire, basé sur la distribution d'indicateurs biologiques inventoriés par Martin et Chapman (1965) dans le nord du massif, aurait acheminé vers l'est les eaux du Lac glaciaire Algonquin et engendré les phases lacustres post-algonquines (Veillette, 1988). Les observations effectuées dans cette région par Chapman (1975), Ford et Geddes (1986) et Kor (1991) n'ont pas permis de confirmer l'existence de cet exutoire. Par ailleurs, la configuration de la marge glaciaire du massif Algonquin mise en évidence dans cette étude, tout comme la présence d'un lobe de glace actif dans la vallée de l'Outaouais (Barnett, 1988, 1992; Occhietti, 2001), contredit également l'existence d'un exutoire précoce à South River. Ford et Geddes (1986) proposent l'existence d'un exutoire plus tardif, à une altitude de 380 m, situé au sud du lac White Partridge (fig. 7A), qui aurait permis de drainer les eaux du Lac glaciaire Algonquin à travers la partie nord du parc Algonquin et, via la vallée de la rivière Bonnechère, d'atteindre la Mer de Champlain. La localisation des fronts morainiques établie dans le massif Algonquin conforte cette hypothèse. Cet exutoire à l'origine des phases lacustres post-algonquines a été déglacé après la mise en place du front Algonquin III, donc après la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse. Cet âge concorde avec l'hypothèse de Karrow *et al.* (1975) qui estime que les phases postérieures au haut niveau du Lac glaciaire Algonquin commencent après 10 600 BP (12,7-12,6 ka cal).

La position du front glaciaire Algonquin III permet également de préciser le cadre chronologique relatif des autres exutoires du Lac glaciaire Algonquin identifiés par Harrison (1972) au sud-est du lac Nipissing et de North Bay (fig. 7A). Les exutoires de Fossmill, Sobie-Guilmette, lac Mink et Bisset Creek ont donc été déglacés après la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 7) et avant l'ouverture du plus bas exutoire vers la Mer de Champlain via la rivière Matawa (Karrow *et al.*, 1975; Karrow, 1989; Dredge et Cowan, 1989; Veillette, 1988, 1994).

CHRONOLOGIE

Il n'y a pas de datation utilisable dans la région cartographiée. L'âge des fronts morainiques du massif Algonquin est donc établi par corrélation avec les régions adjacentes, en tenant compte des travaux récents sur les limites des datations au ^{14}C . Le cadre chronologique utilisé repose sur peu de datations fiables (sur des débris végétaux terricoles) qui restent soumises aux aléas statistiques. Sur une échelle chronologique encore flottante, il faut donc placer des événements de durée courte. Les corrélations établies sur le terrain sont donc primordiales.

Le complexe Algonquin III est corrélé avec la Moraine de Saint-Narcisse (tabl. I). Cette corrélation permet d'attribuer l'ensemble des fronts I, II et III au début du Dryas récent puisque la phase de construction du bourrelet principal de Saint-Narcisse succède à une phase de transition, de l'ordre de deux à trois siècles, due sans doute à l'inertie de la réponse de l'inlandsis laurentidien au refroidissement atmosphérique du début du Dryas récent. Un tel délai est enregistré dans certains anciens glaciers de cirque de l'ouest de la Norvège (Larsen *et al.*, 1984). L'alignement Algonquin I et Outaouais A, son prolongement au Québec par la Moraine de Masham I, sont postérieurs de 1 à 2 siècles au déversement du Lac glaciaire Candona et au début de l'invasion de la Mer de Champlain, datés de $11\,100 \pm 100$ ^{14}C BP ($13 \pm 0,1$ ka cal.; Richard et Occhietti, 2005). Ce laps de temps correspond à la durée nécessaire au retrait du front glaciaire entre la limite du Lac glaciaire Candona dans la vallée de l'Outaouais et la Moraine de Masham I, compte tenu des taux de retrait relativement rapides de la fin de l'Allerød (de l'ordre de 250 m/an; Parent et Occhietti, 1999). L'âge du front Algonquin I est de l'ordre de $10\,900 \pm 100$ ^{14}C BP (12,9-12,7 ka cal.). Par rapport à l'âge de la Moraine de Saint-Narcisse, les éléments de front glaciaire Algonquin I à III auraient donc été déposés entre 200 et 500 ans, dans un intervalle de temps compris entre 12,9 et 12,4 ka cal. ($10\,900$ et $10\,500$ ^{14}C BP; tabl. I). Le front Algonquin III, auquel serait associée la principale crête morainique de la Moraine de Saint-Narcisse au Québec, se serait retiré en moins de trois siècles dans un intervalle de temps compris entre 12,7 et 12,4 ka cal. ($10\,700$ et $10\,500$ BP; tabl. I).

L'âge ^{14}C (9450 ± 50 BP, CAMS-46195) obtenu à partir de débris végétaux terricoles par Anderson *et al.* (2001) à l'est du lac Nipissing et à environ 20 km au nord de l'alignement Algonquin III (fig. 7B-8) représente l'âge minimal de la Moraine de Genesee. Tel que signalé précédemment, les alignements du massif Algonquin précèdent l'abaissement du niveau du Lac glaciaire Algonquin qui ne débute pas avant 10 600 BP (12,6-12,5 ka cal.), ce qui fournit un autre âge minimal de la mise en place des éléments de marge glaciaire Algonquin III. Cet âge rend caduque deux datations affectées par l'effet des eaux dures sur gyttja ($11\,500 \pm 180$ BP (GSC-1429) et $11\,800 \pm 400$ BP (GSC-1363); Harrison, 1972) et tous les modèles de l'histoire de la déglaciation qui se basaient sur ces datations (fig. 8). D'un point de vue chronologique, les éléments de marge glaciaire et les moraines observées au sud-est du lac Nipissing, entre l'alignement Algonquin III et la

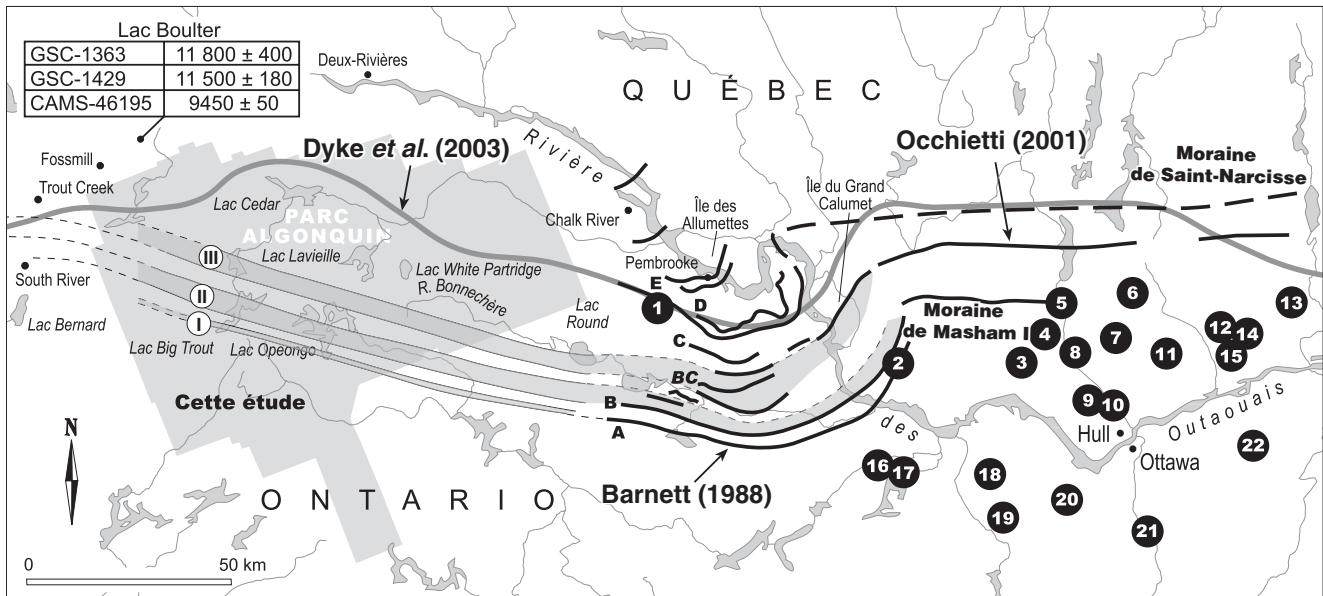


FIGURE 8. Marges glaciaires suggérées et datations au radiocarbone entre 11 500 et 10 700 BP. Les âges radiocarbone (points noirs numérotés) proviennent de la compilation de Dyke *et al.* (2003); voir le tableau II.

Suggested ice-front margins and radiocarbon ages between 11 500 and 10 700 BP. Radiocarbon dates (numbered black dots) are from the compilation of Dyke *et al.* (2003); see Table II.

Moraine de Genesee, correspondent à des haltes et au fort ralentissement du retrait glaciaire qui semblent équivaloir aux bourrelets tardifs du complexe morainique de Saint-Narcisse, situés au nord du bourrelet principal, dans la région de Shawinigan et de Charlevoix (Occhietti, 2001). Le retrait ralenti sur 15 km correspond à une durée de l'ordre de 150 ans selon le taux moyen de retrait glaciaire de 100 m/an qui semble caractériser la deuxième moitié du Dryas récent dans ces régions. La Moraine de Genesee aurait donc un âge approximatif de 12,2 ka cal. (environ 10 400 ^{14}C BP).

L'histoire de la déglaciation au nord-est de la Moraine de Genesee est plus complexe que dans les autres secteurs de la marge glaciaire, en raison de la Moraine de Rutherglen orientée nord-sud qui correspond à un écoulement glaciaire divergent allant de l'ENE vers l'OSO (Harrison, 1972; Veillette, 1988, 1994). L'âge de cette dernière reste à établir avec précision.

La divergence de l'écoulement glaciaire au nord du massif Algonquin (fig. 7) est associée, du côté ouest, à l'ablation accélérée vers le Lac glaciaire Algonquin par vêlage comme le suggèrent des traînées causées par le raclement d'icebergs sur les îles Manitoulin (Lewis, comm. pers.).

À l'est de la rivière des Outaouais, sur la marge sud des Laurentides au Québec, le patron de déglaciation reste à définir avec plus de précision au nord de la Moraine de Saint-Narcisse. Le tracé parallèle à la Moraine de Saint-Narcisse proposée par Dadswell (1974) et Simard *et al.* (2003) au nord de cette dernière reste à confirmer par des relevés de terrain détaillés.

PROLONGEMENT VERS L'OUEST DES MORAINES DU MASSIF ALGONQUIN

Selon Boissonneau (1968), la position du front glaciaire au moment de la phase du haut niveau du Lac Algonquin (*Main Lake Algonquin*), donc antérieure à l'ouverture d'un exutoire vers la vallée de l'Outaouais, correspond à celle de la Moraine du lac Whiskey (fig. 7A). L'âge de la mise en place de cette moraine peut être estimé à partir de l'analyse des données des régions avoisinantes. Il se situe entre le moment de mise en place de la Moraine de Cartier I à 25 km au nord, vers 10 025 BP (11,6-11,4 ka cal.; Lowell *et al.*, 1999), et celui de la déglaciation de la région de Sault-Sainte-Marie au sud, estimé par Karrow (1987) à environ 11 000 ^{14}C BP (13-12,9 ka cal.). Selon ce cadre chronologique, la position et l'orientation de la Moraine du lac Whiskey et la nécessité de bloquer les futurs exutoires des phases post-algonquines, nous proposons de corréliser cette moraine avec le front glaciaire Algonquin III. À partir des corrélations établies précédemment dans les secteurs plus à l'est, cette position glaciaire correspondrait donc à la période de halte ou de stagnation durant laquelle s'est édifié le bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse au Québec (10 700-10 500 ^{14}C BP; tabl. I). Selon cette hypothèse, une zone d'une vingtaine de kilomètres de largeur au sud de la Moraine du lac Whiskey pourrait correspondre à l'extension des fronts Algonquin I et II. La limite sud de cette enveloppe, imprécise et virtuelle compte tenu du vêlage et de l'absence probable de moraines frontales, représenterait le tout début du Dryas récent (fig. 7B). Entre l'extrémité est de la Moraine du lac Whiskey, au nord du Chenal

TABLEAU II

Caractéristiques des datations au radiocarbone retenues pour le tracé de l'isochrone 11 000 BP à proximité de la région étudiée (Dyke et al., 2003)

Numéro sur la figure 8	Numéro de laboratoire	Matériel daté	Datation dite corrigée pour l'effet réservoir	Erreur (années)	Datation normalisée (années)	Correction réservoir (années)	Datation corrigée (années)	Localisation	Altitude (mètres)
1	GSC-3150	gyttja	-	290	10 900	0	10 900	lac Dobber	148
2	GSC-3670	<i>Macoma balthica</i>	11 400	190	11 800	800	11 000	Shawville	170
3	GSC-1963	gyttja	-	180	10 800	0	10 800	lac Ramsey	200
4	GSC-982	<i>Macoma</i> sp.	11 300	180	11 700	800	10 900	lac Mahon	167
5	GSC-1612	<i>Macoma balthica</i>	11 500	150	11 900	800	11 100	Lascelles	166
6	GSC-3865	<i>Macoma balthica</i>	11 500	130	11 900	800	11 100	Val-Paquin	195
7	TO-1197	<i>Alopex lagopus</i>	-	90	10 800	0	10 800	Caverne LaFlèche	-
8	GSC-4056	<i>Macoma balthica</i>	11 100	120	11 500	800	10 700	Wakefield	139
9	GSC-842	<i>Hiatella arctica</i> <i>Macoma balthica</i>	11 600	150	12 000	800	11 200	lac Meach	170
10	L-639B	coquilles	11 320	200	11 720	800	10 920	Old Chelsea	152
11	GSC-3835	<i>Macoma balthica</i>	11 200	100	11 600	800	10 800	Perkins	178
12	GSC-2763	<i>Hiatella arctica</i>	11 400	140	11 800	800	11 000	Buckingham	180
13	GSC-2863	<i>Macoma balthica</i> <i>Macoma calcarea</i>	11 500	200	11 900	800	11 100	Sainte-Sixte	145
14	GSC-2878	<i>Macoma balthica</i> <i>Macoma calcarea</i>	11 500	210	11 900	800	11 100	Mayo	182
15	GSC-4359	<i>Macoma balthica</i>	11 500	190	11 900	800	11 100	Buckingham	127
16	GSC-3372	gyttja	-	150	10 700	0	10 700	lac McLachlan	168
17	GSC-2269	<i>Balaena mysticetus</i>	-	900	11 500	400	11 100	lac White	169
18	GSC-4201	<i>Macoma balthica</i>	11 100	90	11 600	800	10 800	Pakenham	134
19	GSC-1672	<i>Macoma balthica</i>	11 200	160	11 600	800	10 800	Almonte	154
20	GSC-2448	<i>Hiatella arctica</i>	11 300	120	11 700	800	10 900	Stittsville	130
21	GSC-4070	<i>Balanus hameri</i>	11 300	110	11 700	800	10 900	Watterson Cor	93
22	TO-697	foraminifères	11 890	70	12 290	800	11 490	Bear Brook	66

Nord du lac Huron, et l'extrémité suggérée des positions Algonquin, au sud du lac Nipissing, des tiretés de corrélation au tracé rectiligne soulignent le manque de données sur environ 220 km. Hormis ce hiatus d'information, la configuration proposée de la marge glaciaire diffère, dans la partie au nord du lac Huron, de celle proposée par Saarnisto (1974) pour le début de la période qu'il nomme Stade Algonquin (fig. 7). Elle modifie également les tracés proposés plus à l'est par Burwasser (1979), Barnett (1992) et Dyke (2004), entre la longitude du lac Nipissing et l'Outaouais.

La fin du Dryas récent, vers 10 000 ¹⁴C BP (11,4 ka cal.), correspondrait à l'alignement Moraine de Cartier I-Moraine du lac McConnell, c'est-à-dire un prolongement estimé de la Moraine Mars-Batiscan (fig. 7B; Occhietti, 2001; Simard *et al.*, 2003).

DISCUSSION

L'étude du patron de déglaciation du massif Algonquin met en évidence deux problèmes en suspens : l'extension vers l'ouest et la datation directe des fronts Algonquin I, II et III. Étant donné que les témoins de marge glaciaire ont été déposés au contact du Lac glaciaire Algonquin en phase de haut niveau et qu'ils ont été soumis ensuite à une forte érosion pendant l'abaissement du niveau du lac, leur cartographie sur 220 km risque d'être difficile, comme en témoignent les cartes de Mollard (1981), Kor et Delorme (1989) et Kor (1991). Sur le plan chronologique, les âges ¹⁴C de la périphérie de la région étudiée, obtenus à partir de coquilles marines et de gyttja (fig. 8, tabl. II), comportent jusqu'à présent trop d'incertitudes sur l'effet de réservoir marin et d'eaux carbonatées pour être directement utilisables à la datation d'événements de courte

durée. Dans ces conditions, le tracé de l'isochrone de 11 000 BP proposé par Dyke *et al.* (2003) dans la région étudiée représente une approximation à l'échelle locale. En effet, les âges ^{14}C retenus par Dyke *et al.* (2003) pour établir cet isochrone reposent principalement sur des datations de coquilles marines dont l'effet réservoir est estimé à 800 ans (tabl. II). Or, il est maintenant démontré que l'effet réservoir dans la Mer de Champlain peut être plus élevé, jusqu'à 1400 ans (Richard et Occhietti, 2005). Ceci expliquerait que le tracé du front glaciaire Algonquin I, d'âge estimé à 10 900 BP, diffère de l'isochrone de 11 000 BP proposé par Dyke *et al.* (2003) (fig. 7-8) : le front Algonquin A est situé à environ 35 km plus au sud et présente un tracé plus rectiligne.

La configuration de marge glaciaire Algonquin III proposée (fig. 7B) est probablement proche de la position du front de l'Inlandsis laurentidien pendant la phase la plus marquée de la première moitié du Dryas récent, celle de la Moraine de Saint-Narcisse. Ce front peut donc être suivi d'est en ouest sur 750 km au Québec et sur 250 km en Ontario suite aux résultats de cette étude, avec un prolongement potentiel de 400 km au nord du lac Huron.

CONCLUSION

La cartographie des dépôts de marge glaciaire réalisée à partir d'une photo-interprétation détaillée, de vérifications sur le terrain et d'une compilation informatique a permis de proposer un patron de déglaciation pour la région du massif Algonquin, entre la baie Georgienne du lac Huron et la vallée de l'Outaouais. Trois alignements parallèles et rectilignes d'éléments discontinus de marge glaciaire, orientés ONO-ESE, témoignent de pauses dans le retrait glaciaire : les fronts morainiques Algonquin I, II et III. Ils forment une bande de 20 km de large qui peut être suivie sur près de 250 km en y incluant les éléments cartographiés par Barnett (1988) dans la vallée de l'Outaouais. Les moraines majeures et les groupes de moraines mineures sont dispersés transversalement aux vallées et dépressions tandis que du till d'ablation recouvre irrégulièrement les interfluvés. De vastes épandages fluvio-glaciaires comblent certaines vallées.

Vers l'est, les alignements morainiques Algonquin I, II et III prolongent les positions frontales Outaouais A, B et BC à l'ouest et sur la rive droite de la vallée de l'Outaouais. Plus à l'est, dans cette vallée et au Québec, l'alignement Algonquin I-Outaouais A est corrélé avec un alignement discontinu (dont la Moraine de Masham I) attribué au tout début du Dryas récent, tandis que l'alignement Algonquin III-Outaouais BC est corrélé avec le bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse mis en place environ deux siècles après le début du refroidissement atmosphérique attribué au Dryas récent. L'ensemble des alignements du massif Algonquin a donc été mis en place dans la première moitié du Dryas récent, entre 10 900 et 10 500 ^{14}C BP (entre 12,9 et 12,4 \pm 0,1 ka cal.).

Vers l'ouest, le front morainique Algonquin III est antérieur à la Moraine de Genesee et aux déversements du Lac glaciaire Algonquin dans la Mer de Champlain par les exutoires de Fossmill et de Sobie-Guilmette. Sa position remet en ques-

tion l'hypothèse d'un exutoire plus précoce à South River. La corrélation du front morainique Algonquin III avec la Moraine du lac Whiskey décrite par Boissonneau (1968), au nord-ouest du lac Huron, demeure hypothétique en raison de la rareté des éléments de marge glaciaire observés sur 200 km dans la région du Chenal Nord du lac Huron. Le tracé diffère de celui attribué par Saarnisto (1974) au début du Stade Algonquin (11 000 ^{14}C BP, 12,9 \pm 0,05 ka cal.). Il permet d'estimer la position du front de l'Inlandsis laurentidien sur 750 km au Québec et 250 km en Ontario, avec un prolongement potentiel de 400 km, pendant la halte majeure du début du Dryas récent correspondant à la Moraine de Saint-Narcisse.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont été subventionnés par le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG). Nous tenons à remercier Norm Quinn, du parc Algonquin, pour le soutien logistique lors des travaux de terrain, André Parent du Département de géographie de l'UQAM pour la réalisation des figures et Julie Simard pour la compilation informatisée des données antérieures. Nous remercions également la rédaction et Andrée Bolduc, Jean Veillette et un lecteur anonyme pour leur lecture soigneuse du manuscrit et leurs suggestions très utiles.

RÉFÉRENCES

- Anderson, T.W., Mott, R.J., et Delorme, L.D., 1985. Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications. Geological Survey of Canada, Ottawa, Current Research 85-1A, p. 239-245.
- Anderson, T.W., Lewis, M., et Mott, R., 2001. AMS-Revised Radiocarbon Ages at Turtle Lake, North Bay-Mattawa area, Ontario: Implications for the Deglacial History of the Great Lakes Region. 27th annual scientific meeting of the Canadian Geophysical Union jointly with the 58th Eastern Snow Conference, University of Ottawa, Canada.
- Barnett, P.J., 1988. History of the northwestern arm of the Champlain Sea, p. 25-36. In N.R. Gadd, éd., The Quaternary development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 35.
- Barnett, P.J., 1992. Quaternary geology of Ontario, p. 1011-1088. In P.C. Thurston, W.R. Williams, R.H. Sutcliffe et G.M. Scott, éd., Geology of Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Special Volume 4.
- Boissonneau, A.N., 1968. Glacial history of northeastern Ontario II; the Timiskaming-Algonia area. Canadian Journal of Earth Sciences, 5: 97-109.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. et Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143-147.
- Burwasser, G.J., 1979. Quaternary Geology of the Sudbury Basin Area District of Sudbury. Ontario Geological Survey, Sudbury, Report 181, 103 p.
- Catto, M.R., Patterson, R.J. et Gorman, W.A., 1981. Late Quaternary marine sediments at Chalk River, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 1261-1267.
- Chapman, L.J., 1975. The physiography of the Georgian Bay-Ottawa valley area of southern Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Report 128, 35 p.
- Chapman, L.J. et Putnam, D.F., 1984. The physiography of Southern Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Special Volume 2, 270 p.
- Clark, P. et Karrow, P.F., 1984. Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations. Geological Society of America Bulletin, 95: 805-813.
- Dadswell, M.J., 1974. Distribution, Ecology, and Postglacial Dispersal of Certain Crustaceans and Fishes in Eastern North America. National Museum of

- Canada, National Museum of Natural Sciences Publications in Zoology, 11, 110 p.
- Dansgaard, W., Johnson, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. et Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 : 218-220.
- Dredge, L.A. et Cowan, W.R., 1989. Le Quaternaire du sud-ouest du bouclier canadien, p. 229-266. *In* R.J. Fulton (sous la direction de), Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Commission géologique du Canada, Ottawa.
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on Central and Northern Canada, p. 373-424. *In* J. Ehlers et P.L. Gibbard, édit., *Developments in Quaternary Science*, Volume 26.
- Dyke, A.S., Moore, A. et Robertson, L., 2003. Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Ottawa, Open File 1574. 32 digital maps at 1:7 000 000 scale with accompanying digital chronological database and one poster (two sheets) with full map series.
- Eschman, D.F. et Karrow, P.F., 1985. Huron Basin glacial lakes : a review, p. 79-93. *In* P.F. Karrow et P.E. Calkin, édit., *Quaternary Evolution of the Great Lakes*. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 30.
- Ford, M.J. et Bajc, A.J., 1984. Quaternary geology of the Opeongo Lake area, Nipissing district and Haliburton. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P2704, Scale 1 : 50 000.
- Ford, M.J. et Geddes, R.S., 1986. Quaternary geology of the Algonquin Park area. Ontario Geological Survey, Sudbury, Open File 5600, 87 p.
- Ford, M.J. et Lall, R.A., 1984. Quaternary Geology of Algonquin Park, North Central Part, Nipissing District and Renfrew County. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P2609, Scale 1 : 50 000.
- Ford, M.J., Lall, R.A. et Bajc, A.J., 1984. Quaternary Geology of Algonquin Park, Northeastern Part, Nipissing District. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P2703, Scale 1 : 50 000.
- Fulton, R.J. et Richard, S.H., 1987. Chronology of late quaternary events in the Ottawa region, p. 24-30. *In* R.J. Fulton, édit., *Quaternary geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec*. Geological Survey of Canada, Ottawa, Special Paper 86-23.
- Geddes, R.S. et McClenaghan, M.B., 1983. Quaternary geology of Algonquin Park, Northwestern part, Nipissing District. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P2608, Scale 1 : 50 000.
- Geddes, R.S. et McClenaghan, M.B., 1984. Quaternary Geology of the Algonquin Map Sheet, Southern Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P2698, Scale 1 : 50 000.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. et Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366 : 552-554.
- Harrison, J.E., 1972. Quaternary geology of the North Bay-Mattawa region. Geological Survey of Canada, Ottawa, Special Paper 71-26, 37 p.
- Hillaire-Marcel, C., Soucy, J.M. et Cailleux, A., 1979. Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l'inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 16 : 1494-1498.
- Karrow, P.F., 1981. Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario : discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 : 1386-1390.
- Karrow, P.K., 1987. Glacial and glaciolacustrine events in northwestern Lake Huron, Michigan and Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, 98 : 113-120.
- Karrow, P.F., 1989. Géologie quaternaire de la sous-région des Grands Lacs, p. 348-374. *In* R.J. Fulton (sous la direction de), Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Commission géologique du Canada, Ottawa.
- Karrow, P.F. et Anderson, T.W., 1975. Palynological study of lake sediment profiles from southwestern New Brunswick : Discussion. *Canadian Journal of Earth sciences*, 12 : 1808-1812.
- Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D. et Sreenivasa, M.R., 1975. Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada. *Quaternary Research*, 5 : 49-87.
- Kaszycy, C., 1985. History of glacial lake Algonquin in the Haliburton region, south central Ontario, p. 109-123. *In* P.F. Karrow et P.E. Calkin, édit., *Quaternary Evolution of the Great Lakes*. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 30.
- Kor, P.S.G., 1991. The Quaternary geology of the Parry Sound-Sundridge area, central Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Open File 5796, 116 p.
- Kor, P.S.G. et Delorme, R.J., 1989. Quaternary geology of the Key Harbour area, Southern Ontario. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P3145, Scale 1 : 50 000.
- Kor, P.S.G. et Delorme, R.J., 1990. Quaternary geology of the South River area. Ontario Geological Survey, Sudbury, Geological Series-Preliminary Map, Map P3160, Scale 1 : 50 000.
- Kumarapelli, P.S. et Saull, V.A., 1966. The St. Lawrence valley system : a North American equivalent of the East African rift valley system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3 : 639-658.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O. et Mangerud, J., 1984. Allerod-Younger Dryas climatic inferences from cirque glaciers and vegetational development in the Nordfjord area, western Norway. *Arctic and Alpine Research*, 16 : 137-160.
- Lewis, C.F.M. et Anderson, T.W., 1992. Stable isotope (O and C) and pollen trends in eastern Lake Erie, evidence for a locally-induced climatic reversal of Younger Dryas age in the Great Lakes basin. *Climate Dynamics*, 6 : 99-146.
- Lowell, T.V., Larson, G.J., Hughes, J.D. et Denton, G.H., 1999. Age verification of the Lake Gribben forest bed and the Younger Dryas Advance of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36 : 383-393.
- Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. *In* J. Ehlers et P. Gibbard, édit., *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam.
- Martin, N.V. et Chapman, L.J., 1965. Distribution of certain crustaceous and fishes in the region of Algonquin park, Ontario. *Journal of Fisheries Board of Canada*, 22 : 969-976.
- Mollard, D.G., 1981. Southern Ontario Engineering Geology Terrain study, Database Map, Sunridge. Ontario Geological Survey, Sudbury, Map 5502, Scale 1 : 100 000.
- Mott, R.J. et Farley-Gill, L.D., 1981. Two Late Quaternary Pollen Profiles from Gatineau Park, Quebec. Geological Survey of Canada, Ottawa, Special Paper 80-31, 10 p.
- Mott, R.J., Grant, D.R., Stea, D.R. et Occhietti, S., 1986. Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerod/younger Dryas event. *Nature*, 323 : 247-250.
- Occhietti, S., 2001. Deglaciation of the middle estuary and Charlevoix : an overview. *In* *Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix*, Chapter I, p. 1-20. NorthEast Friends of the Pleistocene, 64th annual reunion, Québec, 1-3 June 2001.
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H., 2003. Effet réservoir sur les âges ¹⁴C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57 : 115-138.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1999. Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 117-135.
- Poole, W.H., Sanford, B.V., Williams, H. et Kelley, D.G., 1979. Géologie du sud-est du Canada. Commission géologique du Canada, Ottawa, Géologie et ressources minérales du Canada, Partie A, p. 254-343.
- Prest, V.K., Grant, D.R. et Rampton, V.N., 1968. Glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, Ottawa, Map 1253A, Scale 1 : 500 000.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J., Larouche, A.C., Héту, B., Gray, J.T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51 : 163-184.

- Richard, P.J.H. et Occhietti, S., 2005. ^{14}C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63: 353-358.
- Rodrigues, C.G., 1988. Late Quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the western Champlain Sea basin, p. 155-176, *In* N.R. Gadd, édit., *The Late Quaternary development of the Champlain Sea basin*. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 35, 312 p.
- Rodrigues, C.G. et Richard, S.H., 1985. Temporal distribution and significance of Late Pleistocene fossils in the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada, Ottawa, Current Research 85-1B*, p. 401-411.
- Saarnisto, M., 1974. The deglaciation history of the Lake Superior region and its climatic implications. *Quaternary Research*, 4: 316-339.
- Simard, J., Occhietti, S. et Robert, F., 2003. Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène: transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57: 189-204.
- Stea, R. et Mott, R., 1983. Deglaciation environments and evidence for glaciers of Younger Dryas in Nova Scotia. *Boreas*, 18: 167-187.
- Stea, R. et Mott R., 1998. Deglaciation of Nova Scotia: Stratigraphy and chronology of lake sediment cores and buried organic sections. *Géographie physique et Quaternaire*, 52: 3-21.
- Stea, R.R. et Mott, R.J., 2001. Evidence of the Younger Dryas re-activation of a Gulf of St. Lawrence glacier from the "Great Ditch" of Nova Scotia. Abstracts of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, 2001 Joint Annual Meeting Memorial University, St. John's, Newfoundland.
- 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.
- Terasmae, J., 1980. Some problems of late Wisconsin history and geochemistry in southeastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 361-381.
- Veillette, J.J., 1988. Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42: 7-31.
- Veillette, J.J., 1994. Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13: 945-971.
- Veillette, J.J., 1996. Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario. *Commission géologique du Canada, Ottawa, Bulletin 476*, 269 p.
- Yu, Z., 2000. Ecosystem response to late glacial and early Holocene climate oscillations in the Great Lakes region of North America. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1723-1747.
- Yu, Z. et Eicher, U., 1998. Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science*, 282: 2235-2238.