

Article

« Interprétation paléoécologique des dunes à la limite des arbres, secteur nord-est de la mer d'Hudson, Québec »

Diane Saint-Laurent et Louise Filion

Géographie physique et Quaternaire, vol. 46, n° 2, 1992, p. 209-220.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032905ar>

DOI: 10.7202/032905ar

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

INTERPRÉTATION PALÉOÉCOLOGIQUE DES DUNES À LA LIMITE DES ARBRES, SECTEUR NORD-EST DE LA MER D'HUDSON, QUÉBEC

Diane SAINT-LAURENT* et Louise FILION, Centre d'études nordiques et Département de géographie, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ Dans le secteur nord-est de la mer d'Hudson, soit à la limite de la toundra forestière et de la toundra, les datations au radiocarbone les plus anciennes obtenues dans les paléosols dunaires (3490 ans BP dans le secteur continental et 2660 ans BP dans le secteur côtier) font ressortir un délai de plusieurs millénaires entre la mise en place des dépôts et leur remaniement par le vent. Une comparaison avec les données de Despons (1990) et de Filion (1984) pour la forêt boréale montre que ce décalage est beaucoup plus considérable à la limite des forêts que dans le Haut-Boréal. Elle fait aussi ressortir une diminution, du sud vers le nord, du nombre de paléosols dans les séquences sédimentaires de dunes. Les chronologies éoliennes établies en toundra forestière indiquent une nette recrudescence après 2000 ans BP. Dans la toundra, cette augmentation ressort moins nettement de la chronologie, laquelle repose sur une majorité d'horizons organiques non carbonisés. La faible proportion d'horizons carbonisés dans les paléosols dunaires de la toundra indique que les feux ne constituent pas une condition nécessaire à la formation des dunes, alors qu'en toundra forestière, les séries continues d'horizons avec charbons de bois témoignent de l'importance du rôle des feux dans les récurrences éoliennes. L'analyse macrofossile des paléosols dunaires n'a pas permis d'identifier de périodes d'expansion de la limite des arbres.

ABSTRACT *Paleoecological interpretation of the sand dunes at the tree line, north-east sector of Hudson Bay, Québec.* At the intersection of the forest tundra and the shrub tundra in the north-east sector of Hudson Bay, the oldest radiocarbon dates obtained from dune paleosols (3490 BP inland and 2660 BP on the coast), indicate an extended period (several millennia) between the time of sediment deposition and initiation of eolian activity. A comparison with the northern boreal forest data of Despons (1991) and Filion (1984), indicated that this difference was far more accentuated at the tree-line than in the northern boreal forest. A decrease in the number of paleosols, from the south to the north, in the dune sequences was also demonstrated. The eolian record established for the forest tundra showed a sharp increase in eolian activity after 2000 BP. In the shrub tundra this increase is less clearly illustrated in the record, which was derived from a high proportion of non-charred organic material. The low count of charcoal samples in dune paleosols suggests that fire was not a critical factor in dune development, while in the forest tundra a continuous series of charcoal fragments was a direct response to fire-mediated eolian processes. Macrofossil analysis of dune paleosols did not allow identification of northward displacement of the tree-line.

ZUSAMMENFASSUNG *Paläoökologische Interpretation der Dünen an der Baumgrenze, nord-östlicher Bereich der Hudson-See, Québec.* Im nordöstlichen Bereich der Hudson-See, d.h. an der Grenze von Waldtundra und Tundra, weisen die ältesten, in den Dünen-Paläoböden gewonnenen Radiokarbondatierungen (3490 Jahre v.u.Z. im kontinentalen Gebiet und 2660 Jahre v.u.Z. im Küstengebiet) einen Aufschub von mehreren tausend Jahren zwischen den Sedimentablagerungen und ihrer Veränderung durch den Wind auf. Ein Vergleich zwischen den Daten von Despons (1990) und von Filion (1984) für den nördlichen Waldgürtel zeigt, daß dieser Zeitunterschied an der Baumgrenze sehr viel beachtlicher ist als im hohen nördlichen Waldgürtel. Er läßt auch eine Abnahme der Zahl der Paläoböden in den Dünen-Sedimentsequenzen von Süden nach Norden erkennen. Die für die Waldtundra erstellten Windchronologien zeigen eine klare Zunahme nach 2000 Jahren v.u.Z. In der Tundra ist diese Zunahme weniger klar aus der Chronologie, welche auf einer Mehrheit nicht verkohlter organischer Horizonte beruht, zu erkennen. Der schwache Anteil verkohlter Horizonte in den Dünen-Paläoböden zeigt, daß die Brände keine notwendige Bedingung für die Bildung der Dünen sind, wogegen in der Waldtundra die durchgängigen Horizonte mit Holzkohle die wichtige Rolle der Brände bei den Windprozessen bezeugen. Die makrofossile Analyse der Dünen-Paläoböden hat nicht erlaubt, die Perioden der Ausdehnung der Baumgrenze zu identifizieren.

* Adresse actuelle: Les Consultants SOGEM inc., 85, rue Sainte-Catherine ouest, Montréal (Québec) H2X 3P4.
Manuscrit reçu le 18 octobre 1991; manuscrit révisé accepté le 28 janvier 1992

INTRODUCTION

De nombreux chercheurs ont reconnu dans les systèmes éoliens des indicateurs paléoclimatiques (Högbom, 1923; Smith, 1949, 1965; Bowler, 1976; Mabbut, 1977; Fink et Kukla, 1977; Haynes, 1982; Weisrock, 1982; Ahlbrandt *et al.*, 1983; Filion, 1984; Kutzbach et Wright, 1985; Muhs, 1985), particulièrement au cours du Pléistocène et de l'Holocène. À partir des caractéristiques morphologiques, structurales et sédimentaires des dunes, des auteurs comme Weisrock (1982) pour les dunes marocaines et Thompson (1983) pour celles d'Australie, ont identifié plusieurs générations de dunes quaternaires. D'autres auteurs (Smith, 1949; Haynes, 1982; Ahlbrandt *et al.*, 1983) ont reconnu dans l'alternance des séquences sédimentaires autant de complexes dunaires, chacun étant relié à des périodes climatiques distinctes. Dans les déserts chauds, par exemple, l'extension des dunes continentales coïncide généralement avec des phases climatiques arides (Mabbut, 1977). En milieu subarctique, la recrudescence de l'activité dunaire a été associée à des conditions climatiques froides et sèches, ces conditions étant généralement plus favorables au transport éolien et nivéo-éolien (Filion, 1984; Bélanger et Filion, 1991; Filion *et al.*, 1991), mais constituant également un obstacle au rétablissement de la végétation après le passage d'un feu.

La chronologie du développement des dunes dans la région du sud-est de la mer d'Hudson a été récemment comparée à celles de la géelifluxion dans les combes à neige et à celle des feux dans les sites bien drainés, aujourd'hui recouverts d'une végétation à dominance lichénique (Filion *et al.*, 1991). Fondée

sur plusieurs centaines de datations au ^{14}C , cette comparaison a permis de faire ressortir que le développement de plusieurs écosystèmes, largement répandus dans la zone de la toundra forestière (*e.g.* dunes, combes à neige, lichénaies), est survenu de manière synchrone au cours de l'Holocène et qu'il constitue l'une des plus importantes manifestations des changements écologiques après le passage des feux.

Dans quelle mesure le développement des dunes de la partie nord-est de la mer d'Hudson, soit à la limite de la toundra et de la toundra forestière, est-il lui aussi étroitement relié à l'histoire des feux? Est-il possible qu'au-delà de la limite des arbres l'éolisation des surfaces sableuses soit simplement occasionnée par l'exposition accrue des sites, dans un environnement dépourvu de végétation dense? Un tel constat viendrait alors remettre en question le rôle des feux comme catalyseurs de ce type de perturbation en toundra et, par le fait même, celui des dunes en tant qu'indicateurs paléoclimatiques. L'objectif principal de cette étude est donc de comparer l'historique du développement des dunes de la partie nord-est de la mer d'Hudson, plus particulièrement dans la sous-zone arbustive de la toundra forestière et dans la toundra arbustive (*sensu* Payette, 1983), c'est-à-dire dans la région charnière de la limite des forêts, à celui déjà établi par Filion (1984) pour la partie sud-est (essentiellement la sous-zone forestière de la toundra forestière) (fig. 1). Par la même occasion, certaines caractéristiques zonales des paléosols dunaires seront discutées, surtout en relation avec les feux.

RÉGION ÉTUDIÉE

La région à l'étude se situe dans la partie nord-est de la mer d'Hudson, entre les latitudes $57^{\circ}00'N$ et $58^{\circ}30'N$, et elle s'étend depuis la côte vers l'intérieur des terres jusqu'à $75^{\circ}00'$ de longitude ouest (fig. 1 et 2). Délimitée au nord par la rivière Innukjuac et le lac Chavigny et au sud par la rivière Nastapoca ainsi que par le lac Minto, cette région couvre une superficie d'environ $20\,000\text{ km}^2$. Le socle rocheux fait partie de la province tectonique du Supérieur (Avramtchev, 1982). Il est constitué principalement de roches granitiques et gneissiques, comprenant des inclusions de roches volcaniques et sédimentaires (Stevenson, 1968).

La déglaciation wisconsinienne et la transgression marine tyrrélienne ont laissé une multitude de formes et de dépôts qui sont visibles en bien des endroits sur le socle. On évalue l'âge du retrait de l'inlandsis à environ 8000-7300 ans BP; il se serait effectué suivant un axe NO-SE (Hillaire-Marcel, 1976; Allard et Seguin, 1985; Dyke et Prest, 1987; Lauriol et Gray, 1987). Lors du retrait de l'inlandsis, les eaux de la Mer de Tyrrell ont submergé les terres jusqu'à une altitude pouvant atteindre 180 à 195 m dans certaines régions côtières, notamment dans les secteurs des rivières Nastapoca et Longland (Lauriol et Gray, 1987). Dans la partie nord-est de la côte hudsonienne, soit au-delà de Innukjuac, la limite marine maximale n'aurait probablement pas dépassé 150 m (Lauriol et Gray, 1987; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1980).

La couverture sédimentaire est discontinue, surtout dans le secteur continental où le substrat rocheux affleure sur de grandes étendues. Les dépôts d'origine glaciaire apparaissent généralement sous la forme de minces couvertures morai-

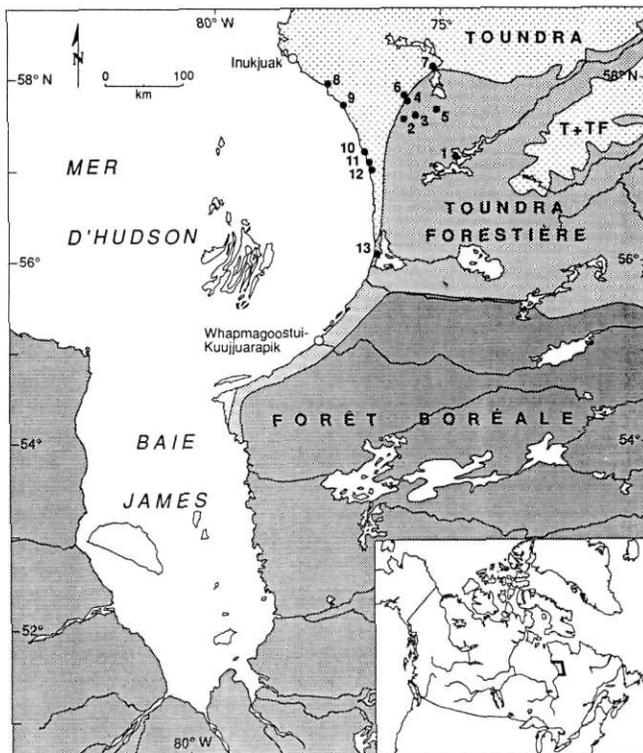


FIGURE 1. Zones phytogéographiques et localisation des sites étudiés.

Phytogeographic zones and location of sites in the study area.

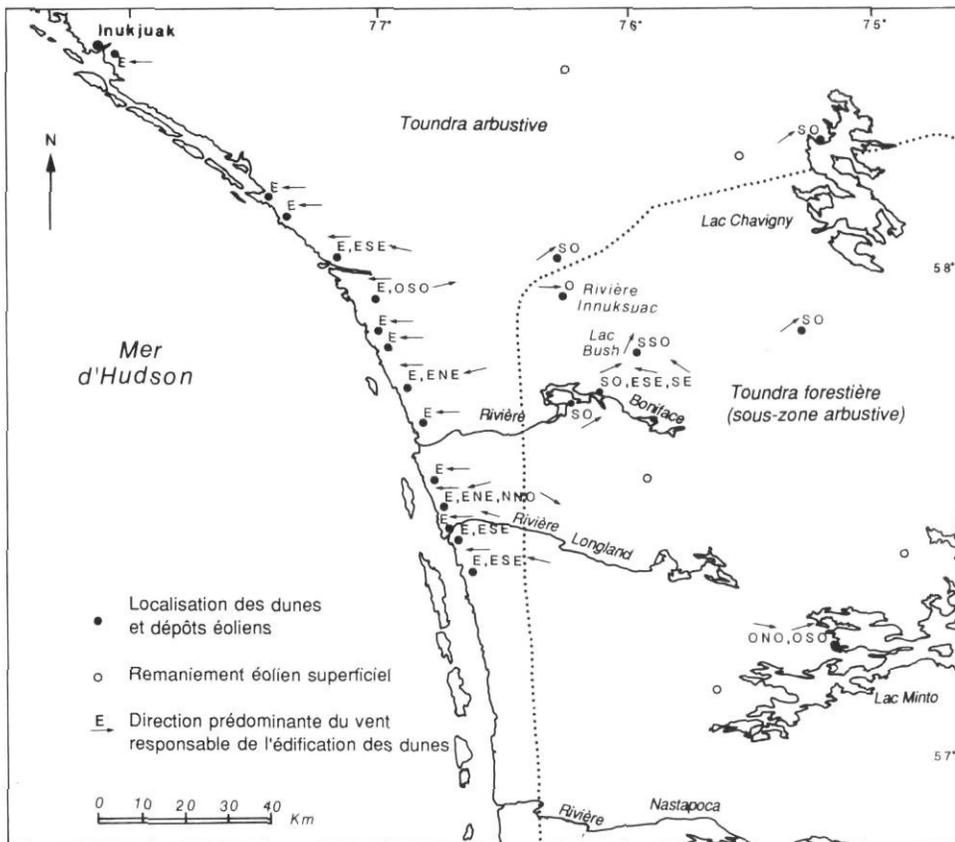


FIGURE 2. Localisation des dunes et dépôts éoliens dans la région étudiée et direction des vents responsables de leur mise en place.

Location of dunes and eolian deposits in the study area and effective wind directions in the sector.

niques. Ils se présentent sous forme de crêtes allongées ou en buttes, habituellement regroupées en champs de drumlins. On trouve également de nombreux blocs erratiques perchés au sommet des collines. Les dépôts fluvio-glaciaires apparaissent, soit sous forme d'eskers, de plaines d'épandage ou de deltas et ils sont localisés surtout entre les 75° et 76° de longitude ouest. Certains eskers, comme ceux situés au nord du lac Kapisililik, se terminent par des épandages deltaïques édifiés au contact des eaux de la Mer de Tyrrell (Allard et Seguin, 1985). Dans la frange côtière, les dépôts meubles (surtout les sédiments argileux et sableux) sont plus répandus. Les argiles marines occupent principalement le fond des vallées et les dépressions structurales, et elles peuvent être surmontées par des accumulations sableuses. Les plages anciennes et les terrasses de la Mer de Tyrrell forment les surfaces sableuses les plus étendues de la région. Exposées aux remaniements éoliens, elles sont modelées en vastes champs de dunes, qui occupent généralement l'intérieur des grandes vallées structurales s'ouvrant sur la mer ou des zones légèrement inclinées vers la mer.

Dans la région étudiée, les stations météorologiques sont toutes situées le long de la côte, ce qui permet difficilement de caractériser le climat en milieu continental. La température moyenne annuelle à la station côtière de Inukjuak, soit la station la plus près de la région à l'étude, est de $-6,7^{\circ}\text{C}$ (période 1951-1980) (Environnement Canada, 1981). La température moyenne minimale est enregistrée en février ($-22,6^{\circ}\text{C}$) et la température moyenne maximale, en juillet ($10,5^{\circ}\text{C}$). Les précipitations moyennes annuelles sont de 386,5 mm. Durant le mois le plus froid, elles n'atteignent que 8,6 mm (équivalent-

eau), alors qu'en juillet, mois le plus pluvieux, elles sont de l'ordre de 54,2 mm. La pluie représente environ 60 % du total des précipitations annuelles et elles tombent plus abondamment durant les mois de juillet, août et septembre. Les dépressions en provenance de l'ouest entraînent alors une augmentation de la nébulosité qui se traduit par une fréquence élevée de brouillard et de nuages bas. La région côtière est ainsi maintenue pendant ces quelques mois sous l'influence d'un climat maritime (Wilson, 1971; Hare et Thomas, 1974). Durant l'hiver, au contraire, la mer est couverte de glace ce qui, conjugué aux flux d'air arctique froid et sec qui traversent le nord du Québec, confère à l'ensemble de la région un climat à caractère continental (Burbidge, 1951; Hare et Thomas, 1974; Markham, 1988). Les vents les plus forts proviennent des quadrants sud et ouest (tabl. I), et c'est en octobre, novembre et décembre qu'ils atteignent leur vitesse maximale. Les vents d'est peuvent eux aussi atteindre une grande vitesse, mais au printemps, soit en mars et en avril. En ce qui a trait à la fréquence directionnelle des vents, on note une dominance de l'ouest en été et du nord-nord-est en hiver.

La plupart des dunes du secteur continental ont été édifiées sous l'action de vents en provenance des quadrants sud et ouest¹ (fig. 2). Les vents du sud-ouest sont responsables de la formation de près de 80 % des ensembles dunaires en milieu continental. Dans le secteur côtier, la majorité des dunes observées sont surtout soumises à l'influence des vents en provenance de l'est. On peut aussi observer des dunes édifiées par

1. L'orientation des dunes a été mesurée sur le terrain à l'aide d'une boussole et, dans d'autres cas, à partir de photographies aériennes.

TABLEAU I

Vitesse moyenne des vents par direction (km/h),
station météorologique d'Inukjuak

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.
N	20,4	23,7	22,5	25,0	21,0	24,2	20,8	20,6	19,8	22,3	20,9	19,0	21,7
NNE	20,1	19,6	17,9	23,4	21,0	21,3	17,4	16,7	15,6	19,7	19,8	18,4	19,2
NE	22,3	18,8	18,5	21,5	19,1	19,4	19,1	21,3	16,9	20,7	19,0	16,5	19,4
ENE	27,0	26,5	23,9	<u>30,4</u>	26,5	22,9	24,3	24,9	17,9	24,5	22,5	22,1	<u>24,5</u>
E	22,9	25,9	25,0	<u>32,1</u>	28,3	20,7	23,2	23,6	18,6	20,4	23,7	25,7	<u>24,2</u>
ESE	17,9	14,9	21,9	19,8	20,5	18,1	21,7	19,7	19,7	17,2	20,3	21,3	19,4
SE	18,8	13,1	20,2	21,2	20,3	18,6	23,6	20,8	20,0	18,0	18,5	18,9	19,3
SSE	25,3	24,4	21,4	25,1	19,8	22,7	24,7	22,4	22,6	28,2	23,4	25,2	23,8
S	24,6	22,6	21,7	26,6	19,4	19,5	23,3	24,6	23,1	<u>30,8</u>	<u>34,3</u>	25,7	<u>24,7</u>
SSO	22,7	17,9	23,5	25,9	17,9	19,3	23,0	23,5	22,9	26,7	<u>33,7</u>	21,9	23,2
SO	23,6	18,9	21,9	26,5	18,4	17,1	22,5	21,9	25,0	24,7	27,1	24,6	22,7
OSO	26,1	21,0	22,8	25,1	21,1	20,5	21,5	21,1	27,0	25,0	28,9	28,0	<u>24,0</u>
O	25,3	19,0	19,5	25,8	19,5	22,1	22,5	24,4	25,5	27,2	<u>31,1</u>	27,1	<u>24,1</u>
ONO	25,3	18,2	22,8	26,1	22,6	20,6	21,6	20,8	24,1	24,6	<u>30,4</u>	26,2	23,6
NO	28,9	17,4	19,4	26,6	28,3	21,4	24,0	21,6	22,2	20,2	24,5	23,5	23,2
NNO	25,0	19,1	19,6	26,7	25,9	22,9	23,1	23,3	19,5	19,6	25,2	20,8	22,6
Toutes directions	21,8	17,2	18,4	23,6	21,3	20,8	2,71	21,6	20,4	22,4	24,4	20,8	21,2

(Source: Environnement Canada, 1981)

des vents provenant de l'ouest, de l'ouest-sud-ouest ou de l'ouest-nord-ouest, mais elles sont assez peu nombreuses (fig. 2).

La région étudiée chevauche la toundra forestière et la toundra arbustive (Payette, 1983). La transition d'une zone à l'autre se fait autour du 58°15'N en milieu continental, alors que sur la côte, où les conditions climatiques sont plus rigoureuses, le changement s'effectue plus au sud, soit autour du 56°35'N (Payette, 1975; Payette et Filion, 1975). À l'intérieur des terres, l'épinette noire forme la limite des arbres, alors qu'en milieu maritime c'est l'épinette blanche. Les changements climatiques des derniers millénaires, combinés à l'action du passage répété des feux naturels, ont grandement modifié le paysage végétal. La conjugaison de ces facteurs a engendré une déforestation progressive de la zone subarctique et entraîné peu à peu le remplacement du couvert coniférien par des surfaces toundriques (Payette, 1981; Payette et Gagnon, 1985). On conçoit facilement que l'importance spatiale prise par les espaces ouverts, à végétation basse, soit une conséquence directe de l'évolution à long terme de ces milieux. Dans la partie nord de la toundra forestière, la forêt n'occupe en fait que les endroits les mieux protégés, alors qu'en toundra arbustive on trouve dans des sites équivalents un couvert arbustif constitué de diverses espèces de saules, de bouleau glanduleux et d'aulne vert (Payette, 1976, 1983).

MÉTHODES

L'examen des photographies aériennes panchromatiques (échelle de 1/40 000), ainsi que les survols en avion et les mis-

sions de reconnaissance sur le terrain, ont permis de dresser un inventaire des dunes et dépôts éoliens de la région étudiée. La sélection des sites d'échantillonnage a été effectuée dans le but de représenter les secteurs côtier et continental (composante longitudinale), ainsi que les grandes unités phytogéographiques (composante latitudinale). Treize sites ont été retenus pour cette étude (fig. 1 et tabl. II).

Les dunes subarctiques se déplacent très lentement et sur de courtes distances par comparaison aux dunes de milieu désertique (Filion et Marin, 1988; Marin, 1989). Pour cette raison, les sols se présentent généralement sous forme de séquences sédimentaires, résultat de l'alternance de phases d'érosion et d'accumulation. L'analyse des paléosols et la datation au radiocarbone des horizons organiques prélevés dans les sols enfouis par les sédiments éoliens ont ainsi servi à reconstituer le cadre chronologique du développement des dunes.

Chaque paléosol a fait l'objet d'une description détaillée à partir d'une coupe verticale effectuée à même la crête latérale, sur la face interne (au vent) de la dune. Au total, 32 profils de sol ont été décrits en considérant leurs caractéristiques morphologiques et morphométriques, lesquelles font référence aux normes et critères de la Commission canadienne de pédologie décrits par McKeague (1978). Les prélèvements ont été effectués dans les parties les plus homogènes de l'horizon, de manière à obtenir des échantillons représentatifs du pédon. Les horizons organiques trop minces et discontinus ou trop rapprochés les uns des autres n'ont pas été récoltés, afin d'éviter les problèmes reliés à l'imprécision et éventuellement l'inversion des dates au ¹⁴C.

TABLEAU II

Localisation et caractéristiques générales des sites étudiés

Sites	Coordonnées géographiques	Altitude (m)	Superficie des ensembles dunaires (ha)	Zone de végétation	Direction des vents effectifs
1 Lac Minto	57°14'-75°16'	170	16	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	ONO, OSO
2 Rivière Boniface	57°43'-76°16' 57°45'-76°10'	120	4	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	SO, S, O, ESE, SE
3 Lac Bush	57°50'-76°00'	150	<0,5	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	SSO, SO
4 Lac Kapisillik	57°58'-76°18'	160	<1	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	O
5 Lac Voizef	58°03'-76°15'	160	<1	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	SO, NE
6 Rivière Innusuac	57°52'-75°20'	210	<1	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	SO
7 Lac Chavigny	58°15'-75°15'	180	<0,5	Toundra arbustive	SO
8 Rivière Kuuga-jaaraaluk	58°02'-77°13'	30	196	Toundra arbustive	E
9 Bell Harbour	57°57'-77°05'	20	81	Toundra arbustive	E, OSO
10 Rivière Brot	57°35'-76°49'	40	36	Toundra arbustive	E
11 Rivière Longland	57°28'-76°42'	40	576	Toundra arbustive	E, ESE
12 Pointe au Canon	57°24'-76°40'	20	16	Toundra arbustive	E, ESE
13 Lac Guillaume-Delisle	56°18'-76°31'	60	144	Toundra forestière (sous-zone arbustive)	E

Dans le cadre de cette étude, 48 horizons organiques échantillonnés dans les profils de sol ont été soumis pour datation au radiocarbone (29 échantillons constitués de charbon de bois, 4 humus carbonisés, 15 échantillons formés d'un humus bien décomposé et un seul composé de fragments organiques peu décomposés). Tous les échantillons soumis à la datation ont été séchés et ensuite débarrassés des débris végétaux (racines et radicelles). Les échantillons contenant une faible quantité de matière organique (33 échantillons) ont été datés au Laboratoire Beta Analytic Inc. de la Branch University (Coral Gables, Floride), et les autres (15 échantillons) l'ont été au Laboratoire de radiochronologie du Centre d'études nordiques, à l'Université Laval. Les dates ont été calculées en fonction d'une demi-vie de 5568 ans.

À partir des dates au ^{14}C , des histogrammes de fréquence ont été confectionnés selon une méthode statistique qui minimise la marge d'erreur rattachée aux datations au radiocarbone (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977). Au total, 111 dates, dont 63 sont tirées des travaux de Filion (1983) et provenant d'autres laboratoires, ont été utilisées dans les histogrammes de fréquence. Des histogrammes distincts ont été constitués pour chaque zone phytogéographique (43 dates pour la sous-zone forestière de la toundra forestière, 46 pour la sous-zone arbustive et 22 pour la toundra arbustive). Dans cette dernière zone, deux dates (sur un total de 24) ont donné un âge

moderne et n'ont pas été considérées dans les histogrammes. Le poids statistique des dates au ^{14}C obtenues des horizons organiques non carbonisés a été représenté par un tireté sur les histogrammes de fréquence.

En laboratoire, certains horizons organiques (36 au total) ont fait l'objet d'une analyse macrofossile, provenant de 15 profils de la toundra et de la sous-zone arbustive de la toundra forestière. Dans un premier temps, chaque échantillon a été examiné afin d'évaluer la proportion des fragments herbacés, ligneux ou lichéniques et de matière minérale, selon une échelle en classes de pourcentage (1, < 12 %; 2, 12-25 %; 3, 25-50 %; 4, 50-75 %; 5, 75-100 %), proposée par Troëls-Smith (1955). Ensuite, les pièces végétales prélevées ont été identifiées au Laboratoire de paléobiogéographie et de palynologie de l'Université de Montréal. À partir de 109 pièces, 26 taxons végétaux ont pu être identifiés.

RÉSULTATS

CHRONOLOGIE DE L'ACTIVITÉ ÉOLIENNE

Dans la partie méridionale de la toundra forestière (fig. 3C), l'activité éolienne a débuté vers 4200 ans BP, au site du lac à l'Eau Claire (Filion, 1983). C'est d'ailleurs la date la plus ancienne de toutes les dates obtenues pour la toundra forestière et la toundra arbustive. Entre 4200 et 2100 ans BP, le poids statistique des dates au ^{14}C est faible et témoigne d'une activité relativement mineure. Après 2000 ans BP, mais surtout entre 1650 et 1000 ans BP et après 750 ans BP, on observe une activité importante dans tous les sites, tant côtiers que continentaux.

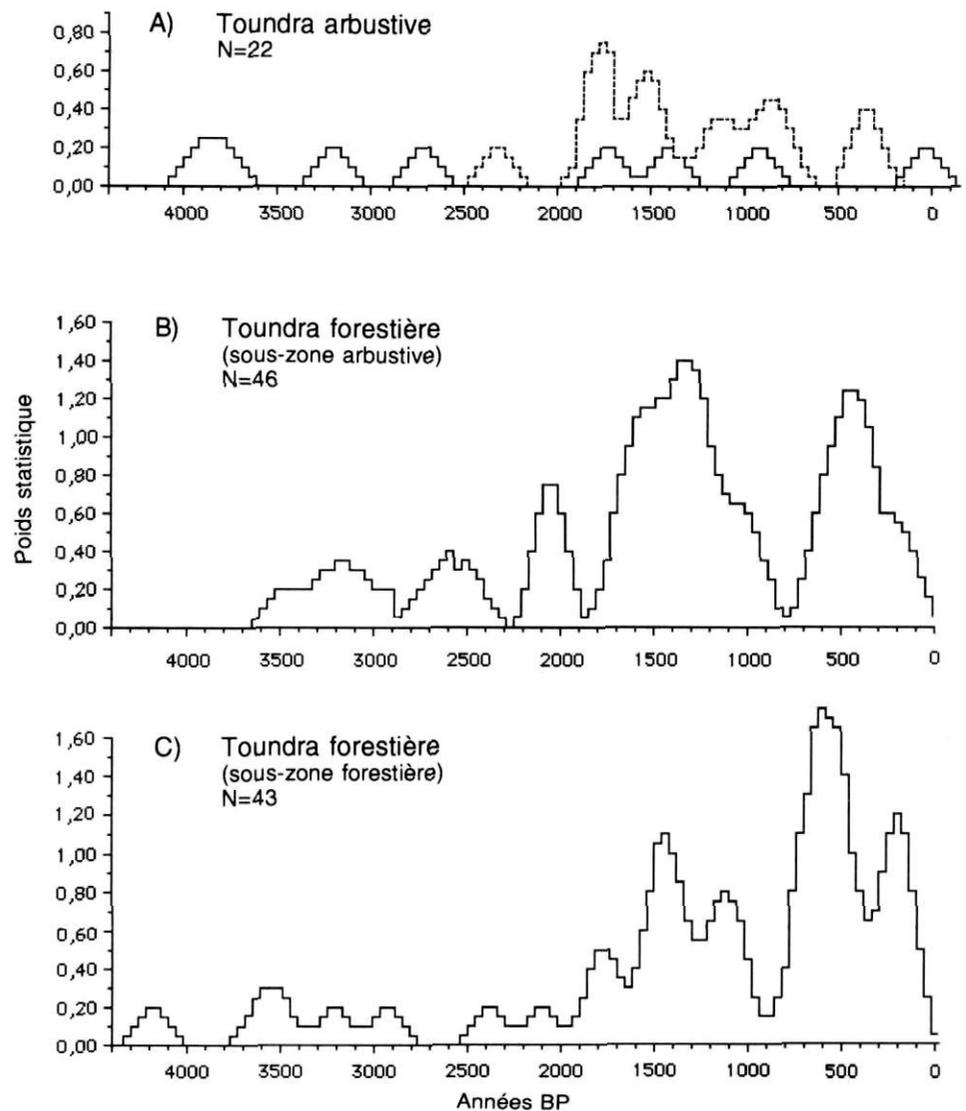
Dans la sous-zone arbustive de la toundra forestière (fig. 3B), l'activité éolienne a commencé plus tard, soit vers 3550 ans BP (rivière Boniface), et est restée mineure jusque vers 2400 ans BP. Après une courte récurrence vers 2050 ans BP, on observe deux phases majeures, soit entre 1650 et 1000 ans BP, puis après 750 ans BP, comme dans la sous-zone forestière. La période 1650-1000 ans BP est enregistrée dans tous les sites au moins une fois.

Dans la toundra arbustive, l'activité éolienne s'est manifestée de manière sporadique après 3900 ans BP (fig. 3A). Après 2000 ans BP, on observe une recrudescence qui s'est poursuivie jusque vers 650 ans BP, d'ailleurs enregistrée dans tous les sites de la toundra. Une reprise mineure s'est produite vers 350 ans BP.

Les histogrammes font ressortir une augmentation de l'activité éolienne au cours des deux derniers millénaires dans toutes les zones, mais également des différences dans sa manifestation régionale. Sans être parfaitement synchrones, les deux périodes majeures d'éolisation au sein des deux sous-zones de la toundra forestière s'insèrent dans des intervalles de temps comparables, soit entre 1650-1000 ans BP et après 750 ans BP (fig. 3B-C). En toundra arbustive, c'est vers 1900-1800 ans BP que se manifeste l'augmentation de l'éolisation, soit un peu plus tôt que dans la toundra forestière. L'intervalle de faible éolisation compris entre ca 1000 et 750-650 ans BP, caractéristique des deux sous-zones de la toundra forestière, ne trouve pas son équivalent dans la toundra arbustive où il semble survenir un peu plus tard, soit entre 650-450 ans BP.

FIGURE 3. Poids statistique des dates au ^{14}C par zone phytogéographique. Le tireté représente le poids des dates effectuées à partir de matériel non carbonisé. L'histogramme 3C a été constitué à partir des données de Filion (1983) pour fins de comparaison.

Cumulative statistical weight histograms of ^{14}C dates by phytogeographic zones. Broken lines were used for dates from non-charred material. Histogram 3C was constructed by the previous study Filion (1983).



Enfin, il convient de souligner que dans l'ensemble des séquences sédimentaires, ne sont apparues que deux inversions de dates (sites de la rivière Brot et du lac Minto). En tenant compte de l'écart type des datations, la différence maximale entre les dates au ^{14}C est d'environ 170 ans au lac Minto (370 ± 70 BP et 410 ± 60 BP) et de 200 ans au site de la rivière Brot (860 ± 40 BP et 950 ± 70 BP). Il est possible que le faible écart observé entre les dates (soit moins de 200 ans pour chaque site) signifie qu'il s'agit du même événement éolien. D'autant plus que les horizons organiques échantillonnés dans les profils étaient très rapprochés (moins de 2 cm de distance verticale).

CARACTÉRISTIQUES DES PALÉOSOLS DE DUNES

Le nombre d'horizons organiques enfouis par les sédiments éoliens au sein de chaque profil tend à diminuer à mesure que l'on progresse vers le nord. Le tableau III présente le nombre moyen d'horizons par profil de sol dans chaque zone phytogéographique et tient compte des données de Despots (1990) et de Filion (1984) pour la forêt boréale. De manière générale, le nombre d'horizons organiques enfouis dans les dunes dimi-

nue vers le nord, étant de quatre à cinq fois plus élevé dans la zone boréale que dans la toundra. On observe aussi une diminution du nombre d'horizons carbonisés suivant le même axe sud-nord. Dans la toundra arbustive, en effet, seulement 33 % des horizons échantillonnés dans les 14 profils portent

TABLEAU III

Nombre d'horizons organiques dans les séquences de dunes

Zones de végétation	Nombre de profils	N moyen d'horizons organiques par profil	N d'horizons organiques carbonisés sur N total d'horizons organiques
Toundra arbustive	14	1,7	8/24 (33%)
Toundra forestière (sous-zone arbustive)	23	2,0	46/46 (100%)
Toundra forestière (sous-zone forestière)	8	2,0	34/34 (100%)
Boréal	13	6,6	86/86 (100%)

des traces de feu, alors que c'est la totalité des échantillons dans les deux autres zones (tabl. III).

Les résultats de l'analyse macrofossile des horizons organiques des paléosols dunaires sont présentés aux tableaux IV (sous-zone arbustive de la toundra forestière) et V (toundra arbustive). En plus de la liste des taxons identifiés dans chacun des horizons, figurent aussi sur les tableaux les classes d'abondance des divers types de fragments végétaux (herbacés, ligneux et lichéniques).

Près d'une dizaine de taxons ont été identifiés dans les paléosols de la toundra forestière, principalement des arbustes et quelques plantes herbacées (tabl. IV). Les macrorestes (rameau, aiguille) de *Picea* sont présents dans presque tous

les sites, sauf au lac Guillaume-Delisle (fig. 1). Ils sont particulièrement abondants dans les paléosols du lac Minto, de la rivière Boniface et du lac Bush. Des aiguilles de *Picea glauca* ont été identifiées sur le site de la rivière Boniface et de la rivière Innuksuac. Les espèces arbustives comprennent *Juniperus communis*, *Betula glandulosa*, *Vaccinium uliginosum*/*Empetrum nigrum*, *V. vitis-idaea* et *Potentilla tridentata*. Les éricacées (genre *Vaccinium*) se retrouvent dans un grand nombre de sites (rivière Boniface, lac Minto et lac Bush, fig. 1). On trouve aussi des fragments lichéniques dans la plupart des horizons.

Dans la toundra arbustive, seulement cinq taxons ont été identifiés et ils proviennent presque exclusivement du site de

TABLEAU IV

Diagramme macrofossile des paléosols dunaires de la sous-zone arbustive

Site	Dates au ¹⁴ C	DH	DL	DLC	GG	FE	FE	RM	FE	FG	FG	FG	RM	FU	FE	FE	GR	GR	ECB	FG	GR	FG	FG	FG	SC	FG	CR	FG						
						<i>Picea mariana</i>	<i>Picea glauca</i>	<i>Picea mariana</i> / <i>Picea glauca</i>	Bois de conifère	Bois	<i>Juniperus communis</i>	<i>Betula glandulosa</i>	<i>Vaccinium uliginosum</i> / <i>Empetrum nigrum</i>	<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	<i>Empetrum nigrum</i>	<i>Carex ssg vignaea</i>	Arbuste	Écorce	<i>Potentilla tridentata</i>	Restes d'herbacées	Lichen	<i>Cenococcum graniforme</i>	Cocon d'insectes	Crottin	Coléoptères									
Rivière Boniface	Site 2																																	
	440±60		+	1	3																													
	570±60		1	+	3																													
	1080±70		+	+	3																													
	1380±70		+	+	3																													
2050±70		+	+	3																														
Lac Minto	Site 1																																	
	410±60		+	+	3																													
	370±70		+	+	3																													
2450±80		1	+	3																														
Lac Bush	Site 3																																	
	940±70		1	+	3																													
	1070±70		1	+	3																													
1260±90		+	1	+	3																													
Rivière Innuksuac	Site 5																																	
	1030±70		+	1	+	4																												
Guillaume-Delisle	Site 13																																	
	1680±70		+		4																													
2660±70		+		3																														

Légende:

- DH: *detritus herbosus* (fragments herbacés)
- DL: *detritus lignosus* (fragments ligneux)
- DLC: *detritus lichensis* (fragments lichéniques)
- GG: *grana glareosa* (matière minérale)

Classes d'abondance

- 1 <12%
- 2 12-25%
- 3 25-50%
- 4 50-75%
- 5 75-100%

- GR: graine
- FE: feuille
- FU: fruit
- RM: rameau
- TI: tige
- ECB: écaille de bourgeon
- FG: fragments
- SC: sclérote
- CR: crottin
- FR: frustule

TABLEAU V

Diagramme macrofossile des paléosols dunaires de la toundra arbustive

Site	Dates au ¹⁴ C	<div style="display: flex; justify-content: space-around; font-size: small;"> <i>Picea mariana/ Picea glauca</i> Bois Écorce <i>Empetrum nigrum</i> <i>Vaccinium uliginosum</i> <i>Fragaria/Potentilla</i> Lichen <i>Polytrichum</i> sp. Restes d herbacées Cocon d insecte <i>Cenococcum graniforme</i> Crottin Coléoptères </div>																
		DH	DL	DLC	GG	GR	FG	FG	FE	FE	GR	TI	TI	FG	FG	SC	CR	FG
Pointe au Canon	Site 12 Moderne	+	+	1	4	x		x	x	x	x	x			x	x		
	1190±80	+	+		4					x			x					
Bell Harbour	Site 9 1730±80	+			4								x				x	
Rivière Longland	Site 11 1110+60	1			4								x		x		x	
	Moderne	+			4								x	x	x		x	
Rivière Brot	Site 10 Moderne	1			4								x				x	
	950±70	1			4								x		x		x	
	860±40	1			4								x				x	
	320±60	+			4								x	x	x		x	
	1390±70	+			4			x					x		x		x	
	1820±70	+			4								x		x		x	
Rivière Kuugajjaraaluk	Site 8 350±70	+			4								x	x				
	1410±70	+			4								x					
Lac Chavigny	Site 7 1610±70	+	+		4			x					x		x	x	x	
Lac Voizel	Site 6 1420±70	+	+		4			x					x		x		x	
	1830±70	1	+		4			x					x		x		x	
	2720±70	1	+	+	4			x	x			x	x	x	x	x	x	

la pointe au Canon (tabl. V, fig. 1). Les taxons identifiés sont *Picea mariana/glauca*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium uliginosum*, *Fragaria/Potentilla* et *Polytrichum* sp. Les autres paléosols renferment surtout des restes de plantes herbacées non identifiées, ainsi que des sclérotés (*Cenococcum graniforme*) et divers fragments (élytre, prothorax, etc.) de coléoptères. Une seule pièce de *Picea* (graine) a été trouvée au site de la pointe au Canon.

Les paléosols dunaires de la toundra arbustive renferment donc une flore macrofossile moins diversifiée que ceux de la toundra forestière. La proportion des divers types végétaux

(fragments herbacés, ligneux et lichéniques) diffère aussi dans les deux zones, les fragments de plantes herbacées étant prédominants dans la toundra (tabl. V) et les fragments ligneux ainsi que les restes de lichens en toundra forestière (tabl. IV).

DISCUSSION

PRINCIPALES PHASES ÉOLIENNES

D'après les dates les plus anciennes correspondant aux premières manifestations éoliennes dans la région, un délai de plusieurs millénaires sépare la mise en place des dépôts

de leur remaniement par le vent. En effet, le retrait de l'Inlandsis laurentidien s'est effectué vers 7300 ans BP sur la côte et vers 7000-6800 ans BP, à l'intérieur des terres (Allard et Seguin, 1985; Dyke et Prest, 1987; Lauriol et Gray, 1987). Dans le secteur continental, l'émersion des terres, lesquelles ont été envahies par la mer jusqu'à une altitude d'environ 180 m, s'est effectuée vers 6000-5800 ans BP, d'après les datations obtenues à la base de séquences sédimentaires organiques dans la région de la rivière Boniface (K. Gajewski *et al.*, manuscrit non publié). L'éolisation des surfaces sableuses n'est survenue que beaucoup plus tard, la plus vieille date au ^{14}C ayant donné un âge de 3490 ans BP, dans le secteur de la rivière Boniface (tabl. VI). Cet écart, beaucoup plus considérable que celui obtenu par Despons (1990) à la limite nord de la forêt boréale, peut être attribuable au régime des feux qui entretient une fréquence moins élevée à la limite des arbres que dans la forêt boréale.

Dans le secteur côtier, les dates au ^{14}C les plus anciennes obtenues à la base des profils ont donné des âges encore plus récents que pour le secteur continental. L'émersion des terres situées à une altitude comprise entre 20 et 40 m, altitude à laquelle se trouve la majorité des dunes, s'est faite autour de 4500-3500 ans BP (Hillaire-Marcel, 1976), alors que les dates d'éolisation les plus anciennes sont de 2660 ans BP (à 60 m) et 2320 ans BP (à 20 m). Un délai important sépare là aussi le dépôt initial des premiers sédiments éoliens. Il n'existe donc aucune corrélation entre l'altitude des sites et l'âge des surfaces éolisées dans les deux secteurs étudiés (tabl. VI).

Les histogrammes de fréquence des datations au ^{14}C en provenance des deux sous-zones de la toundra forestière font ressortir deux grandes périodes d'éolisation synchrones, soit entre 1650-1000 ans et après 750 ans BP (fig. 3B-C). Il convient de souligner que la première période apparaît comme la plus importante dans la sous-zone arbustive, alors que la seconde semble plus marquée dans la sous-zone forestière, à en juger par le poids statistique des dates au ^{14}C . Ces périodes ne ressortent pas de l'histogramme en provenance de la toundra arbustive, bien que le nombre plus faible d'horizons organiques dans les profils de sol de la toundra arbustive (24 au total) rende la comparaison difficile. Il semble néanmoins qu'en toundra arbustive, l'activité éolienne se manifeste de manière plus uniforme, alors qu'en toundra forestière elle est largement reliée au passage des feux et conserve, de ce fait, un caractère épisodique.

Il ressort une différence marquée entre les deux grandes zones de végétation, quant à l'épisode de faible éolisation survenu entre ca 1000 et 750-650 ans BP en toundra forestière et vers 650-450 ans BP en toundra arbustive (fig. 3A-C). Ce décalage pourrait être relié à la nature des échantillons soumis pour datation, car les deux tiers des horizons récoltés en toundra sont des fragments organiques non carbonisés. Les datations obtenues sur un tel matériel sont moins précises, en raison du temps de résidence de la matière organique dans le sol de l'ordre de 0 à 300-400 ans BP, lequel a un effet de rajeunissement (Alexander et Price, 1980; Payette *et al.*, 1985). La matière organique inerte comme les charbons sont en effet susceptibles de fournir un âge plus précis que les humus. Le décalage observé entre la chronologie de la toundra arbustive

TABLEAU VI

Altitude des sites étudiés et dates au ^{14}C obtenues à la base des profils de sol

Sites	Profils	Altitude (m)	Âges au ^{14}C
<i>Secteur continental</i>			
Rivière Innuksuac	20	210	1030±70
Lac Minto	17	170	620±80
	18	170	2450±80
Lac Voizel	16	160	760±80
Lac Chavigny	19	160	161±70
Lac Bush	21	150	1260±90
Rivière Boniface	1	120	3190±90
	6	120	1280±70
	8	120	3290±80
	9	120	130±70
	10	120	1570±80
	12	120	3490±70
<i>Secteur côtier</i>			
Lac Guillaume-Delisle	27	60	2660±80
Rivière Brot	34	40	1820±70
Rivière Longland	30	40	910±60
	31	40	1110±60
Rivière Kuuga-jaaraaluk	23	30	350±70
	24	30	1410±70
Bell Harbour	25	20	760±80
	26	20	1730±80
Pointe au Canon	28	20	2320±70
	29	20	1190±80

et celles de la toundra forestière doit donc être interprété avec prudence.

LE RÔLE DES FEUX DANS LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE

Dans la toundra forestière, la présence généralisée d'horizons carbonisés dans les paléosols dunaires souligne l'importance des feux dans la dynamique éolienne. Reconnue dans de nombreux travaux (Klemsdal, 1969; Seppälä, 1971; Filion, 1984; Filion *et al.*, 1991), cette relation feu-éolisation est beaucoup moins évidente dans la toundra arbustive où seulement 33 % des horizons enfouis présentent des traces de feu (tabl. III). Cette situation est en partie redevable à une diminution de l'incidence des feux à la limite des forêts. La datation et la cartographie des feux récents effectuées dans la région étudiée a en effet permis de montrer qu'il y a une diminution notable de la fréquence et de la dimension des feux naturels suivant un gradient latitudinal, depuis la zone boréale à la toundra arbustive (Payette *et al.*, 1989). La réduction de la biomasse végétale (combustible disponible) et le régime climatique moins favorable au déclenchement des feux expliqueraient ce gradient de feu en milieu continental (Wein, 1976; Filion, 1984; Payette *et al.*, 1989).

L'absence d'horizons carbonisés dans plusieurs sites de la toundra, surtout en milieu côtier où les champs de dunes occupent de grandes superficies, pourrait aussi s'expliquer par l'accroissement des surfaces de déflation. Leur agrandissement aurait eu pour effet de faire disparaître des séquences complètes de profils de dunes, lesquelles pouvaient contenir un certain nombre d'horizons carbonisés. Autrement dit, les feux ont très bien pu être à l'origine des processus éoliens, mais les traces de tels feux ont pu disparaître, d'autant que les feux de toundra couvrent généralement de faibles étendues (Payette *et al.*, 1989). Dans les sites très exposés du domaine côtier, mais aussi du domaine continental où les dunes sont en règle générale situées en bordure des grands lacs, le couvert végétal est habituellement maigre et discontinu, ce qui donne une emprise au vent sur le sol minéral et facilite l'enfouissement du tapis végétal. Alors que dans la zone boréale et la toundra forestière, le passage de feux constitue une condition nécessaire à l'activité éolienne, la faible biomasse végétale en toundra et l'intensité du vent peuvent créer des conditions propices à l'éolisation des surfaces sableuses, dans les milieux les plus exposés. Ainsi s'explique la forte proportion d'horizons exempts de traces de feu en toundra, par contraste avec la situation dans la forêt boréale et la toundra forestière où les traces de feu sont omniprésentes dans les paléosols, mais également dans les sols de surface (Filion *et al.*, 1991; Payette et Gagnon, 1985).

L'analyse macrofossile n'a pas permis de révéler la présence de taxons qui ne soient pas actuellement observés sur les sites étudiés. Il convient toutefois de souligner l'abondance de macrorestes de *Picea* dans plusieurs sites, notamment dans les profils du lac Minto, du lac Bush et de la rivière Boniface (tabl. IV), ce qui vient appuyer notre interprétation quant au rôle essentiel des feux dans les processus éoliens en toundra forestière. L'identification d'aiguilles de *Picea glauca* provenant d'un site en milieu continental² (rivière Boniface) soulève des doutes quant à l'identification de macrorestes d'épinette à partir des feuilles, en particulier lorsque celles-ci sont endommagées et carbonisées. En toundra arbutive, une seule pièce identifiée à *Picea* a été trouvée, soit au site de la pointe au Canon (tabl. V). Ce dernier est situé à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de la limite actuelle des arbres (fig. 1). Comme la distance séparant ce site d'échantillonnage de la limite des arbres est relativement faible, on peut présumer que cette graine d'épinette a été transportée par le vent. En somme, l'analyse macrofossile des paléosols dunaires n'a pas permis d'identifier de périodes d'expansion de la limite des arbres.

CONCLUSION

L'étude des formations éoliennes à la limite des forêts a permis de faire ressortir certaines différences quant aux relations feu-dune-climat entre la toundra et la toundra forestière. En toundra, il semble que l'incidence des feux ne soit pas une condition nécessaire à la formation des dunes, comme le laisse croire le nombre peu élevé d'horizons carbonisés dans les sédiments éoliens. En toundra forestière, au contraire, les séries continues d'horizons organiques carbonisés dans les paléosols

dunaires témoignent de l'importance du rôle des feux dans les récurrences éoliennes.

Les datations au radiocarbone indiquent une nette recrudescence de l'activité éolienne, surtout après 2000 ans BP. Les deux phases majeures d'éolisation, entre ca 1650 et 1000 ans et après 750-650 ans BP, communes aux deux chronologies de la toundra forestière, ne trouvent pas d'équivalence en toundra où la relation dune-climat s'avère moins concluante.

REMERCIEMENTS

Nous remercions sincèrement Simon Bélanger, Jean-Luc Boudreault, Marie Bernard et Yves Jardon pour leur aide précieuse sur le terrain. Nous tenons également à témoigner notre gratitude à nos guides inuit, Josua Sala et Timothy Tooktoo, ainsi qu'au pilote Éric Parent. La collaboration de Alayn Larouche, du Laboratoire de palynologie de l'Université de Montréal, et de Robert Bonenfant, Claude Roy et Marc Labrosse, de l'Université Laval, a été grandement appréciée. D. Saint-Laurent a bénéficié d'une aide financière dans le cadre du programme de Formation scientifique pour le Nord du ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien. Cette recherche a aussi bénéficié de l'appui financier du CRSNG (gouvernement du Canada) et du Fonds FCAR (gouvernement du Québec), par le biais d'octrois de recherche versés à L. Filion. Nous sommes reconnaissantes à J. C. Ritchie et au lecteur anonyme pour leurs commentaires dans l'évaluation de ce manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Ahlbrandt, T. S., Swinehart, J. B. et Maroney, D. G., 1983. The dynamic Holocene dune fields of the Great Plains and Rocky Mountain Basins, USA, p. 379-406. In E. Brookfield et T. S. Ahlbrandt, édit., *Eolian sediments and processes*. Elsevier, Amsterdam.
- Alexander, C. S. et Price, L. W., 1980. Radiocarbon dating of the rate of movement of two solifluction lobes in the Ruby Range, Yukon Territory. *Quaternary Research*, 13: 365-379.
- Allard, M. et Seguin, M. K., 1985. La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois: bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 13-24.
- 1987. The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (Northern Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 2206-2222.
- Avramtchev, L., 1982. Catalogue des gîtes minéraux du Québec, région de la baie d'Hudson, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Service de la géoinformation, DPV-926, 13 p., carte polychrome à 1/125 000.
- Bégin, C., 1991. Analyse architecturale et dendroécologique d'une pessière à lichens à la limite des forêts. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 159 p.
- Bowler, J. M., 1976. Aridity in Australia. Age, origin and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth Science Reviews*, 12: 279-310.
- Burbidge, F. E. 1951. The modification of continental polar air over Hudson Bay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 77: 365-374.
- Commission canadienne de pédologie, 1978. Le système canadien de classification des sols. Ministère de l'Agriculture du Canada, publication 1646, 170 p.
- Despôts, M., 1990. Dynamisme récent et holocène du pin gris à sa limite septentrionale de distribution au Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 90 p.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987. Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 (2): 237-263.

2. Cette espèce est actuellement confinée à la frange côtière.

- Environnement Canada, 1981. Normales climatiques au Canada, 1951-1980, vol. 2. Service de l'environnement atmosphérique, Ottawa, 306 p.
- Filion, L., 1983. Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique (Québec nordique). Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 123 p.
- 1984. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Québec. *Nature*, 309: 543-546.
- Filion, L. et Morisset, P., 1983. Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay. *Nordicana*, 47: 73-94.
- Filion, L., Saint-Laurent, D., Desponts, M. et Payette, S., 1991. The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada. *The Holocene*, 1: 201-208.
- Fink, J. et Kukla, G. (1977). Pleistocene climates in central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, 7: 363-371.
- Freund, J. E., 1967. *Modern Elementary Statistics*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 432 p.
- Gagnon, R. et Payette, S., 1981. Fluctuations holocènes de la limite des forêts de mélèze, rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macrofossile en milieu tourbeux. *Géographie physique et Quaternaire*, 36: 109-124.
- Hare F. K. et Thomas, M. K., 1974. *Climate Canada*. John Wiley, Toronto, 256 p.
- Haynes, C. V., 1982. Great sand sea and Selima sand sheet, eastern Sahara: Geochronology of desertification. *Science*, 217: 629-623.
- Hillaire-Marcel, C., 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 185-220.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1980. Chronology paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24: 373-392.
- Högbohm, I., 1923. Ancient inland dune of Northern and Middle Europe. *Geografiska Annaler*, 5: 113-242.
- Klemsdal, T., 1969. Eolian forms in parts of Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 23: 49-66.
- Kutzbach, J. E. et Wright, H. R., 1985. Simulation of the climate of 18,000 years BP: Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with geologic record of North America. *Quaternary Science Reviews*, 4: 147-187.
- Lauriol, B. et Gray, J. T., 1987. The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice Sheet in the Ungava Peninsula, Northern Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19 (2): 109-126.
- Lee, H. A., 1968. Tyrrell Sea, p. 1179-1181. In R. W. Fairbridge, édité., *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York.
- Mabbutt, J. A., 1977. *Desert landforms*, MIT Press, Cambridge, 340 p.
- Markham, W. E., 1988. *Atlas des glaces. Baie d'Hudson et ses abords*. Environnement Canada, Service de l'environnement atmosphérique.
- McKeague, J. A., 1978. *Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols*. Société canadienne de la science du sol, Ottawa, 250 p.
- Morin, H. et Payette, S., 1988. Holocene gelifluction in a snow-patch environment at the forest-tundra transition along the eastern Hudson Bay coast, Canada. *Boreas*, 17: 79-88.
- Muhs, D. R., 1985. Age and paleoclimatic significance of Holocene sand dunes in northeastern Colorado. *Annals of the Association of American Geographers*, 75: 566-582.
- Occhietti S. et Hillaire-Marcel, C., 1977. Chronologie des événements paléogéographiques du Québec depuis 14,000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 123-133.
- Payette, S., 1975. La limite septentrionale des forêts sur la côte orientale de la baie d'Hudson, Nouveau-Québec. *Naturaliste canadien*, 101: 893-903.
- 1976. Les limites écologiques de la zone hémiarctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 347-364.
- 1981. Fire history at the tree-line in northern Québec: a paleoclimatic tool. *Proceedings of the Fire history workshop*, Tucson, p. 126-131.
- 1983. The forest tundra and present tree-lines of the northern Québec-Labrador Peninsula, p. 3-23. In P. Morisset, et S. Payette, édité., *Tree-Line Ecology*, *Proceedings of the northern Québec tree-line conference*. *Nordicana* 47, 188 p.
- Payette, S. et Filion, L., 1975. Écologie de la limite septentrionale des forêts maritimes, baie d'Hudson, Nouveau-Québec. *Naturaliste canadien*, 102: 783-802.
- Payette, S. et Gagnon, R., 1985. Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec. *Nature*, 313: 570-572.
- Payette, S., Filion, L., Gauthier, L. et Boutin, Y., 1985. Secular climate change in old-growth tree-line vegetation of northern Québec. *Nature*, 315: 135-138.
- Payette, S., Morneau, C., Sirois, L. et Desponts, M., 1989. Recent fire history of the northern Québec biomes. *Ecology*, 70: 656-673.
- Quinty, F. et Filion, L., 1989. Décrochements pelliculaires et gelifluction en nappe sur le versant nord des drumlins, région du lac Minto, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43: 51-64.
- Seppälä, M., 1971. Evolution of eolian relief of Kaamasjoki-Kiellajoka river basin in Finnish Lapland. *Societas Geographica Fennia*, Helsinki, 88 p.
- Smith, H. T. U., 1949. Physical effects of Pleistocene climatic changes in non-glaciated areas: eolian phenomena, frost action and stream terracing. *Bulletin of Geological Society of America*, 60: 1485-1516.
- 1965. Dune morphology and chronology in Central and Western Nebraska. *Journal of Geology*, 73: 557-578.
- Stevenson, I. M., 1968. A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories. *Geological Survey of Canada*, memoir 356.
- Thompson, C. H., 1983. Development and weathering of large parabolic dune systems along the subtropical coast of eastern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45: 205-225.
- Troëls-Smith, J., 1955. *Characterization of unconsolidated sediments*. *Geology Survey, Denmark, Series 3*.
- Wein, R. W., 1976. Frequency and characteristics of Arctic tundra fires. *Arctic*, 29: 213-222.
- Weisrock, A., 1982. Signification paléoclimatique des dunes littorales d'Essaouira-Cap Sim (Maroc). *Revue de Géomorphologie dynamique*, 31: 91-107.
- Wilson, C. V., 1971. *Le climat du Québec. Atlas climatique. Deuxième partie*, Service météorologique canadien, Ottawa.
- Wright, V. P. (édité.), 1986. *Paleosols. Their recognition and interpretation*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 315 p.

ANNEXE

LISTE DES ÉCHANTILLONS SOUMIS À LA DATATION
AU RADIOCARBONE

N° de laboratoire	Âge au ¹⁴ C	Site d'échantillonnage	Type de matériel	Localisation	N° de laboratoire	Âge au ¹⁴ C	Site d'échantillonnage	Type de matériel	Localisation
TOUNDRA ARBUSTIVE									
Beta-24821	1610±70	Lac Chavigny	humus	58°15'-75°15'	Qu-1177	180±80	Lac Minto	charbon	57°11'-75°08'
Beta-24826	350±70	Kuugajaaraaluk	humus	57°03'-77°14'	I-11 752	1250±85	Lac Minto	charbon	
Beta-24827	1410±70	Kuugajaaraaluk	humus		Beta-28162	1680±80	Guillaume-Delisle	charbon	56°18'-76°30'
Beta-24828	760±80	Bell Harbour	humus	57°57'-77°05'	Beta-28163	2660±80	Guillaume-Delisle	charbon	
UL-523	1730±80	Bell Harbour	humus		I-10 882	1450±85	Guillaume-Delisle	charbon	56°17'-76°31'
Beta-28172	Moderne	Rivière Brot	humus	57°35'-76°49'	I-10 883	3040±215	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28174	860±40	Rivière Brot	humus		I-10 871	2090±80	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28173	950±70	Rivière Brot	humus		I-10 884	1545±80	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28175	320±60	Rivière Brot	humus		I-10 908	1615±100	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28176	1390±70	Rivière Brot	humus carb.		I-10 885	1400±160	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28177	1820±70	Rivière Brot	humus		I-10 886	2005±95	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28167	910±60	Rivière Longland	mat. o. carb.	57°28'-76°41'	I-10 909	460±80	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28169	1110±60	Rivière Longland	humus		I-10 910	2855±90	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28170	Moderne	Rivière Longland	humus		I-10 911	1275±90	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28164	2320±70	Pointe au Canon	humus	57°24'-76°40'	I-10 922	2075±90	Guillaume-Delisle	charbon	
Beta-28165	20±90	Pointe au Canon	humus carb.		TOUNDRA FORESTIÈRE				
Beta-28166	1190±80	Pointe au Canon	humus		(sous-zone forestière)				
I-11 632	1730±85	Nastapoca	charbon	56°54'-76°31'	Qu-1148	1350±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	56°17'-74°19'
I-11 631	3205±90	Nastapoca	charbon	56°54'-76°31'	Qu-1149	1780±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
I-11 633	3790±95	Nastapoca	charbon		I-11 731	2950±85	Lac à l'Eau Claire	charbon	
I-11 634	3920±95	Nastapoca	charbon		I-11 712	3210±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
Beta-24809	1420±70	Lac Voizel	humus	58°03'-76°15'	Qu-1150	4180±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
UL-512	1830±70	Lac Voizel	humus		Qu-1129	460±140	Lac à l'Eau Claire	charbon	56°13'-74°24'
Beta-24810	2720±70	Lac Voizel	humus carb.		Qu-1130	610±80	Lac à l'Eau Claire	charbon	
TOUNDRA FORESTIÈRE									
(sous-zone arbustive)									
Beta-24822	1030±70	Rivière Innuksuac	humus carb.	57°45'-75°20'	Qu-1131	1120±80	Lac à l'Eau Claire	charbon	
Beta-24823	940±70	Lac Bush	charbon	57°49'-76°00'	Qu-1147	1130±80	Lac à l'Eau Claire	charbon	
Beta-24824	1070±70	Lac Bush	charbon		Qu-1132	1440±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
Beta-24825	1260±90	Lac Bush	charbon		Qu-1133	1500±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
Beta-24813	400±100	Rivière Boniface	charbon	57°46'-76°15'	I-11 753	2110±85	Lac à l'Eau Claire	charbon	
UL-510	1570±80	Rivière Boniface	charbon		I-11 711	3510±90	Lac à l'Eau Claire	charbon	
UL-509	130±70	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°10'	Qu-1141	260±90	Petite Riv. de la Baleine	charbon	55°58'-76°39'
Beta-24820	330±80	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°10'	Qu-1142	1160±80	Petite Riv. de la Baleine	charbon	
Beta-24819	1500±80	Rivière Boniface	charbon		I-11 754	3610±95	Petite Riv. de la Baleine	charbon	
Beta-24818	440±60	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°10'	Qu-1146	170±80	Manitounuk	charbon	55°42'-77°02'
Beta-24817	570±60	Rivière Boniface	charbon		Qu-1180	440±90	Manitounuk	charbon	
Beta-24816	1080±70	Rivière Boniface	charbon		Qu-1181	1710±90	Manitounuk	charbon	
UL-514	1380±70	Rivière Boniface	charbon		Qu-1187	510±80	Kuujuarapik	charbon	55°17'-77°47'
Beta-24815	2050±70	Rivière Boniface	charbon		Qu-1159	630±80	Kuujuarapik	charbon	
UL-507	1280±70	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°10'	Qu-1186	1470±80	Kuujuarapik	charbon	
Beta-24812	1700±60	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°09'	Qu-1158	1480±80	Kuujuarapik	charbon	
UL-508	3290±80	Rivière Boniface	charbon		Qu-1185	1830±170	Kuujuarapik	charbon	
UL-504	510±60	Rivière Boniface	charbon	57°45'-76°11'	I-11 730	2375±85	Kuujuarapik	charbon	
UL-505	1580±70	Rivière Boniface	charbon		Qu-1024	150±80	Kuujuarapik	charbon	
Beta-24811	3190±90	Rivière Boniface	charbon		Qu-1025	160±90	Kuujuarapik	charbon	
UL-513	1360±80	Rivière Boniface	charbon	57°44'-76°06'	Qu-1026	1430±80	Kuujuarapik	charbon	
UL-522	600±70	Rivière Boniface	charbon	57°44'-76°04'	Qu-1303	510±80	Kuujuarapik	charbon	
Beta-24814	3490±70	Rivière Boniface	charbon		Qu-1302	720±80	Kuujuarapik	charbon	
UL-516	370±70	Lac Minto	charbon	57°14'-75°16'	Qu-1152	1040±160	Kuujuarapik	charbon	
UL-506	410±60	Lac Minto	charbon		Qu-1183	480±130	Kuujuarapik	charbon	
UL-519	2450±80	Lac Minto	charbon		Qu-1155	690±80	Kuujuarapik	charbon	
UL-518	620±80	Lac Minto	charbon	57°14'-75°16'	Qu-1069	220±90	Kuujuarapik	charbon	
Qu-1143	240±90	Lac Minto	charbon	57°11'-75°08'	Qu-1018	300±80	Kuujuarapik	charbon	
Qu-1144	1210±80	Lac Minto	charbon		Qu-1023	540±70	Kuujuarapik	charbon	
Qu-1145	2570±90	Lac Minto	charbon		Qu-1151	600±90	Kuujuarapik	charbon	
Qu-1177	180±80	Lac Minto	charbon	57°11'-75°08'	Qu-1154	620±80	Kuujuarapik	charbon	
					Qu-1153	730±90	Kuujuarapik	charbon	
					Qu-1156	1330±80	Kuujuarapik	charbon	
					Qu-1161	190±80	Sucker Creek	charbon	54°58'-78°33'
					Qu-1162	620±80	Sucker Creek	charbon	
					Qu-1163	1030±80	Sucker Creek	charbon	