

Décrochements pelliculaires et gélifluxion en nappe sur le versant nord des drumlins, région du lac Minto, Québec subarctique

Skinflows and Sheet Gelifluction on the North Slope of Drumlins, Lac Minto Area, Subarctic Québec

Oberflächen-Verschiebungen und — Erdfluss auf dem Nordhang der Drumlins, Gebiet des Minto-Sees, subarktisches Québec

François Quinty and Louise Filion

Volume 43, Number 1, 1989

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032753ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032753ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Quinty, F. & Filion, L. (1989). Décrochements pelliculaires et gélifluxion en nappe sur le versant nord des drumlins, région du lac Minto, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(1), 51–64. <https://doi.org/10.7202/032753ar>

Article abstract

Air photo (1/40 000) interpretation of a sector located east of Hudson Bay, between 56° and 58° N, in the lac Minto area, showed important slope erosion caused by mass movements on the north slope of drumlins. Skinflows and sheet gelifluction were identified as two distinctive processes involved in slope erosion, mostly from detailed field description of erosion features and soil and paleosol analysis. Skinflows left typical hemicyclic scars after rapid detachment failure, whereas sheet gelifluction referred to slow surficial flows of soil material along the slope. Two distinctive periods of slope development were identified from soil development and radiocarbon dating of 19 buried organic horizons : the first period, from 7000-6000 yr BP (approximate age of déglaciation) to 2200 yr BP (age of the oldest mass movement recorded along the slope), was characterized by podzol-like soil development and slope stability, and the second period, from ca 2200 yr BP to Present, by active slope erosion. Fire occurrences during the Neoglacial contributed to reduction of the forest cover and development of snowbanks on the north slope of drumlins. It is thought that a modified water soil regime was instrumental in the development of mass movements.

DÉCROCHEMENTS PELLICULAIRES ET GÉLIFLUXION EN NAPPE SUR LE VERSANT NORD DE DRUMLINS, RÉGION DU LAC MINTO, QUÉBEC SUBARCTIQUE

François QUINTY et Louise FILION, Département de géographie et Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ L'examen des photographies aériennes à l'échelle de 1/40 000 d'un secteur s'étendant à l'est de la baie d'Hudson, entre le 56° et le 58° de latitude nord, soit dans la région du lac Minto, a révélé l'existence de phénomènes d'érosion par des mouvements de masse sur le versant nord des drumlins. La description des formes d'érosion sur le terrain et l'étude des sols et des paléosols ont permis de distinguer deux processus responsables de l'évolution du versant d'un drumlin, soit les décrochements pelliculaires et la gélifluxion en nappe. Les premiers sont des mouvements rapides qui laissent des cicatrices très caractéristiques, généralement en forme d'hémicycles, alors que la gélifluxion en nappe se rapporte à des écoulements lents et superficiels de matériel sur une pente. L'interprétation des sols et 19 radiodatations obtenues à partir de matériel organique enfoui ont permis de distinguer deux phases dans l'évolution du versant: une phase de stabilité s'étendant de 7000-6000 ans BP (âge de la déglaciation) à ca 2200 ans BP (âge du plus ancien décrochement survenu sur le versant) et caractérisée par le développement de sols de type podzolique et une phase d'instabilité, de ca 2200 ans BP à nos jours. Les feux survenus dans le contexte d'une détérioration générale du climat au Néoglaciale ont depuis cette date contribué à l'ouverture graduelle du paysage végétal et à la formation d'importantes combes à neige sur le versant nord des drumlins. Les modifications apportées au régime hydrique des sols auraient joué un rôle important dans le développement des mouvements de masse.

ABSTRACT *Skinflows and sheet gelifluction on the north slope of drumlins, Lac Minto area, subarctic Québec.* Air photo (1/40 000) interpretation of a sector located east of Hudson Bay, between 56° and 58° N, in the lac Minto area, showed important slope erosion caused by mass movements on the north slope of drumlins. Skinflows and sheet gelifluction were identified as two distinctive processes involved in slope erosion, mostly from detailed field description of erosion features and soil and paleosol analysis. Skinflows left typical hemicyclic scars after rapid detachment failure, whereas sheet gelifluction referred to slow surficial flows of soil material along the slope. Two distinctive periods of slope development were identified from soil development and radiocarbon dating of 19 buried organic horizons: the first period, from 7000-6000 yr BP (approximate age of deglaciation) to 2200 yr BP (age of the oldest mass movement recorded along the slope), was characterized by podzol-like soil development and slope stability, and the second period, from ca 2200 yr BP to Present, by active slope erosion. Fire occurrences during the Neoglacial contributed to reduction of the forest cover and development of snowbanks on the north slope of drumlins. It is thought that a modified water soil regime was instrumental in the development of mass movements.

ZUSAMMENFASSUNG *Oberflächen-Verschiebungen und — Erdfluss auf dem Nordhang der Drumlins, Gebiet des Minto-Sees, subarktisches Québec.* Die Untersuchung von Luftaufnahmen im Massstab 1/40 000 eines Gebiets, das sich östlich der Hudson Bay zwischen dem 56° und 58° nördlicher Breite erstreckt, d.h. im Gebiet des Minto-Sees, zeigt Erosionserscheinungen durch Bewegung von solidem Material auf dem Nordhang der Drumlins. Die Beschreibung der Erosionsformen und die Studie der Böden und Paläoböden führten zur Unterscheidung von zwei Prozessen, welche für die Entwicklung des Hangs eines Drumlins verantwortlich sind, nämlich Oberflächen-Verschiebungen und Oberflächen-Erdfluss. Die ersteren sind schnelle Bewegungen, die sehr typische Narben hinterlassen, die im allgemeinen die Form von Halbkreisen haben, wohingegen der Oberflächen-Erdfluss dem langsamen Abfluss von Material an der Oberfläche eines Hangs zugeschrieben wird. Die Interpretation der Böden und 19 Radiodatierungen, die aus vergrabener organischem Material gewonnen wurden, führen zur Unterscheidung von zwei Phasen in der Entwicklung des Hangs: Eine Phase der Stabilität, die sich von 7000-6000 Jahren v.u.Z. (Zeit der Enteisung) bis etwa 2200 Jahre v.u.Z. erstreckt (Zeit der ältesten Verschiebung, die an dem Hang stattgefunden hat) und durch die Entwicklung von Podsolböden charakterisiert ist und eine Phase der Instabilität, die von etwa 2200 Jahren v.u.Z. bis heute. Feuer, die im Kontext einer allgemeinen Verschlechterung des Klimas in der Neoglazialzeit auftraten, haben seit dieser Zeit zur schrittweisen Öffnung der Walddecke und zur Bildung bedeutender Schneebänke auf dem Nordhang der Drumlins geführt. Die Veränderungen der Dynamik der Wasserbewegungen in den Böden sollen eine wichtige Rolle in der Entwicklung der Bewegung von solidem Material gespielt haben.

INTRODUCTION

Plusieurs ouvrages généraux traitant de géomorphologie périglaciaire accordent une place importante au thème de l'évolution des versants (Carson et Kirkby, 1972; Jahn, 1975; French, 1976; Washburn, 1980) et d'autres lui sont entièrement consacrés, tels ceux de Chowdhury (1978), Selby (1982) et Anderson et Richards (1987). Certains auteurs comme Sharpe (1968) et Zaruba et Menci (1982) ont abordé les mouvements de masse de manière plus spécifique. Bien que les classifications puissent varier beaucoup d'un auteur à l'autre, on s'entend pour distinguer les éboulements des glissements de terrain et des écoulements (Colas et Payany, 1972). Les premiers se produisent au sein d'un matériel rocheux, alors que les deux derniers types affectent uniquement les surfaces meubles. Les surfaces argileuses sont plus propices à la formation de glissements, alors que les écoulements peuvent se produire dans des dépôts de texture plus variable. Ils se distinguent aussi des glissements par l'absence d'un plan de cisaillement défini.

On trouve sur la côte est de la baie d'Hudson de vastes champs de drumlins orientés est-ouest et qui présentent une importante asymétrie de versants reliée à l'action des mouvements de masse sur le versant nord. La forme caractéristique des cicatrices d'érosion (en hémicycle) et le type de matériel affecté (till) indiquent que ces mouvements appartiennent au groupe des écoulements. Certains auteurs ont rapporté la formation de glissements pelliculaires laissant des cicatrices de forme allongée (Dionne et Filion, 1984) ou en hémicycle (Henderson, 1956), respectivement sur la Côte-Nord du Saint-Laurent et dans la région de Shefferville. Dans un travail récent, Lévesque (1986) reconnaît l'existence de mouvements de versant dans le bassin de la rivière Nastapoca, juste au sud-ouest du site à l'étude (fig. 1). Un survol a permis de constater que l'action de l'érosion sur les drumlins est particulièrement importante dans la région du lac Minto (fig. 2). Les objectifs de ce travail sont les suivants: 1) circonscrire le phénomène le long d'un transect s'étendant du 56 au 58° de latitude nord et vers le 74°30' de longitude ouest, 2) identifier le (ou les) processus responsable(s) de l'érosion des drumlins en distinguant, dans la mesure du possible, les causes immédiates (pente, texture du dépôt, teneur en eau des sols) des causes lointaines (changements climatiques ou écologiques) et 3) établir la chronologie du développement de ces formes en situant l'évolution du versant dans le contexte paléocéologique holocène du Nord québécois.

RÉGION À L'ÉTUDE

L'assise géologique de la région est dominée par la présence du socle archéen. Les collines peu accidentées forment un plateau d'altitude modeste (200-250 m) qui s'étend jusqu'à la baie d'Ungava. Vers l'ouest, le relief s'accroît aux abords de la baie d'Hudson pour atteindre, par endroits, une altitude supérieure à 300 m. La morphologie de la région située au-delà de la limite marine, soit à plus de 185 m (Lauriol, 1982; Allard et Seguin, 1985), résulte aussi de l'abondance de dépôts d'origine glaciaire. Disparus de la région il y a environ 7000 ans (Allard et Seguin, 1985; Dyke et Prest, 1987), les glaciers

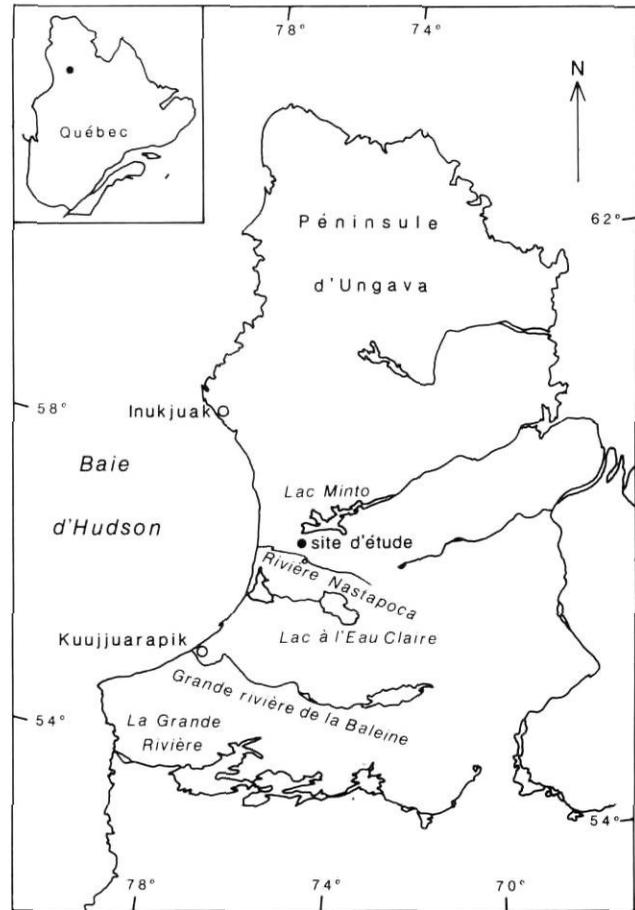


FIGURE 1. Localisation de la région et du site à l'étude.
Location map of the study area and site.

ont laissé un recouvrement de till mince et ont façonné des drumlins qui, par leur nombre et leur regroupement en champs, constituent un trait dominant du paysage. Ces derniers s'orientent selon un axe est-ouest qui témoigne d'un écoulement glaciaire du centre du Québec vers la baie d'Hudson.

La région étudiée fait partie de la zone de pergélisol discontinue. Le travail récent de Lévesque, Allard et Seguin (1988) a permis de montrer que, dans le bassin de la rivière Nastapoca, le pergélisol est présent sur les deux tiers des surfaces sises au-delà de la limite marine. Les épaisseurs maximales (> 20 m) ont été mesurées sur les drumlins. Leur versant nord constitue toutefois des talus en raison de l'effet isolant engendré par d'importantes accumulations de neige. La présence du pergélisol sur le sommet des drumlins ne semble pas étrangère à l'activité périglaciaire intense qui se manifeste notamment par le développement d'un réseau de sillons formant des polygones (Jetchick, 1988) et de nombreux ostioles.

Dans la région du lac Minto, la température moyenne annuelle serait d'environ $-5,5^{\circ}\text{C}$, ce qui représente la moyenne des valeurs annuelles enregistrées aux stations de Kuujuarapik et Inukjuak (fig. 1). Le mois le plus froid est février avec une température moyenne de $-23,8^{\circ}\text{C}$ et juillet est le plus chaud,

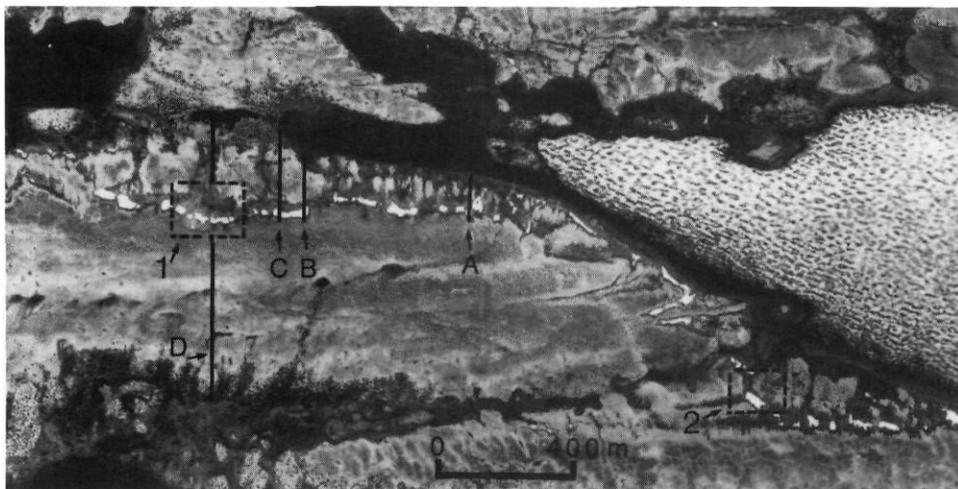


FIGURE 2. Vue aérienne du site étudié et localisation des surfaces cartographiées (surface 1 présentée à la fig. 5; surface 2 présentée à la fig. 10) et des profils topographiques (A à D) présentés à la fig. 11.

Aerial view of the study site and location of the mapped surfaces (surface 1 reproduced in Fig. 5, surface 2 in Fig. 10, and cross sections (A to D) in Fig. 11).

avec une moyenne de 10°C (Environnement Canada, 1981). Les indices de gel (< 0°C) et de dégel (> 0°C) se chiffrent respectivement à 3069 et à 1046 degrés-jours. La période sans gel ne dure que 63 jours en moyenne (Wilson, 1971). Les précipitations totales annuelles avoisinent 530 mm dont 40 % tombent sous forme de neige, surtout en novembre et en décembre. De janvier à avril, moment où la région est sous l'influence d'une masse d'air arctique anticyclonique, la nébulosité est minimale. La proximité de la baie d'Hudson est à l'origine des conditions fraîches et humides qui prévalent durant l'été et l'automne. Les vents du sud, du sud-ouest et de l'ouest dominant durant la majeure partie de l'année, notamment au cours de la saison froide, ce qui explique une importante accumulation de neige sur les versants sous-vent et exposés au nord.

La région du lac Minto fait partie de la sous-zone arbustive de la toundra forestière (Payette, 1976, 1983). Elle est comprise entre la limite des forêts physionomiques au sud et la limite des arbres au nord et se caractérise par une nette dominance spatiale des milieux ouverts sur les milieux forestiers. Les deux seules espèces arborescentes encore présentes à cette latitude, soit l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP) et le mélèze laricin (*Larix laricina* (DuRoi) K. Koch), réussissent tout de même à former quelques forêts dans les endroits les mieux protégés. Ailleurs, l'épinette noire se présente plutôt sous forme prostrée. Le couvert arbustif est bien développé surtout dans les milieux humides. À la périphérie des combes à neige, on trouve le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.) en abondance et quelques saules (*Salix* sp.) accompagnés d'éricacées appartenant aux genres *Vaccinium* et *Ledum*. Les combes à neige recèlent une flore particulière composée de taxons adaptés aux conditions créées par le déneigement tardif, qui a pour effet de raccourcir considérablement la saison de croissance. Les taxons forment des associations qui se présentent par bandes et qui reflètent les étapes du déneigement, de telle sorte que l'importance des plantes chionophiles augmente de la périphérie vers le centre des combes à neige (Payette et Lajeunesse, 1980; Morin et Payette, 1986). En milieu ouvert et bien drainé, les lichens et les mousses forment un tapis presque ininterrompu mais

ils se partagent l'espace avec de nombreuses plantes vasculaires comme *Empetrum nigrum* L., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng et *Vaccinium vitis-idaea* L.

MÉTHODES

Les drumlins ont été localisés sur les photographies aériennes à 1/40 000. L'importance de l'érosion a été évaluée en calculant le rapport, en pourcentage, de la longueur du versant nord affecté par l'érosion à la longueur totale du drumlin. Selon leur degré d'érosion, les drumlins ont été regroupés en quatre classes dont les limites sont les suivantes: < 1 % (non érodés), 1-30 % (peu érodés), 31-60 % (moyennement érodés), et > 61 % (très érodés).

Un site facile d'accès (en bordure d'un lac) et localisé dans le secteur où la concentration de drumlins est la plus élevée, soit à une dizaine de kilomètres au sud du lac Minto, a été retenu pour fin d'étude. Un drumlin a fait l'objet d'une étude spécifique quant aux aspects reliés à la dynamique des versants, abordés notamment par le biais d'une cartographie détaillée des formes et l'analyse des sols et des paléosols. Un autre drumlin, situé à proximité du précédent, a aussi retenu l'attention en raison de la présence d'un décrochement très récent. Les travaux sur le terrain ont été effectués au cours de l'été 1985 et en avril 1986.

Un complexe de plusieurs décrochements formant un amphithéâtre vers le centre du drumlin a fait l'objet d'une cartographie détaillée sur une surface de 10 800 m². Le site du décrochement très récent (printemps 1985) a aussi été décrit et la surface cartographiée était de 2425 m² (fig. 2).

Quatre profils topographiques répartis d'est en ouest sur le drumlin (fig. 2) et orientés N-S ont été obtenus à partir de mesures prises à l'aide d'un niveau électronique (de marque GDD), d'une précision de 1 cm par mètre de dénivellation. Des relevés topométriques ont aussi été effectués au plénineigement, soit en avril 1986, dans le but d'estimer l'épaisseur du couvert de neige sur le versant.

Les sols actuels et les sols enfouis par les sédiments de fluage ont été décrits dans 17 tranchées réparties sur le versant, le long des transects de mesures topométriques.

Ces dernières furent disposées de manière à représenter l'ensemble des zones affectées par les mouvements de versant, soit la zone d'érosion et la zone d'accumulation, de même que le sommet du drumlin. La disposition des horizons organiques et minéraux a été décrite en détail. Des échantillons ont été prélevés à des fins d'analyses granulométrique et chimique. Huit d'entre eux ont servi à confectionner la courbe enveloppe représentant les caractéristiques texturales du till. Le tamisage a été effectué pour la division des sables et l'extraction de la fraction fine. Le limon et l'argile ont ensuite été séparés par la méthode densimétrique (McKeague, 1977). Le pourcentage de fer (Fe) et d'aluminium (Al) a été déterminé selon le dosage par colorimétrie (McKeague, 1977).

Dix-neuf échantillons ont été récoltés à des fins de datation au radiocarbone (2 échantillons de bois, 1 échantillon constitué de charbons de bois, 5 d'humus carbonisé et 11 d'humus). La datation a été effectuée au Laboratoire de radiochronologie de l'Université Laval (UL). Les dates ont été calculées en fonction d'une demi-vie de 5568 ans et ont été corrigées pour le fractionnement isotopique, l'effet de réservoir et une demi-vie de 5730 ans. Un histogramme représentant le poids statistique des dates a été construit selon la méthode proposée par Occhietti et Hillaire-Marcel (1977) et reprise ensuite par Gagnon et Payette (1981) et Filion (1984).

Malgré la rareté des arbres dans le site à l'étude, 16 sections transversales ont été prélevées sur 14 individus (2 vivants et 12 morts), tous situés dans la zone de fluage en contrebas de l'amphithéâtre central. La datation des arbres morts a été effectuée grâce à la présence de cernes pâles (Filion et al., 1986) et par l'interdatation dendrochronologique.

RÉSULTATS

INTENSITÉ DE L'ÉROSION ET VARIATIONS LATITUDINALES

Vingt et un histogrammes montrent le pourcentage de drumlins appartenant à chacune des quatre classes d'érosion dans les secteurs d'égale superficie couvrant la région à l'étude (fig. 3); les sept autres constituent un histogramme synthèse pour chacune des bandes (A à G). La représentation en pourcentage s'explique par l'inégale répartition des drumlins au sein de la région. En effet, les drumlins sont complètement absents de la partie nord-est et demeurent moins nombreux dans toute la partie est, comparativement aux parties centrale et ouest. Leur distribution latitudinale montre une concentration plus élevée au niveau des bandes E et F qui comptent respectivement 188 et 250 drumlins. La zone où l'érosion est maximale comprend la bande F et la partie centrale de la bande E. Au sein de la bande F, 78 % des drumlins appartiennent en effet aux classes d'érosion 3 et 4. Au niveau de la bande E, les drumlins se partagent à peu près également entre les classes 1 à 4, bien que la partie centrale comprenne une majorité de drumlins (56 %) de classes 3 et 4. Le drumlin étudié fait partie de cette bande et appartient à la classe 4. Ces deux bandes se situent à la charnière des sous-zones forestière et arbustive de la toundra forestière définies et délimitées par Payette (1983) (fig. 3). Ailleurs (bandes A à D

et G), l'érosion est moins importante et la majorité des drumlins (entre 55 et 86 %) appartiennent aux classes 1 et 2.

DÉCROCHEMENTS PELLICULAIRES

Les décrochements affectant le versant nord des drumlins laissent une cicatrice délimitée par un talus excédant rarement 1 m de hauteur (fig. 4A et B). Les mouvements peuvent se produire n'importe où sur la pente, mais la plupart d'entre eux prennent naissance dans le haut du versant. La localisation des décrochements pelliculaires semble étroitement reliée à la répartition des combes à neige, comme l'indique la présence du bouleau glanduleux à la limite supérieure d'un mouvement récent, survenu au printemps 1985. Il est toutefois difficile d'établir une relation de cause à effet entre les décrochements de haut et de bas de pente en l'absence de datation précise de chacun des mouvements. Plusieurs décrochements sont récents, à en juger par le caractère discontinu de la végétation. Sur le site des mouvements anciens, le patron de la végétation répond davantage au gradient de déneigement qu'à l'âge des décrochements.

Lorsque les décrochements se produisent à faible distance l'un de l'autre, il y a éventuellement coalescence des niches. Dans un tel cas, le talus délimitant les cicatrices d'érosion est long et sinueux comme dans l'amphithéâtre central où une série de petites niches frangent le haut du versant (fig. 5). Le faible développement du talus dans le haut de la pente pourrait être attribuable au dégel différentiel de la couche superficielle du sol au printemps. En effet, cette dernière s'épaissit depuis le haut vers le bas du versant en raison de l'accumulation nettement plus importante de neige dans le versant (maximum de 5 m) que sur le sommet du drumlin qui reste pratiquement dénudé. En certains endroits, les ostioles qui témoignent d'une activité périglaciaire intense sur les sommets forment, à l'approche du versant, des banquettes et déversent le matériel minéral sur la pente (fig. 6), ce qui a tendance à atténuer les talus d'érosion, déjà peu différenciés dans le haut du versant.

La taille des niches d'érosion varie beaucoup; les plus petites ont à peine 2 m de largeur, alors que le décrochement majeur de l'amphithéâtre central (celui de 1925) a affecté une zone de 40 m de largeur (fig. 5). Les niches peuvent épouser plusieurs formes; il semble que tous les intermédiaires soient possibles entre la niche très allongée et la niche presque circulaire bien que la forme en hémicycle domine largement. En général, les talus latéraux s'estompent vers le bas de la pente. Les profils de sol provenant de la zone d'ablation comportent des horizons peu différenciés, de couleur grisâtre et n'apportent que peu d'information quant aux processus en cause. Néanmoins, leur situation permet d'échantillonner aisément le dépôt glaciaire et d'évaluer ses caractéristiques texturales. L'analyse granulométrique révèle que le matériel originel est un sable loameux contenant entre 20 et 30 % de particules fines ($< 62 \mu$). Les argiles comptent pour moins de 6 % du total (fig. 7). Un couvert herbacé, typique des combes à neige, tapisse la surface d'ablation. Là où le déneigement s'effectue tardivement, les plantes herbacées font place aux mousses et aux lichens ou au sol nu.

La transition vers la zone d'accumulation s'effectue graduellement, sans l'entremise d'un exutoire défini, bien que

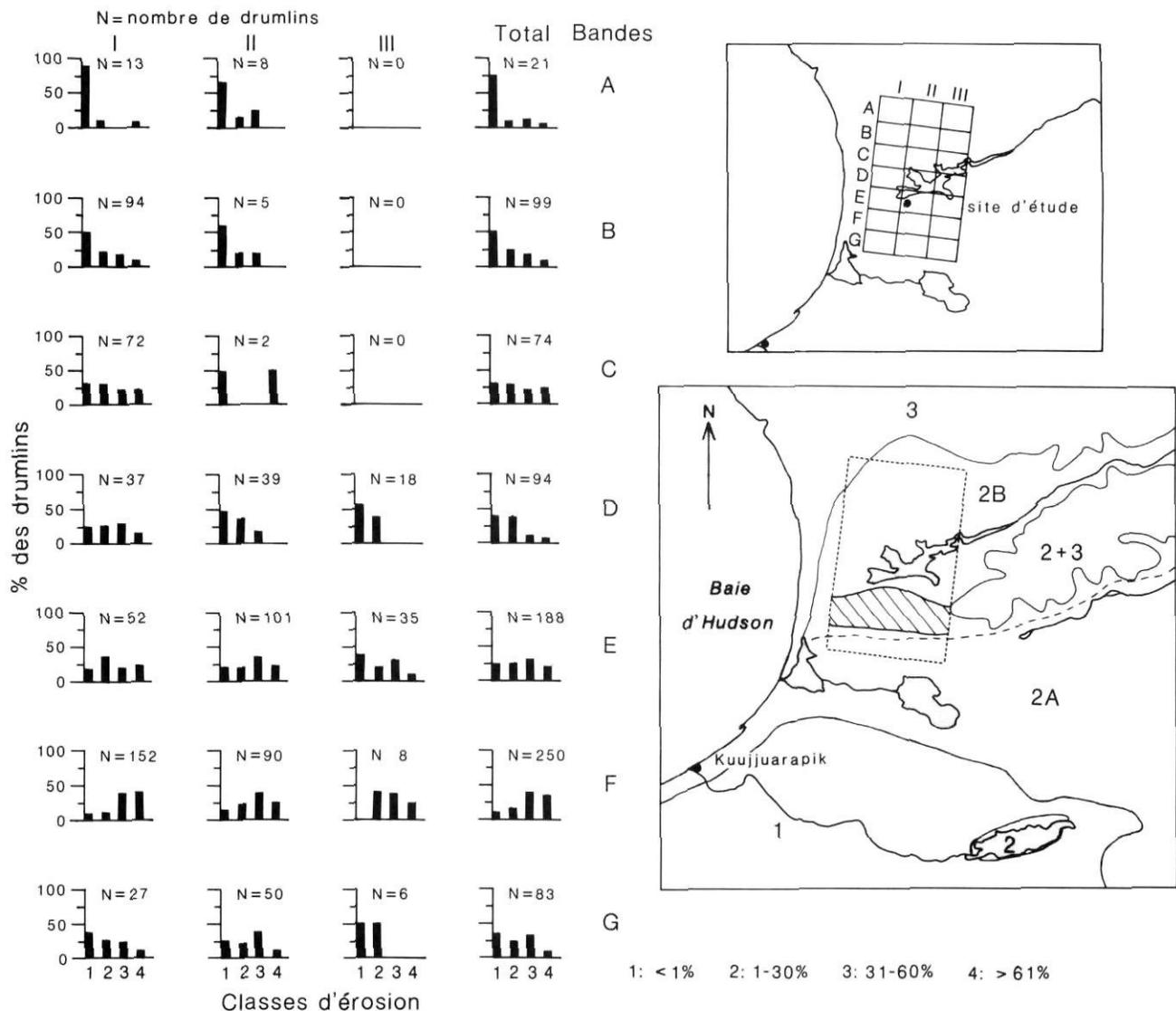


FIGURE 3. Histogrammes montrant l'abondance relative des drumlins par classe d'érosion (1 à 4) dans les secteurs à l'étude et pour chaque bande (A à G). Le cartogramme d'en haut permet d'identifier les secteurs ayant fait l'objet d'une photointerprétation et de localiser le site étudié. Le cartogramme d'en bas situe les zones biogéographiques: forêt boréale (1), toundra forestière (2A: sous-zone forestière, 2B: sous-zone arbustive) et toundra arbustive (3). La bande hachurée représente le secteur d'érosion maximale des drumlins.

Histograms showing the relative frequency of drumlins by slope erosion classes (1 to 4) in different sectors and lines (A to G) of the study area. Upper cartogram shows the position of photointerpreted sectors and study site. Lower cartogram shows limits of the biogeographical zones: boreal forest (1), forest tundra (2A: forest sub-zone, 2B: shrub sub-zone). Hatched section indicates the zone of maximum slope erosion.

certaines décrochements font exception et présentent un étranglement, souvent occupé par un bourrelet. Le profil pédologique présenté sur la figure 8 a été décrit à même un bourrelet assurant la transition entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation, dans une bande à bouleau glanduleux située à la limite inférieure d'une combe à neige. Le bourrelet s'est constitué à la suite de l'accumulation de cailloux résultant d'un décrochement. Dans le paléosol, la partie superficielle du solum est profondément perturbée; seul l'horizon Bm2b se trouve dans sa position originale, alors que les horizons supérieurs Hb, Aeb et Bm1b ont été déplacés et présentent des involutions. L'horizon Aeb est discontinu et peu différencié

et les horizons Bm1b et Bm2b ont des valeurs de pédogenèse très faibles (fig. 8). En surface, une nappe de gélifluxion (Bm) s'étend sur toute la longueur du profil.

La zone d'accumulation n'a aucune expression topographique; seule la présence de sols enfouis sous les sédiments de fluage permet de la circonscrire. Le profil de sol de la figure 9 a été effectué le long d'un petit ravin entaillant la zone d'accumulation sise en contrebas de l'amphithéâtre central. La pente est faible et la coupe permet de suivre la zone d'épanchement du matériel de fluage (horizon Bm) qui est venu recouvrir le sol originel. Ce dernier présente un horizon Bfjb en plaques, avec des concentrations élevées

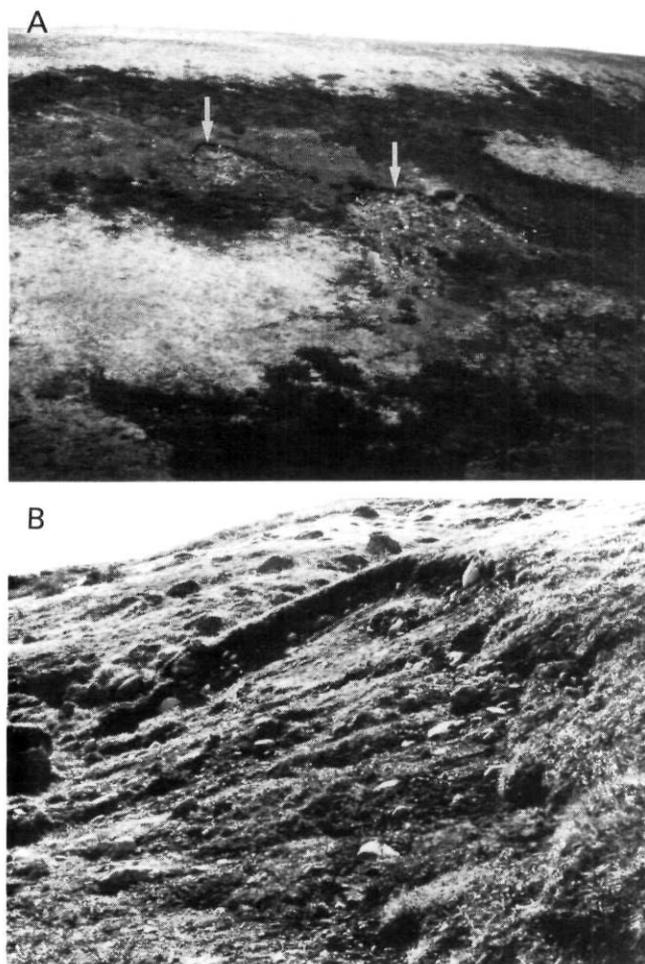


FIGURE 4. Vue aérienne (A) et au sol (B) d'un décrochement pelliculaire sur le versant nord d'un drumlin.

Air (A) and ground (B) photographs of skinflows along the north slope of a drumlin.

d'oxydes de fer et d'aluminium (1,41 %) résultant d'un processus de podzolisation avancé et impliquant un état de stabilité du sol pendant une période relativement longue, d'au moins quelques millénaires. Son épaisseur insuffisante (quelques centimètres) ne permet toutefois pas de classer ce sol relique parmi les sols podzoliques.

D'après les observations effectuées sur le site du décrochement de 1985 (fig. 10), le matériel de fluage s'épanche sur une grande surface. La surface originelle n'est ainsi masquée que par une mince couche de sédiments. Ce transport sur une grande distance (60 m sur le site du décrochement récent, 200 m dans le cas de l'amphithéâtre central) indique que le matériel était dans un état de liquéfaction avancé au moment du décrochement. À mesure que l'on s'éloigne de la source de matériel, les cailloux et les paquets de végétation se raréfient en même temps que leur taille diminue, indice qu'un triage s'effectue au cours du mouvement. Des visites répétées du site au cours de l'été ont permis de constater que les eaux de pluie peuvent entraîner une partie du matériel plus bas sur la pente, comme en témoignent les nombreuses rigoles. En plus, cette nouvelle surface est rapidement co-

lonisée par la végétation pionnière, de sorte que la zone d'accumulation, déjà peu marquée, n'est plus visible comme telle après l'établissement de la végétation.

Les décrochements pelliculaires peuvent se produire plus d'une fois au même endroit, ce qui à la longue engendre un véritable recul du versant. Les profils topographiques représentés sur la figure 11 ont été obtenus depuis l'extrémité est du drumlin étudié vers le centre. Le profil A montre que peu de modifications ont été apportées au versant à la suite d'un seul décrochement. Sur le profil B, la pente est plus forte (33 % par rapport à 28 % en A) et présente une concavité constituant une importante niche de nivation. Les décrochements successifs engendrent des pentes du même ordre qu'en B et accentuent la concavité, ce qui permet une accumulation accrue de neige et provoque un important recul du versant (profils C et D). En supposant que le profil initial était semblable au profil A et en postulant que l'asymétrie du drumlin est uniquement attribuable aux phénomènes d'érosion, le pied du versant aurait reculé d'environ 50 m dans l'amphithéâtre central. En définitive, le versant nord des drumlins évolue vers un profil convexo-concave, surtout sous l'action des mouvements de masse de type pelliculaire mais aussi par des processus lents de gélifluxion en nappe.

GÉLIFLUXION EN NAPPE

La gélifluxion en nappe, qui se définit comme un mouvement lent de matériel saturé d'eau le long d'une pente (Harris, 1981), constitue aussi un processus très actif sur la plupart des versants de la région étudiée (Seguin et Allard, 1984; Lévesque, 1986) et surtout dans le haut du versant étudié, où abondent les ostioles. Là où seul ce processus est actif, le profil du versant reste généralement convexe (fig. 11, profil C') contrastant ainsi avec les pentes concaves reliées aux décrochements (profil C).

Le profil de sol présenté à la figure 12 A a été obtenu à mi-versant, sur une pente de 17° exposée au nord. Le site est occupé par un couvert végétal de combe à neige composé surtout de *Stereocaulon paschale* L. et de *Salix herbacea* L. Deux nappes de gélifluxion se confondent dans le sol. Il s'agit pourtant de deux épisodes distincts, puisque la datation des horizons organiques enfouis a donné des dates différentes, soit 1800 ± 70 BP (UL-207) et 170 ± 60 BP (UL-311). L'horizon Hb le plus important épouse parfois la forme d'un lobe. Le sol le plus ancien comporte des horizons bien différenciés et fait partie des sols podzoliques, car les concentrations élevées de Fe et d'Al libres dans l'horizon Bfb (1,16 %) de même que l'épaisseur de ce dernier répondent aux normes de la Commission canadienne de pédologie (1978) pour ce type de matériel.

Sur les versants en pente forte (> 25-30°), la gélifluxion en nappe peut entraîner en surface la formation de bandes parallèles entre elles et perpendiculaires à la pente (fig. 13). Le contact entre les bandes prend la forme de micro-failles délimitant des affaissements (fig. 12 B). Les horizons de sol, là encore très bien différenciés, se présentent selon une séquence normale, mais ils sont décalés de part et d'autre des micro-failles. Les valeurs de pédogenèse élevées (1,54 %)



FIGURE 5. Cartographie des cicatrices de décrochement dans la partie centrale du drumlin étudié.
Distribution of scars left by successive skinflows in the central part of the drumlin.

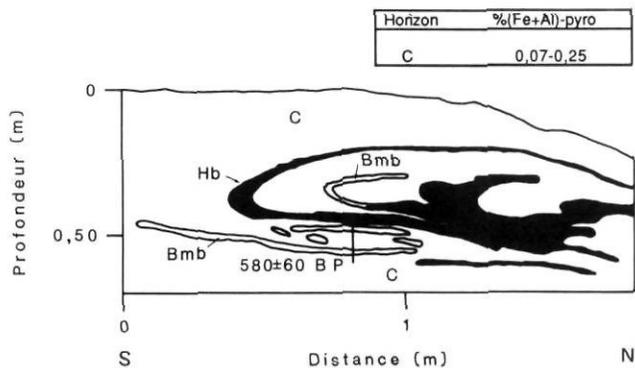
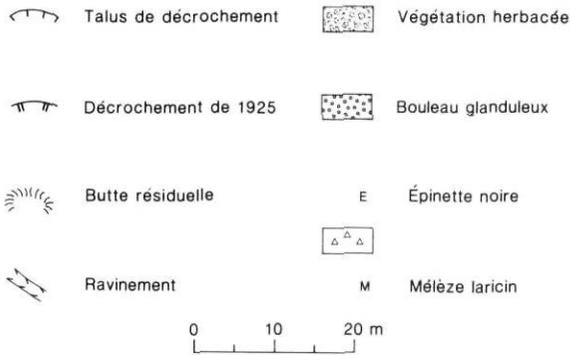


FIGURE 6. Profil montrant les perturbations dans un sol reliées à la formation d'un ostiole dans le haut du versant.
Cross-section from a soil disturbed by frost action in the upper slope.

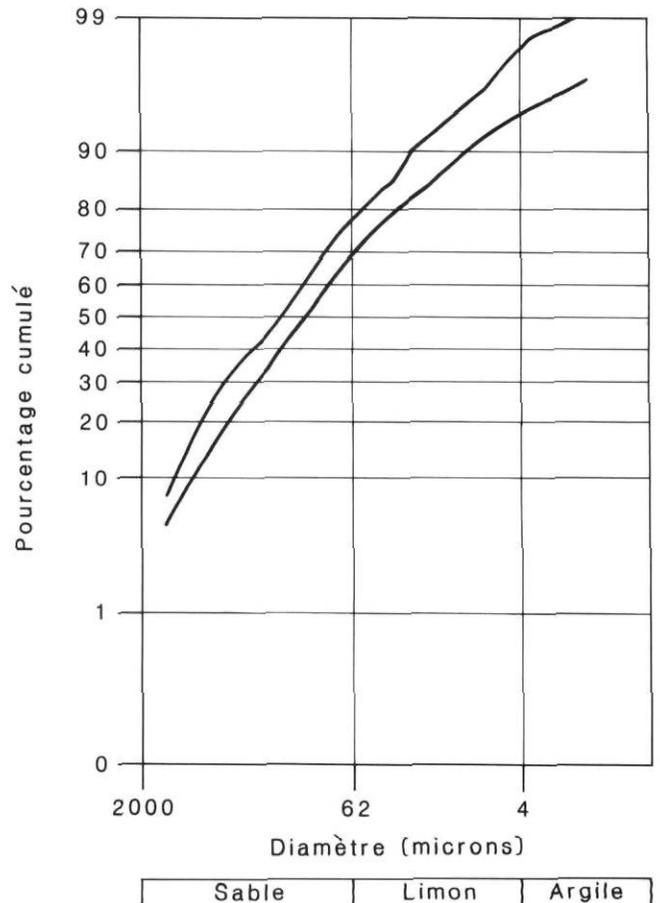


FIGURE 7. Courbe enveloppe représentant le pourcentage cumulé des fractions minérales composant le till.
Cumulative curves showing grain-size distribution in till.

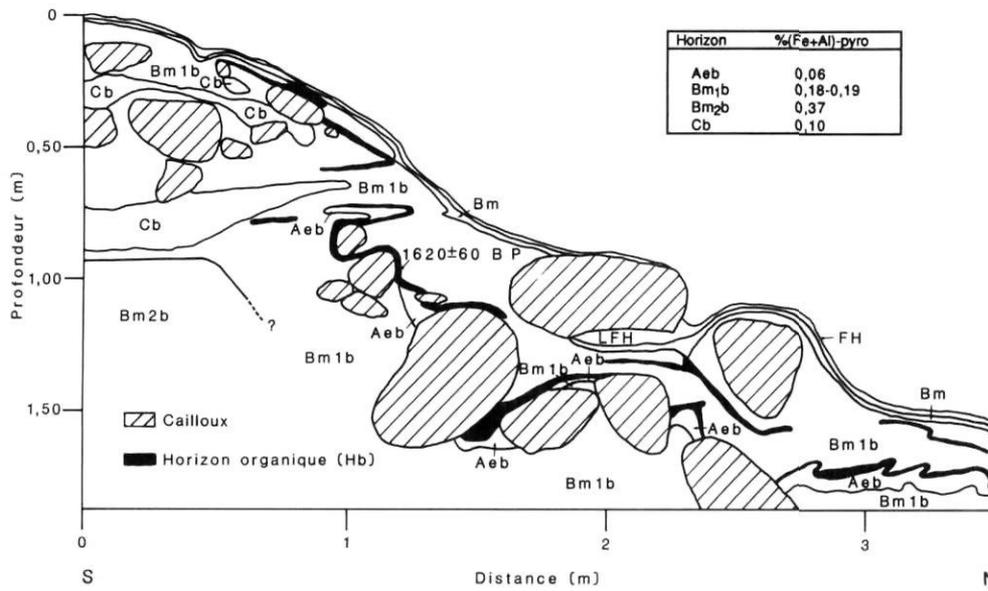


FIGURE 8. Profil pédologique provenant d'un bourrelet situé dans la zone d'accumulation d'un décrochement pelliculaire. Une nappe de gélifluxion a par la suite recouvert le sol originel.

Cross-section from a rim located in a skinflow accumulation zone. Gelifluxion sheet later covered the original soil profile.

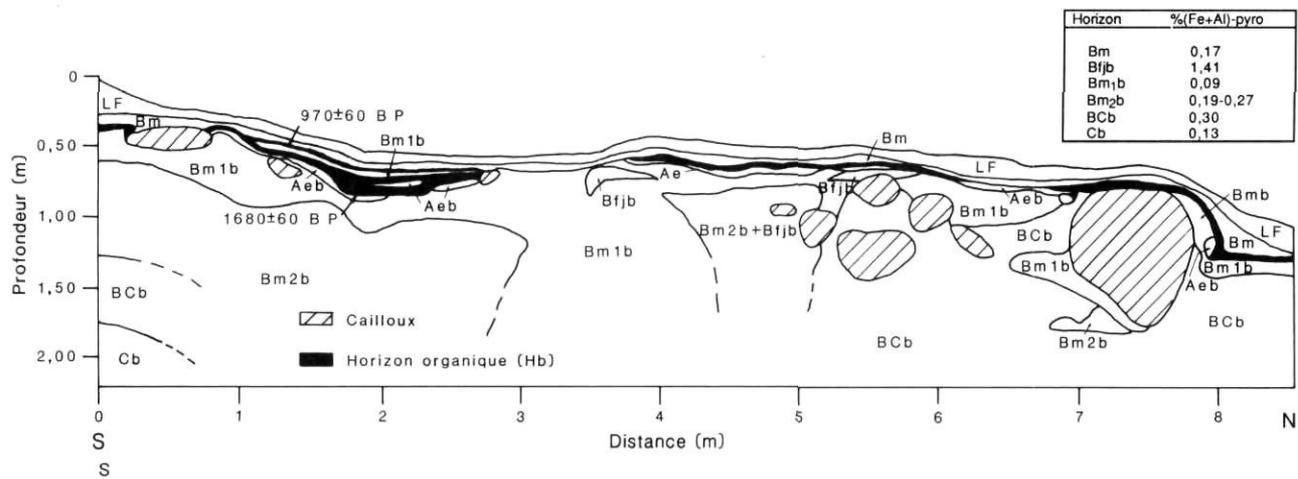


FIGURE 9. Coupe effectuée le long d'un petit ravin dans la partie distale de la zone d'accumulation (partie centrale du drumlin étudié).

Cross-section along a small ravine located in the distal part of the accumulation zone (central part of the drumlin).

obtenues dans l'horizon Bfb indiquent, comme dans le sol précédent d'ailleurs, que cette surface a longtemps été stable et qu'il ne s'agit pas d'une ancienne surface de décrochement. Le profil de la figure 12 C, obtenu au même site mais à la limite inférieure de la combe à neige, montre clairement que la surface originelle peut aussi subir un mouvement vers le bas sans qu'il y ait enfouissement par une nappe de matériel minéral. Il constitue une transition vers les sols non perturbés situés au pied du versant. Ces sols sont mal drainés; en certains endroits, la nappe phréatique s'est maintenue tout l'été à quelques centimètres de la surface. Cette nappe perchée est vraisemblablement reliée à la présence de sol gelé (pergélisol?), présent à moins d'un mètre de la surface vers la fin du mois d'août 1985. Les traces de gleyification sont malgré tout peu nombreuses, car les basses températures contribueraient à ralentir le processus d'oxydo-réduction dans les sols nordiques (Moore, 1978).

CHRONOLOGIE DU DÉVELOPPEMENT DU VERSANT NORD DU DRUMLIN ÉTUDIÉ

L'ensemble des dates au radiocarbone obtenues sur le versant nord du drumlin étudié sont présentées dans le tableau I. L'une d'elles donne l'âge minimal de formation d'un ostiole sur le sommet du drumlin (580 ± 60 BP, UL-312) et une autre, obtenue à partir de charbons de bois, donne l'âge d'un feu (850 ± 60 BP, UL-218). Des traces de feu ont aussi été observées dans des échantillons d'humus enfoui et elles confirment l'incidence de plusieurs feux dans la région entre 1800 et 1200 ans BP. Les dix-sept autres datations ont permis de construire les histogrammes représentant le poids statistique des âges obtenus respectivement pour les décrochements pelliculaires (10 dates) et la gélifluxion en nappe (7 dates) sur le versant nord du drumlin étudié (fig. 14). La distinction entre ces deux processus (l'un impliquant un mouvement

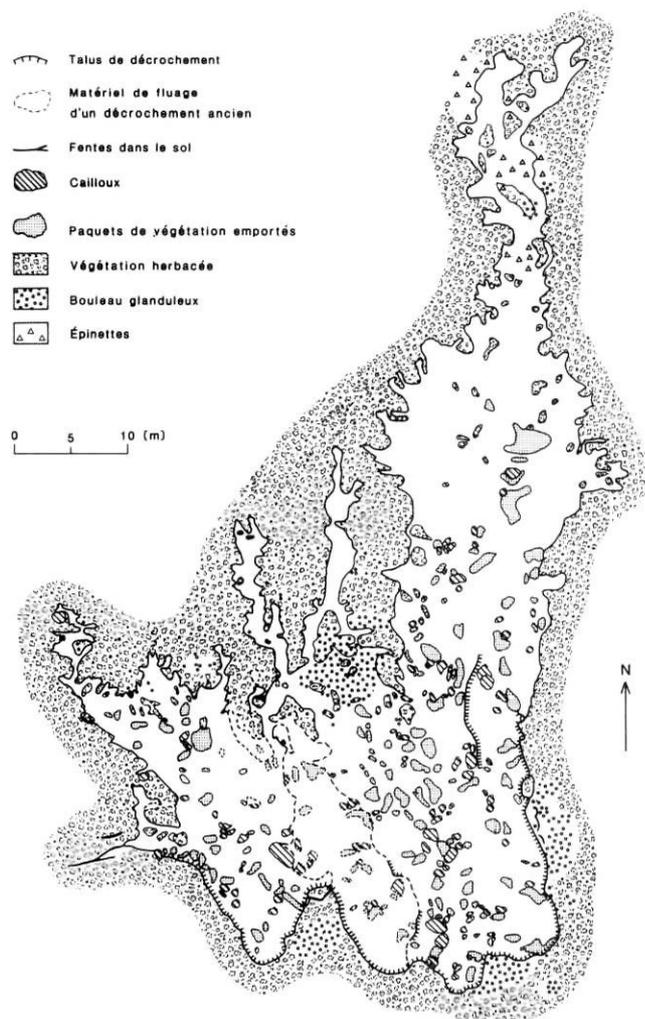


FIGURE 10. Carte représentant le site du décrochement récent survenu au printemps 1985.

Map showing the site of a recent skinflow which occurred during spring 1985.

rapide, l'autre un mouvement lent) a pu être faite à partir d'indicateurs géomorphologiques (formes de terrain, position sur la pente) et pédologiques (faciès des profils de sol, configuration des horizons organiques et minéraux et analyses de pédogenèse).

Il ressort de la chronologie (fig. 14) que le drumlin est soumis à des phénomènes d'érosion depuis au moins 2200 ans BP et que les deux processus ont été actifs au cours des derniers millénaires. Les périodes de plus grande activité ont été vers 1700-1600 ans BP et depuis les six derniers siècles dans le cas des décrochements pelliculaires et vers 1500-1400 ans BP pour la gélifluxion en nappe.

La répartition spatiale des dates au ¹⁴C indique que l'amphithéâtre central a été le site d'une activité intense depuis 600 ans. En effet, quatre des cinq dates les plus récentes y ont été obtenues et elles correspondent toutes à des décrochements, dates auxquelles s'ajoute celle de 1925 A.D., obtenue par l'analyse dendrochronologique de quatre mélèzes morts simultanément par suite d'un enfouissement partiel du tronc après un décrochement majeur.

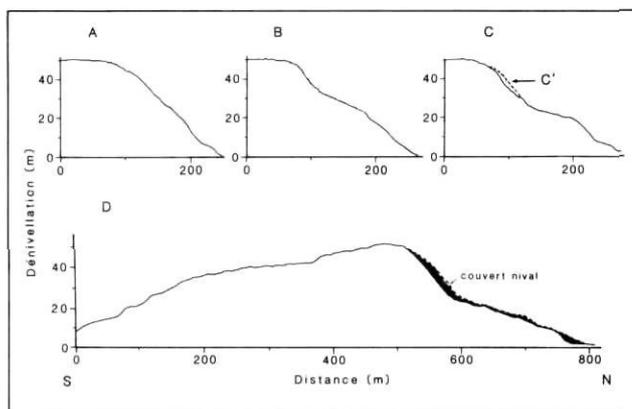


FIGURE 11. Série de profils topographiques obtenus sur le versant nord du drumlin étudié et montrant un gradient d'intensité dans l'érosion et l'évolution graduelle du versant depuis un profil convexe (profil A) vers un profil convexo-concave (B à D). Les profils C et C' ont été obtenus à proximité l'un de l'autre, le premier sur le site d'un décrochement pelliculaire et le second sur une portion du versant où seule la gélifluxion était active.

Sections from the north slope of the drumlin showing the different stages in slope evolution from convex profile (A), to convexo-concave profile (B to D) in response to differential erosion. Profiles C and C' were constructed along a slope affected by skinflow and sheet gelifluxion respectively.

DISCUSSION

PHASES DE L'ÉVOLUTION DU VERSANT

Les résultats obtenus permettent de distinguer deux phases dans l'évolution du versant nord du drumlin étudié. La première a été une phase de stabilité et elle s'étend de 7000-6000 ans BP, soit depuis la déglaciation de la région (Allard et Seguin, 1985; Dyke et Prest, 1987), jusque vers 2200 ans BP. La seconde, très active en ce qui a trait à l'évolution du versant, s'étend de cette date à nos jours. Vu le nombre relativement élevé de datations effectuées sur le même drumlin, la date charnière de 2200 ans BP paraît significative, d'autant plus que le site étudié se trouve dans l'aire d'érosion maximale des drumlins (fig. 3).

La déglaciation aurait été suivie d'une phase d'afforestation culminant entre 5300 et 3000 ans BP (Gagnon et Payette, 1981; Richard, 1981), soit au cours d'une période relativement clémente comprise entre l'Hypsithermal (ca 7500-5500 ans BP) et le Néoglacière (Filion, 1984). La présence de macrorestes d'épinette noire (aiguilles, cônes) dans certains paléosols indique que la forêt aurait alors occupé une place plus importante. Le développement des sols podzoliques (fig. 11 A et B) au cours de cette période serait ainsi associé à un couvert coniférien plus étendu, et il constitue un indice que les versants ont connu une phase de stabilité relativement longue. En toundra forestière, la différenciation des horizons Ae et surtout Bf exigerait en effet plusieurs millénaires (Payette et Morisset, 1974; Payette et Lajeunesse, 1980; Filion, 1983, 1984).

La deuxième phase constitue une période d'instabilité du versant reliée à l'incidence des décrochements pelliculaires et à la gélifluxion en nappe. Les histogrammes de fréquence

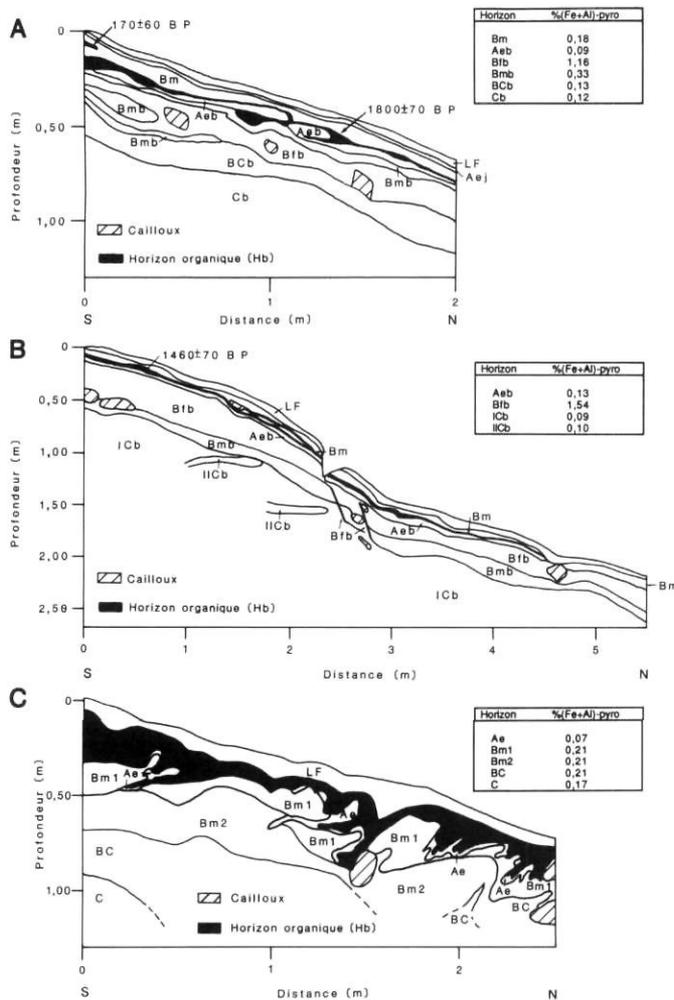


FIGURE 12. A. Profil montrant un sol enfoui sous une nappe de gelifluxion à mi-versant, sur une pente de 17°; B. profil montrant un affaissement et la discordance des horizons de part et d'autre d'une micro-faille sur un versant de gelifluxion en pente forte (25-30°); C. profil montrant des involutions dans les horizons et indiquant un mouvement vers le bas de la pente à la limite inférieure d'une combe à neige.

A) Soil profile buried by sheet gelifluxion along a 17° slope; B) soil profile showing minor slumping and discordance of soil horizons along the micro-fault on a steep gelifluxion slope (25-30°); C) profile showing periglacial involutions within soil horizons in response to downslope movement at the lower edge of a snowbed.

des datations au ^{14}C (fig. 14) semblent indiquer une certaine alternance dans l'action des deux processus. Ainsi, la période principale de formation des décrochements pelliculaires (1700-1600 ans BP) correspondant à un intervalle plutôt clémente dans les chronologies climatiques (Filion, 1984) a été suivie d'une phase importante de gelifluxion en nappe vers 1500-1400 ans BP. Ce dernier intervalle s'inscrit dans une période froide (ca 1500-1000 ans BP) qui ressort clairement de plusieurs travaux effectués au Québec subarctique (Filion, 1984; Allard et Seguin, 1987) et notamment de la chronologie de la gelifluxion publiée par Morin et Payette (1988) à partir de dates obtenues dans les combes à neige du lac Guillaume-Delisle et du Nouveau-Québec en général, et comparées à une chronologie mondiale de la gelifluxion.



FIGURE 13. Formation de bandes parallèles sur un versant de gelifluxion en pente forte.

Formation of parallel strips along a steep gelifluxion slope.

Les dates obtenues doivent toutefois être interprétées avec prudence en raison de l'hétérogénéité du matériel soumis pour datation (bois et charbons de bois donnant un âge plus précis que l'humus), du temps de résidence de la matière organique dans le sol (la majorité des dates proviennent d'humus, tabl. I) et de l'écart type des dates. Le concept d'âge apparent relié au temps de résidence de la matière organique dans un sol a déjà été discuté par Payette *et al.* (1985). Il aurait pour effet de vieillir quelque peu les dates (de 0 à 300-400 ans). Cette alternance, peut-être factice, dans l'action des processus engendrant des mouvements de masse lents ou rapides, alimente toutefois la réflexion quant à la combinaison des facteurs responsables des uns et des autres.

FACTEURS RESPONSABLES DES MOUVEMENTS DE MASSE

La texture du matériel constitue un facteur prépondérant quant au développement des mouvements sur les versants (Harris, 1981). Le till, riche en particules fines (20 à 30 %) (fig. 6), favorise sur les drumlins les mouvements du type écoulement (*flow*) auxquels appartiennent les décrochements pelliculaires et la gelifluxion en nappe. Ils se distinguent des glissements de terrain (mouvement du type *slide*), entre autres par l'absence de plan de cisaillement défini.

La pente joue aussi un rôle déterminant dans l'action respective des deux processus en cause. Alors que les mouvements rapides se produisent généralement sur des pentes supérieures à 15° (Bird, 1967; McRoberts et Morgenstern, 1974; Harris, 1981), les mouvements lents reliés à la gelifluxion en nappe ont été observés sur des pentes aussi faibles que 1 à 2° (Washburn, 1980). Sur le versant étudié, les décrochements n'ont été observés que sur des pentes supérieures à 25°, alors que les écoulements lents peuvent se produire sur des versants de pentes variables mais généralement supérieures à 15°.

La teneur en eau du sol est le facteur le plus important en regard des mouvements de masse puisqu'il affecte la résistance du matériel au cisaillement (Bird, 1967; Dylik, 1967;

TABLEAU I

Liste des échantillons ayant fait l'objet d'une radiodation

Type de matériel	Pré-traitements	n° de laboratoire	Âge au ¹⁴ C	Site d'échantillonnage	Événement daté
bois	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-216	130 ± 50 BP	partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus	HCl 5 %	UL-311	170 ± 60 BP	mi-versant	gélifluxion
bois	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-217	210 ± 60 BP	partie proximale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-212	310 ± 60 BP	partie proximale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus	HCl 5 %	UL-313	570 ± 60 BP	partie proximale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus	HCl 5 %	UL-312	580 ± 60 BP	sommet du drumlin	ostiole
charbon	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-218	850 ± 60 BP	bas de versant	feu
humus	HCl 5 %	UL-258	890 ± 60 BP	bas de versant	gélifluxion
humus	HCl 5 %	UL-198	970 ± 60 BP	partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-203	1150 ± 140 BP	ravin, partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus carbonisé	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-197	1280 ± 60 BP	haut de versant	gélifluxion
humus carbonisé	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-205	1460 ± 70 BP	mi-versant	gélifluxion
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-204	1490 ± 70 BP	bas de versant	gélifluxion
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-215	1620 ± 60 BP	bourrelet, transition entre les zones d'érosion et d'accumulation	décrochement
humus carbonisé	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-196	1680 ± 60 BP	ravin, partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus carbonisé	HCl 5 %	UL-206	1700 ± 60 BP	partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement
humus carbonisé	HCl 5 %	UL-207	1800 ± 70 BP	mi-versant	gélifluxion
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-214	1990 ± 60 BP	bas de versant	gélifluxion
humus	NaOH 1 %, HCl 5 %	UL-273	2200 ± 60 BP	partie distale de la zone d'accumulation de l'amphithéâtre central	décrochement

Sharpe, 1968; Harris, 1973, 1981; Jahn, 1975; French, 1976; Söderman, 1980; Washburn, 1980; Rapp, 1985). La formation de glace dans le sol à l'automne serait aussi de nature à rompre la structure du matériel et contribuerait à libérer une certaine quantité d'eau au printemps (Bird, 1967; Harris, 1973; McRoberts et Morgenstern, 1974). L'importance de l'accumulation de neige (elle peut atteindre 5 m d'épaisseur) et les modalités de fonte (lente ou rapide, par sublimation ou fonte) influence grandement l'apport en eau au printemps. L'apport subit d'une importante quantité d'eau cause en effet une augmentation de la pression interstitielle, ce qui réduit la cohésion entre les particules et rend le sol dans un état visqueux ou près de la liquidité. La présence d'une couche de sol gelé au moment de la fonte est capitale; ce dernier présente en effet une surface imperméable qui empêche la percolation et concentre les eaux de fonte dans la partie superficielle. Seul un dispositif d'observation et de mesures sur place permettrait d'évaluer l'importance relative des facteurs réglant le régime hydrique des sols sur ces versants très enneigés.

Selon Harris (1981), les décrochements pelliculaires dépendent surtout de l'apport rapide d'une grande quantité d'eau créant une sursaturation du matériel. Cette situation serait

le fruit de conditions exceptionnelles reliées à une fonte rapide de la neige après une année de surenneigement et à la présence d'une couche de sol encore gelée ou de pergélisol. Dans les régions subarctiques, les conditions de surenneigement, d'ailleurs responsables de hauts niveaux lacustres au printemps (Bégin et Payette, 1988), sont plutôt caractéristiques des périodes chaudes (comme le XX^e siècle). La gélifluxion en nappe se manifeste aussi lorsqu'il y a saturation en eau du sol. Toutefois, ce processus est particulièrement actif en période froide car les basses températures ont pour effet de prolonger l'état de saturation du matériel propice à son écoulement (Jahn, 1975). D'après Benedict (1976), la gélifluxion en nappe constitue un excellent indicateur paléoclimatique, puisqu'en tant que mouvement lent, elle reflète les tendances générales prévalant sur une longue période. De ce point de vue, les décrochements pelliculaires constituent des phénomènes davantage ponctuels et isolés mais peut-être pas aléatoires. Un nombre accru de datations dans l'ensemble de la région à l'étude permettrait de mieux cerner l'incidence temporelle de ces mouvements rapides.

Par ailleurs, il est intéressant de noter que sur le drumlin étudié, tous les décrochements postérieurs à 600 ans BP se sont produits au sein de l'amphithéâtre central. Cette récurrence

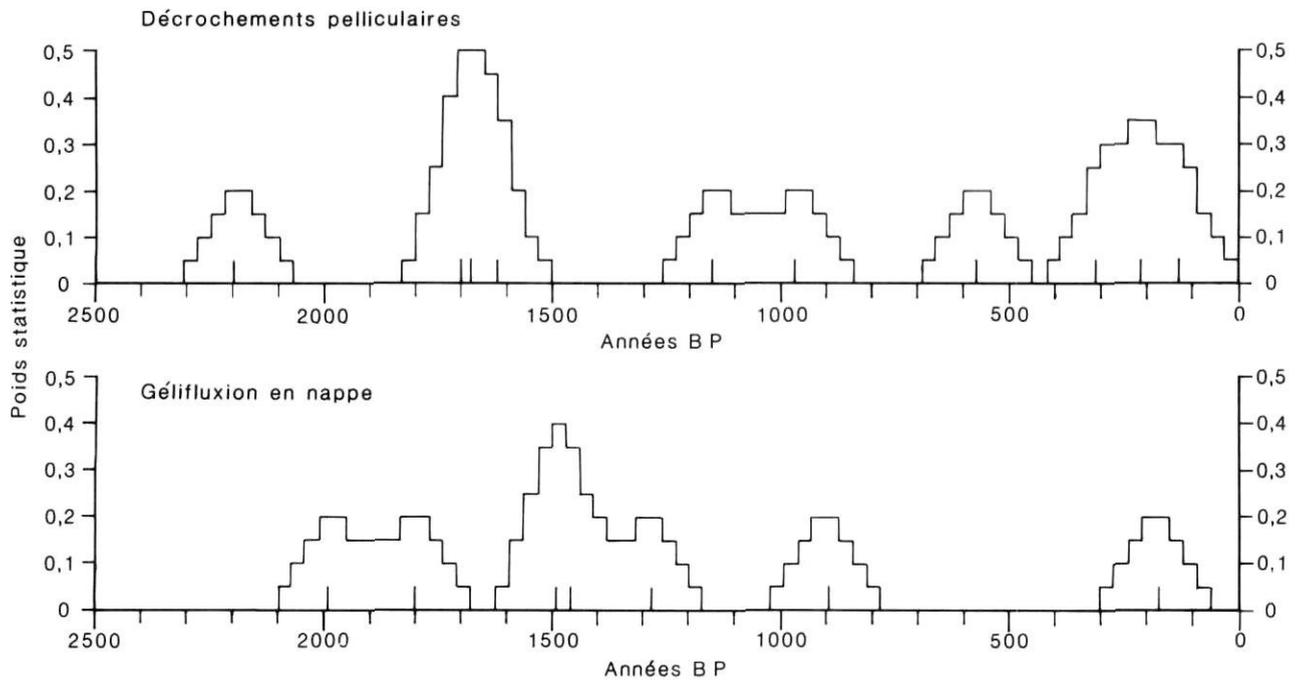


FIGURE 14. Histogramme montrant le poids statistique des dates au ^{14}C obtenues respectivement pour les décrochements pelliculaires et la gélifluxion en nappe sur le versant étudié. Les bâtonnets représentés sur l'abscisse montre la position centrale de chacune des dates.

Histogram showing the statistical weight of ^{14}C dates from skinflows and gelifluxion sheet respectively. Vertical bars indicate the central position of each radiocarbon date.

de plusieurs décrochements au même endroit laissent croire que le processus pourrait exercer une rétroaction positive. En d'autres termes, les décrochements pelliculaires engendreraient à la longue des conditions propices à leur manifestation, notamment par le biais d'une accumulation excessive de neige sur un versant concave.

Vue dans un contexte plus large, comment peut-on expliquer cette évolution en deux phases du versant nord des drumlins dans la région étudiée? Le passage de conditions de stabilité que reflète le développement des sols podzoliques à des conditions d'instabilité, traduit un changement des conditions paléoclimatiques (détérioration) et paléoécologiques au cours de l'Holocène dont le déroulement a été en grande partie modulé par l'histoire régionale des feux. Ce changement a commencé vers 3000 ans BP, date marquant le début d'une période de refroidissement général appelée Néoglaciale. Le passage des feux a par la suite entraîné l'ouverture graduelle du paysage végétal à cause des difficultés de régénération après feu (Payette et Gagnon, 1985; Mathieu *et al.*, 1987; Millet et Payette, 1987; Payette *et al.*, 1988), l'accroissement du pergélisol en milieu exposé et peu enneigé comme sur les sommets de drumlin (Allard et Seguin, 1987; Jetchick, 1988) et le développement de combes à neige sur certains versants (exposés au nord et à l'est notamment) à la suite d'une modification des conditions de l'enneigement (Filion et Payette, 1982). Le secteur où l'érosion du versant nord des drumlins est maximale coïncide avec la limite des sous-zones arbustive et forestière de la toundra forestière définies par Payette (1976, 1983); ce secteur a vraisemblablement subi de profondes transformations après feu comme l'atteste la

présence de charbons de bois dans les sols fossilisés ou actuels, dans des sites aujourd'hui occupés par des combes à neige (sur les versants) ou des lichénaias (Payette et Gagnon, 1985). En somme, la modification du régime hydrique découlant de l'établissement des combes à neige sur le versant nord des drumlins serait à l'origine du développement des mouvements de masse.

CONCLUSIONS

La cartographie et la description des formes d'érosion ainsi que l'étude approfondie des sols et des paléosols sur le versant nord d'un drumlin de la région du lac Minto a permis:

1. de distinguer deux phases dans l'évolution du versant, soit de ca 7000-6000 ans BP à ca 2200 ans BP et de cette date à nos jours; la première phase se caractérise par des conditions de stabilité favorables au développement de sols podzoliques sous un couvert coniférien plus étendu qu'il ne l'est aujourd'hui, alors que la seconde est une période très active de formation de mouvements de masse sur le site d'importantes combes à neige;
2. de reconnaître deux processus responsables de l'évolution du versant, soit les décrochements pelliculaires et la gélifluxion en nappe qui se sont manifestés, d'après les datations au radiocarbone obtenues, au cours des deux derniers millénaires en concomitance ou peut-être en alternance;
3. d'identifier une zone d'érosion maximale à la charnière des deux sous-zones de la toundra forestière du Nord qué-

bécois, là où la régénération forestière après feu est compromise depuis quelques millénaires;

4. de ranger, à l'instar de nombreux travaux, le processus de gélifluxion en nappe parmi les bons indicateurs paléoclimatiques. Une telle démonstration reste à faire dans le cas des mouvements subits comme les décrochements pelliculaires, car leur signification paléoclimatique n'a pu être clairement établie dans le cadre de cette étude. Elle nécessiterait entre autres l'obtention d'un nombre accru de datations au sein de la zone affectée par ce type de mouvements de masse.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier bien sincèrement M^{me} Jacynthe Marceau et M. Pierre Marin pour leur dévouement et leur aide précieuse lors de la mission sur le terrain. Nous avons aussi bénéficié d'échanges fructueux avec MM. Michel Allard, Yves Bégin, Jean-Claude Dionne et Serge Payette, MM. Ivan Grenier et Marc Labrosse ont contribué à la conception et à la réalisation des figures et nous les en remercions. Les fonds nécessaires au déroulement de cette recherche ont été octroyés par le C.R.S.N.G. et le F.C.A.R., ainsi que par le ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien (Programme de formation scientifique pour le Nord).

RÉFÉRENCES

- Allard, M. et Séguin, 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.
- Allard, M. et Séguin, M. K., 1987. Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 141-152.
- Anderson, M. G. et Richards, K. S. (édit.), 1987. *Slope stability. Geotechnical engineering and geomorphology*. John Wiley and Sons, New York, 640 p.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in Subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Benedict, J. B., 1976. Frost creep and gelifluxion features: A review. *Quaternary Research*, 6: 55-76.
- Bird, J. B., 1967. *The physiography of Arctic Canada*. John Hopkins Press, Baltimore, 336 p.
- Carson, M. A. et Kirkby, M. J., 1972. *Hillslope. Form and Process*. Cambridge University Press, (Cambridge Geographical Studies: 3), 475 p.
- Chowdhury, R. N., 1978. *Slope Analysis*. Elsevier, Amsterdam, 423 p.
- Colas, G. et Payany, M., 1972. Les glissements de terrain. Description et classification. Centre d'études techniques de l'équipement, Aix-en-Provence, 76 p.
- Commission canadienne de pédologie, 1978. Le système canadien de classification des sols. Agriculture Canada, publication 1646, 170 p.
- Dionne, J.-C. et Fillion, L., 1984. Glissements pelliculaires sur versants rocheux, Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 193-200.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K., 1987. Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 237-263.
- Dylik, J., 1967. Solifluction, congelifluction and related slope processes. *Geografiska Annaler*, 49A: 167-177.
- Environnement Canada, 1981. Normales climatiques au Canada, 1951-1981, vol. 2. Service de l'environnement atmosphérique, Ottawa, 306 p.
- Fillion, L., 1983. Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique. Thèse de doctorat, Université Laval, 123 p.
- 1984. A relationship between dunes, fires and climate recorded in the Holocene deposit of Québec. *Nature*, 309: 543-546.
- Fillion, L. et Payette, S., 1982. Régime nival et végétation chionophile à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Naturaliste canadien*, 109: 557-571.
- Fillion, L., Payette, S., Gauthier, L. et Boutin, Y., 1986. Light rings in subarctic conifers as a dendrochronological tool. *Quaternary Research*, 26: 272-279.
- French, H. M., 1976. The periglacial environment. Longmans, 309 p.
- Gagnon, R. et Payette, S., 1981. Fluctuations holocènes de la limite des forêts de mélèzes, rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macro-fossile en milieu tourbeux. *Géographie physique et Quaternaire*, 35: 57-72.
- Harris, C., 1973. Some factors affecting the rate and process of periglacial mass-movement. *Geografiska Annaler*, 55A: 24-28.
- 1981. Periglacial mass-wasting. A review of research. BGRG, Research Monograph, 4, 204 p.
- Henderson, E. P., 1956. Large nivation hollows near Knob Lake, Quebec. *Journal of Geology*, 64: 607-616.
- Jahn, A., 1975. *Problems of the periglacial zone*. PWN, Polish Scientific Publishers, Warszawa, 223 p.
- Jetchik, E., 1988. Polygones à coins de sol dans les tills, région du lac Minto, Québec nordique. Thèse de maîtrise, Université Laval, 80 p.
- Lauriol, B., 1982. Géomorphologie quaternaire au sud de l'Ungava. *Paléo-Québec*, 15, 174 p.
- Lévesque, R., 1986. Géomorphologie périglaciaire et cartographie assistée par ordinateur, du pergélisol, aux rivières Nastapoca et Sheldrake, Hudsonie. Thèse de maîtrise, Université Laval, 144 p.
- Lévesque, R., Allard, M. et Séguin, M. K., 1988. Le pergélisol dans les formations quaternaires de la région des rivières Nastapoca et Sheldrake, Québec nordique. *Collection Nordicana*, 51, 23 p.
- Mathieu, C., Payette, S. et Morin, H., 1987. Chronologie ¹⁴C et développement des combes à neige du lac à l'Eau Claire, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 97-108.
- McKeague, J. A., 1977. *Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols*. Société canadienne de la science du sol, Ottawa, 250 p.
- McRoberts, E. C. et Morgenstern, N. R., 1974. The stability of thawing slopes. *Revue canadienne de Géotechnique*, 11: 447-469.
- Millet, J. et Payette, S., 1987. Influence des feux sur la déforestation des îles centrales du lac à l'Eau Claire, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 79-86.
- Morin, H. et Payette, S., 1986. La végétation des combes à neige du golfe de Richmond, Québec nordique. *Journal canadien de botanique*, 64: 1515-1524.

- 1988. Holocene gelifluction in a snow-patch environment at the forest-tundra transition along the eastern Hudson Bay coast. *Boreas*, 17: 79-88.
- Moore, T. R., 1978. Soil development in arctic and subarctic areas of Quebec and Baffin Island, p. 379-411. *In* W. C. Mahaney (édit.), *Quaternary soils*. York University, 508 p.
- Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C., 1977. Chronologie ¹⁴C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14000 ans. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 123-133.
- Payette, S., 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.
- 1983. The forest tundra and present tree-lines of the Northern Québec-Labrador peninsula, p. 3-23. *In* P. Morisset et S. Payette, *Tree-line ecology*. Proceedings of the Northern Québec tree-line conference. Collection Nordicana, 47, 188 p.
- Payette, S. et Gagnon, R., 1985. Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Québec. *Nature*, 313: 570-572.
- Payette, S. et Morisset, P., 1974. The soils of Sleeper Islands, Hudson Bay, N.W.T., Canada. *Soil Science*, 116: 352-368.
- Payette, S. et Lajeunesse, R., 1980. Les combes à neige de la rivière aux Feuilles (Nouveau-Québec): indicateurs paléoclimatiques holocènes. *Géographie physique et Quaternaire*, 34: 209-220.
- Payette, S., Boudreau, F. et Gagnon, R., 1985. Gélifluction néoglaciale dans une combe à neige à la limite des arbres, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 39: 91-97.
- Payette, S., Morneau, C., Sirois, L. et Despons, M., 1989. Recent fire history of the Northern Québec biomes. *Ecology*, sous presse.
- Rapp, A., 1985. Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in high latitude mountains, p. 36-56. *In* M. Church et O. Slaymaker, *Field theory. Lectures in geocryology/Terrain et théorie. Essais de géocryologie*. University of British Columbia Press, Vancouver, 213 p.
- Richard, P., 1981. Paléophytogéographie post-glaciaire en Ungava par l'analyse pollinique. *Paléo-Québec*, 13, 153 p.
- Seguin, M. K. et Allard, M., 1984. Le pergélisol et les processus thermokarstiques de la rivière Nastapoca, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38: 11-25.
- Selby, M. J., 1982. *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, 264 p.
- Sharpe, C. F. S., 1968. *Landslides and related phenomena. A study of mass-movements of soil and rocks*. Cooper Square Publishers, New York, 137 p.
- Söderman, G., 1980. Slope processes in cold environments of northern Finland. *Fennia*, 158: 83-152.
- Washburn, A. L., 1980. *Geocryology*. John Wiley and Sons, New York, 406 p.
- Zaruba, Q. et Mencl, V., 1982. *Landslides and their control* (2^e éd.). Elsevier, Amsterdam, 320 p.