

Le Pergélisol et les processus Thermokarstiques de la région de la rivière Nastapoca, Nouveau-Québec

Permafrost and Thermokarst Processes in the Nastapoca River Area, Nouveau-Québec

Dauerfrost und Thermokarst-Prozesse im Gebiet des Nastapoka-Flusses, Neues Québec

Maurice K. Seguin et Michel Allard

Volume 38, numéro 1, 1984

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032532ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032532ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Seguin, M. K. & Allard, M. (1984). Le Pergélisol et les processus Thermokarstiques de la région de la rivière Nastapoca, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 11–25. <https://doi.org/10.7202/032532ar>

Résumé de l'article

L'embouchure de la rivière Nastapoca, sur la côte est de la mer d'Hudson, est située dans la zone de pergélisol discontinu, en domaine de toundra arbustive. La morphologie cryogène y varie selon les types de dépôts quaternaires dans lesquels le pergélisol s'est installé. Les limons argileux de la mer de Tyrrell se caractérisent par des champs de buttes cryogènes entrecoupées de mares de thermokarst et de vallons dissymétriques. Parsemé d'ostioles et animé de mouvements de solifluxion et de glissements superficiels, le mollisol évolue de façon très dynamique. La densité croissante des lacs thermokarstiques et une taille décroissante des buttes cryogènes du littoral vers l'intérieur des terres illustrent un gradient régional de dégradation du pergélisol. Les sables fluviomarins et littoraux pergélisolés constituent aussi des buttes cryogènes, mais sans sols figurés. Quant aux drumlins et autres dépôts de moraine de fond, ils sont affectés par un réseau de polygones à coins sableux. L'épaisseur moyenne du pergélisol dans les dépôts, mesurée par des sondages de résistivité électrique, est de l'ordre de 20 m. La nivation, la solifluxion, les glissements de terrain et l'effet thermique des mares sont les agents d'une dégradation généralisée du pergélisol dans la région.

LE PERGÉLISOL ET LES PROCESSUS THERMOKARSTIQUES DE LA RÉGION DE LA RIVIÈRE NASTAPOCA, NOUVEAU-QUÉBEC

Maurice K. SEGUIN et Michel ALLARD, Centre d'études nordiques, université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ L'embouchure de la rivière Nastapoca, sur la côte est de la mer d'Hudson, est située dans la zone de pergélisol discontinu, en domaine de toundra arbustive. La morphologie cryogène y varie selon les types de dépôts quaternaires dans lesquels le pergélisol s'est installé. Les limons argileux de la mer de Tyrrell se caractérisent par des champs de buttes cryogènes entrecoupées de mares de thermokarst et de vallons dissymétriques. Parsemé d'ostioles et animé de mouvements de solifluxion et de glissements superficiels, le mollisol évolue de façon très dynamique. La densité croissante des lacs thermokarstiques et une taille décroissante des buttes cryogènes du littoral vers l'intérieur des terres illustrent un gradient régional de dégradation du pergélisol. Les sables fluviomarins et littoraux pergélisolés constituent aussi des buttes cryogènes, mais sans sols figurés. Quant aux drumlins et autres dépôts de moraine de fond, ils sont affectés par un réseau de polygones à coins sableux. L'épaisseur moyenne du pergélisol dans les dépôts, mesurée par des sondages de résistivité électrique, est de l'ordre de 20 m. La nivation, la solifluxion, les glissements de terrain et l'effet thermique des mares sont les agents d'une dégradation généralisée du pergélisol dans la région.

ABSTRACT *Permafrost and thermokarst processes in the Nastapoca River area, Nouveau-Québec.* Nastapoca River, which flows into Hudson Bay, lies in the discontinuous permafrost zone. The study area belongs to the shrubtundra vegetation zone. Permafrost landforms vary according to the types of surficial deposits. Silty clays of the Tyrrell Sea are characterized by fields of cemetery mounds interspersed by thermokarst ponds and asymmetric gulleys. The active layer is blistered with mudboils and is affected by solifluction and skin flows. A permafrost degradation gradient, seen in the increasing density of thermokarst lakes and the diminishing size of cryogenic mounds, is perceptible from the sea inland and from higher to lower stream density. Fluvio-marine sands produce cryogenic mounds also, but lack surface structures. Ground moraine deposits, mostly drumlins, show a non-sorted sand-wedge polygonal network. Mean permafrost depth is about 20 m in Quaternary deposits as measured by electrical resistivity soundings. Nivation, solifluction, thaw slumping and thermokarst ponds are the agents of a general permafrost degradation in the area.

ZUSAMMENFASSUNG *Dauerfrost und Thermokarst-Prozesse im Gebiet des Nastapoka-Flusses, Neues Québec.* Die Mündung des Nastapoka-Flusses an der Ostküste der Hudson-Bay liegt in der unterbrochenen Dauerfrostzone, im Gebiet der Busch-Tundra. Die kryogenische Morphologie variiert hier je nach dem Typus der quartären Ablagerungen, in denen sich der Dauerfrost ausgebreitet hat. Die lehmigen Schlicke des Tyrrell-Meeres sind charakterisiert durch Felder mit kryogenischen Hügeln, die von Thermokarsttumpeln und asymmetrischen Tälchen durchschnitten werden. Die Auftauzone, die von Schlammblasen bedeckt ist und ständig in Bewegung durch Erdfließen und Rutschen der Oberfläche, entwickelt sich auf sehr dynamische Weise. Die zunehmende Dichte der Thermokarst-Seen und die von der Küste ins Landinnere immer kleiner werdenden kryogenischen Hügel weisen auf ein regionales Gefälle in der Erosion des Dauerfrostbodens hin. Auch der fluvi-marine und litorale Dauerfrostsand hat kryogenische Hügel geformt, allerdings ohne bedeutende Bodenoberflächentextur. Die Drumlins und die anderen Grundmoränenablagerungen sind durch ein Netz von Polygonen mit sandigen Keilen beeinflusst. Die durchschnittliche Tiefe des Dauerfrostbodens in den Ablagerungen, die mittels Untersuchungen elektrischer Leitungswiderstandes gemessen wurde, ist 20 m. Erosion durch Schnee, Erdfließen, Bodenrutsch und die thermische Wirkung der Tümpel bewirken eine allgemeine Erosion des Dauerfrostbodens in der Gegend.

INTRODUCTION

La rivière Nastapoca se déverse dans la mer d'Hudson à 56°55' Lat. N. et le territoire qu'elle traverse n'a jusqu'à présent fait l'objet que d'études sommaires ou ponctuelles quant à la géologie (KRANCK, 1951; STEVENSON, 1968), la géomorphologie, le Quaternaire (Hydro-Québec, 1981), l'écologie (FILION, 1983; PAYETTE *et al.*, 1975) et le pergélisol (LAGAREC, 1980). Cette étude présente les premiers résultats de relevés effectués à l'intérieur d'une bande de terres d'une dizaine de kilomètres sise de part et d'autre de la rivière Nastapoca et s'étendant du littoral de la mer d'Hudson jusqu'à une trentaine de kilomètres à l'intérieur des terres (fig. 1). La région se situe dans la zone de pergélisol discontinu (BROWN, 1979); d'autre part, il est connu de façon générale que le pergélisol s'y présente sous des formes nombreuses et variées, particulièrement les palses et les buttes cryogènes minérales ou «*cemetery mounds*» (JOHNSTON, 1981, p. 67). Le but de ce travail est de présenter les résultats de relevés géomorphologiques et géophysiques effectués pendant l'été 1982 et qui s'inscrivent dans le cadre d'une étude à plus long terme. L'accent sera mis sur la répartition spatiale et l'épaisseur du pergélisol dans divers matériaux de surface, sur les formes qui lui sont associées, ainsi que sur les paramètres climatiques et végétaux qui les régissent.

CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE

Toute la région étudiée a comme soubassement les roches archéennes de la province du Supérieur (AVRAMT-CHEV, 1982) qui consistent en granite-gneiss à gneissosité et alignements structuraux d'orientation E-W. L'alignement des collines et des vallées est subordonné au contrôle structural.

Du littoral vers l'intérieur on identifie trois entités physiographiques (fig. 1). D'abord, un versant côtier d'une largeur de 4 à 7 km qui s'incline vers la mer depuis une chaîne de collines suivant une pente de l'ordre de deux degrés. Le versant équivalent dans la région de Poste-de-la-Baleine a été décrit comme une surface d'érosion pré-protérozoïque basculée vers l'ouest (CAILLEUX et HAMELIN, 1969). Un alignement de collines rocheuses très accidentées et parallèles au rivage constitue la deuxième entité physiographique; cette chaîne de collines fait 3 à 5 km de largeur; les sommets ont une altitude moyenne de 300 m (KRANCK, 1951). Le plateau hudsonien constitue la troisième unité physiographique. Il s'étend du pied des collines, à environ 10 km de la mer, vers l'intérieur de la péninsule de l'Ungava; son altitude moyenne est d'environ 200 m. Chacune de ces unités a ses caractéristiques propres quant au relief local et à la nature et la répartition des matériaux quaternaires.

Le versant côtier se caractérise par de fortes épaisseurs de sables de la mer de Tyrrell recouvrant tantôt le roc, tantôt des argiles lorsqu'il y a de profondes vallées dans le roc sous-jacent. C'est le cas dans le réseau des grands ravins parallèles qui s'écoulent vers la mer d'Hudson. De grandes aires de dunes et de remaniement éolien recouvrent ces versants sableux (FILION, 1983). Les collines sont dénudées

et d'épais dépôts de sable et gravier s'y accrochent sous formes d'anciens deltas glacio-marins, de plages et de tombolos perchés. Les plus hautes de ces accumulations sont à 236 m d'altitude, la limite marine caractérisée par le niveau maximal de délavage de la moraine d'ablation étant située environ 10 m plus haut. Le plateau hudsonien est sillonné de vallées d'orientation E-W comblées principalement par des argiles quaternaires de la mer de Tyrrell donnant des fonds plats, entre 140 et 185 m d'altitude. De 185 à 200-215 m, on passe des argiles à des sables fins de milieu infralittoral et littoral, tandis que la moraine de fond mince et dispersée recouvre les collines au-delà de ces altitudes. Quelques deltas d'eskers marquent la limite d'invasion marine entre 195 et 205 m d'altitude, à une quarantaine de kilomètres à l'intérieur des terres. Les drumlins sont les principales formes quaternaires de l'intérieur. Des étendues de tourbe d'environ 1 m d'épaisseur, autrefois plus vastes et dont il ne subsiste ici et là que des reliquats, recouvrent les sédiments marins dans la moitié est de la région.

La mer d'Hudson exerce une influence climatique importante. La frange côtière subit des conditions plus rudes que l'intérieur surtout à cause des vents d'hiver lorsque la mer est gelée et à cause des brouillards d'été (WILSON, 1982). Les conditions sont telles qu'on trouve les premiers peuplements forestiers dans la vallée à 15 km de l'embouchure. La température moyenne annuelle est d'environ -5,5° (à mi-chemin entre Kuujuarapik à -4,3° et Inukjuak à -6,9°). La moyenne de juillet est de 7,5°. L'indice de gel est de 3056 degrés-jour (°C) tandis que l'indice de dégel est de 1014 degrés-jours (Boyd, dans JOHNSTON, 1981). Les précipitations annuelles avoisinent 53 cm (fraction nivale ramenée en eau), alors qu'il tombe environ 200 cm de neige (GAGNON et FERLAND, 1967). Cette neige est distribuée très inégalement sur le terrain en raison des forts vents hivernaux. Les surfaces planes et exposées ne recueillent que 10 à 15 cm de neige au maximum, tandis que des congères de plusieurs mètres d'épaisseur s'accumulent sur les versants sous le vent. Dans la partie est de la région, plus forestière, la neige en sous-bois atteint 45 cm d'épaisseur (PAYETTE *et al.*, 1975).

Le drainage du plateau est centré sur la rivière Nastapoca qui, d'est en ouest, recoupe toutes les unités physiographiques. Les ruisseaux drainant les terrains argileux se déversent dans la rivière qui occupe une dépression topographique régionale.

MÉTHODES

Les photos aériennes de la région ayant été interprétées, nous avons dressé une carte préliminaire des types de terrains définis par les matériaux de surface, les formes de relief, le réseau hydrographique et le couvert végétal. L'information obtenue fut transposée sur un fond topographique à 1/50 000 pour l'analyse du relief. À cette occasion, une liste de cinquante-quatre sites représentatifs de tous les types de terrains repérés a été dressée. Tous ces sites ont fait l'objet de mesures et de description sur le terrain. À cela s'ajoute l'information glanée au cours de reconnaissances à pied et en embarcation dans le territoire étudié.

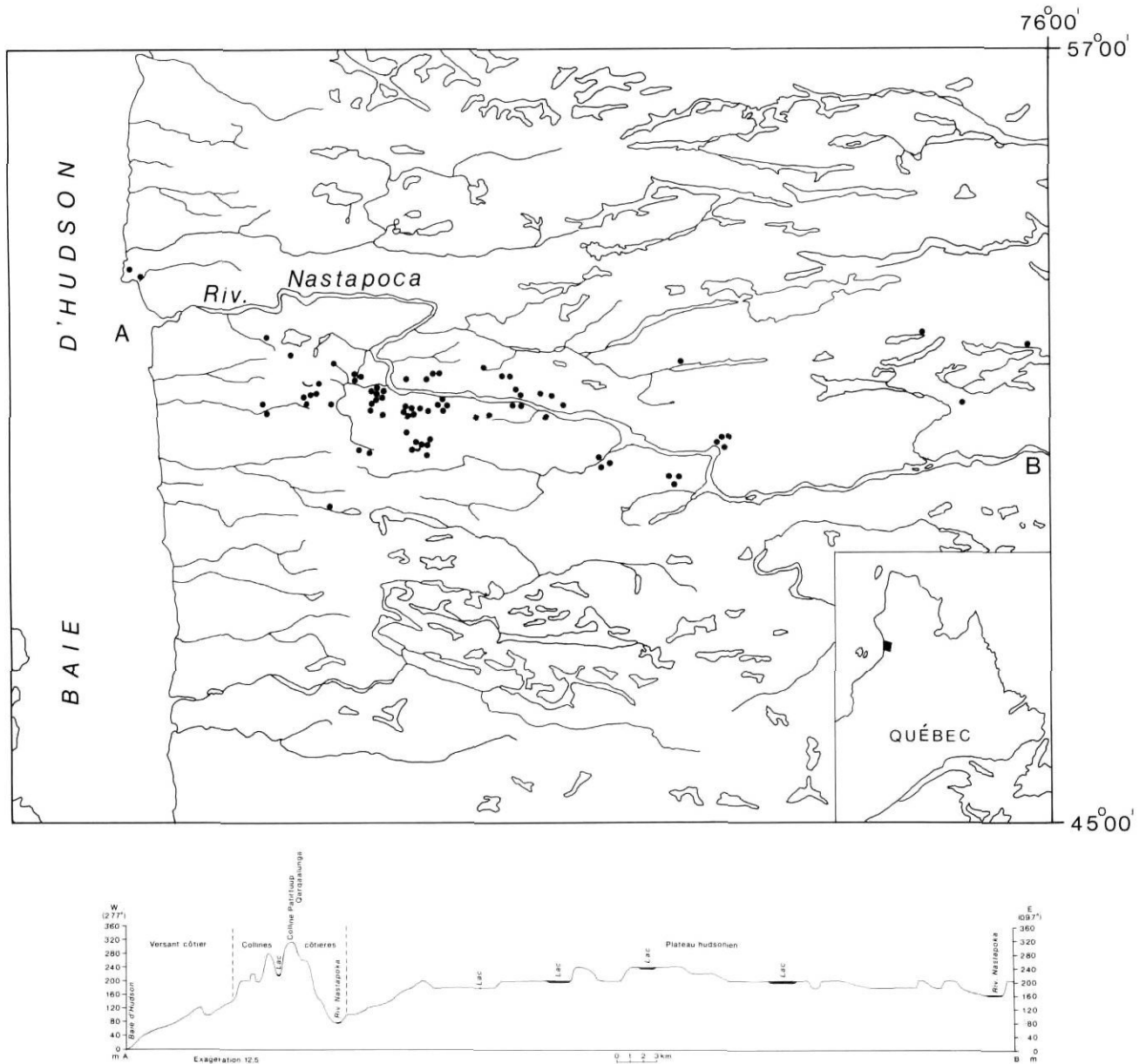


FIGURE 1. Localisation de la région étudiée, répartition des sites de sondage et coupe topographique.

Location of the study area, survey sites and topographic profile.

Chacun de ces sites a donné lieu aux investigations suivantes: sondages de résistivité électrique, mesure du gradient thermique dans la couche active, description des horizons du sol et, si possible, du toit du pergélisol, échantillonnage pour analyses minéralogiques, chimiques et granulométriques, détermination de la teneur en eau et en glace et de la salinité de l'eau du sol. Par ailleurs, le milieu environnant de chaque site a été décrit. Une attention particulière fut accordée aux mares de thermokarst (conductivité électrique, température et analyse chimique d'eau), aux pentes et aux mouvements de versants ainsi qu'aux gélisols.

krummholz d'épinettes noires. L'exactitude de ces estimations fut vérifiée par des mesures réelles faites dans quelques sites, en mars 1982. D'autre part une sonde à thermistors fut installée dans le pergélisol. Cinq trous jusqu'à une profondeur de trois mètres ont été forés dans les argiles pergélisolées afin de prélever des échantillons. Trois coupes stratigraphiques ont été dégagées dans des versants récemment éboulés.

L'épaisseur du tapis nival dans chaque site fut estimée en mesurant la hauteur des arbustes indicatifs, comme *Betula glandulosa*, ainsi qu'en mesurant la hauteur des branches et des tiges érodées sur les plantes vivaces et dans les

Les sondages par résistivité électrique furent menés de la même façon que dans plusieurs travaux antérieurs en suivant la configuration de Schlumberger (SEGUIN et ALLARD, sous-presse; SEGUIN et CRÉPAULT, 1979; PAYETTE et SEGUIN, 1979; SEGUIN, 1976). Les résultats étaient interprétés de manière semi-quantitative sur le terrain à l'aide d'abaques; ils furent ensuite recalculés par ordinateur et réinterprétés de façon plus détaillée.

LES FORMES DU PERGÉLISOL

La photo-interprétation des types de terrain, les survols et les relevés ont permis de constater que la présence du pergélisol se manifeste par des formes différentes selon les types de matériaux géologiques de surface. Ainsi, trois catégories de formations meubles se distinguent par leur morphologie cryogène: 1) les argiles, limons et sables très fins de la mer de Tyrrell; 2) les sables et graviers des deltas d'eskers et des paléorivages; 3) le till des drumlins. Variables aussi selon la nature des formations quaternaires et les formes de terrain, les épaisseurs mesurées du pergélisol concordent avec ce qui a été mesuré ailleurs au Nouveau-Québec, selon les mêmes méthodes (SEGUIN et CRÉPAULT, 1979; PAYETTE et SEGUIN, 1979; SEGUIN, 1976) ainsi que par forage (DEVER *et al.*, sous presse; Hydro-Québec dans SEGUIN et ALLARD, sous presse).

1- DANS LES SÉDIMENTS FINS DE LA MER DE TYRRELL

Dans ce type de matériaux, on peut distinguer quatre modelés typiques (patterns) ou associations de formes entre lesquels existent des combinaisons intermédiaires. Malgré quelques divergences dues vraisemblablement à d'autres facteurs comme l'altitude et l'exposition des sites, ces quatre modelés morphologiques se succèdent d'ouest en est, de la zone des collines à la zone forestière du plateau.

Le premier modelé est caractéristique des argiles dans les fonds de vallées drainés par un ruisseau central s'écoulant dans l'axe de la vallée. De nombreux vallons orthogonaux au ruisseau collecteur prennent naissance au pied des parois rocheuses de part et d'autre de la vallée, le tout dessinant un réseau en treillis (fig. 2). Dans la grande majorité des cas, l'écoulement est faible ou intermittent dans ces vallons qui délimitent de nombreuses portions rectangulaires de terrain argileux. Les vallons, presque tous orientés N-S, ont des versants dissymétriques, le versant ouest étant généralement convexe et de pente beaucoup plus forte que le versant est, qui est droit. Cette orientation dominante résulte de la répartition différentielle de la neige sous le vent des obstacles topographiques en raison de l'importance des vents d'ouest pendant

les tempêtes. Les fonds sont plats et composés d'alluvions gorgées d'eau; ils sont plus larges en amont qu'en aval. Dans ce type de terrain, les mares de thermokarst se retrouvent en deux positions préférentielles, à savoir dans les parties larges des fonds plats de vallons ou dispersées sur les interfluves. Les mares d'interfluves sont petites et peu profondes en comparaison des mares de vallons.

Tandis que les interfluves aux reliefs convexes sont couverts de végétation muscinale et herbacée, les versants et les fonds de vallons sont tapissés d'arbustes, principalement de bouleaux glanduleux et de saules.

Des dépressions longent le pied des parois rocheuses au contact de l'argile et du roc, surtout le long du versant sud des vallées où s'accumulent des épaisseurs de neige de plusieurs mètres. Ces zones sont soit arbustives, soit tapissées d'une prairie nivale et sont mal drainées. Comme les fonds de vallons, elles constituent des taliks. Elles existent aussi dans les autres modelés géomorphologiques.

Sous les interfluves rectangulaires, l'épaisseur du pergélisol varie de 10 m à 33 m, pour une moyenne de 22 m. Dans les vallons et au pied des parois rocheuses enneigées, les résistivités électriques très basses, à quelques mètres sous la surface, sont celles d'argiles gorgées d'eau et certainement non gelées (fig. 3 et 4); aucun pergélisol n'y fut d'ailleurs trouvé à la suite de tous les sondages manuels.

Le deuxième modelé est représenté par les fonds de vallée non drainés par un ruisseau, mais plutôt troués de nombreuses mares de thermokarst. Les mares sont de toutes dimensions (de 3 à 30 m de diamètre) et séparées les unes des autres par des cordons argileux pergélisolés rectilignes ou sinueux. Le drainage de l'ensemble se fait par quelques connexions à écoulement diffus dans des trouées arbustives à travers certains cordons. Aucun ruisseau nettement canalisé ne sert de déversoir d'une mare à l'autre. Comme les formes de terrain n'ont pas d'orientation préférentielle, aucune dissymétrie de versant, qui pourrait être déterminée par les vents et la distribution de la neige, ne s'y distingue. Les cordons font de 10 à 30 m de largeur et dominent les mares de quelque trois à sept mètres. Les épaisseurs de pergélisol mesurées sont de l'ordre de 7-8 m (fig. 5).

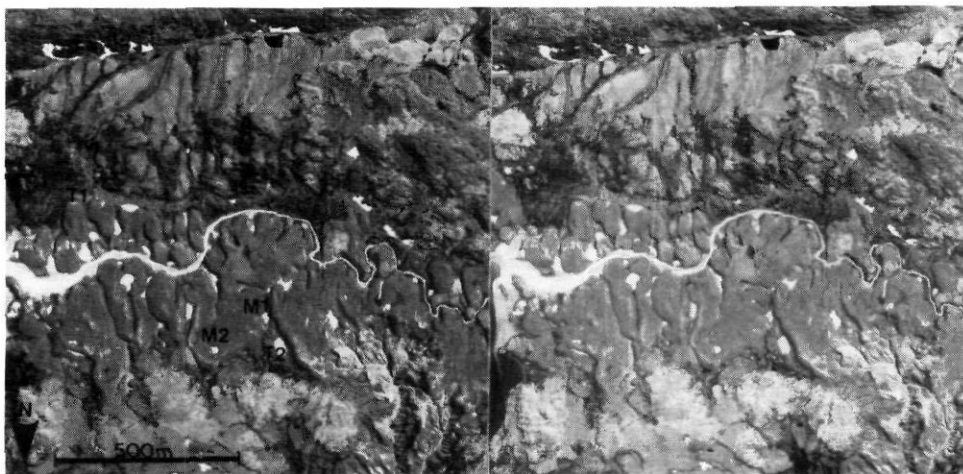


FIGURE 2. Champ de buttes cryogènes argileuses avec drainage en treillis. Stéréogramme. T1 — talik bordier le long du versant sud de la vallée; T2 — talik de fond de vallée; M1 mare de vallon péri-glaciaire; M2 mare d'interfluve.

Field of cryogenic mounds in clayey silts with a treillis stream network. Stereogram. T1 — talik along the southern valley side; T2 — valley bottom talik; M1 gulley pond; M2 interfluve pond.

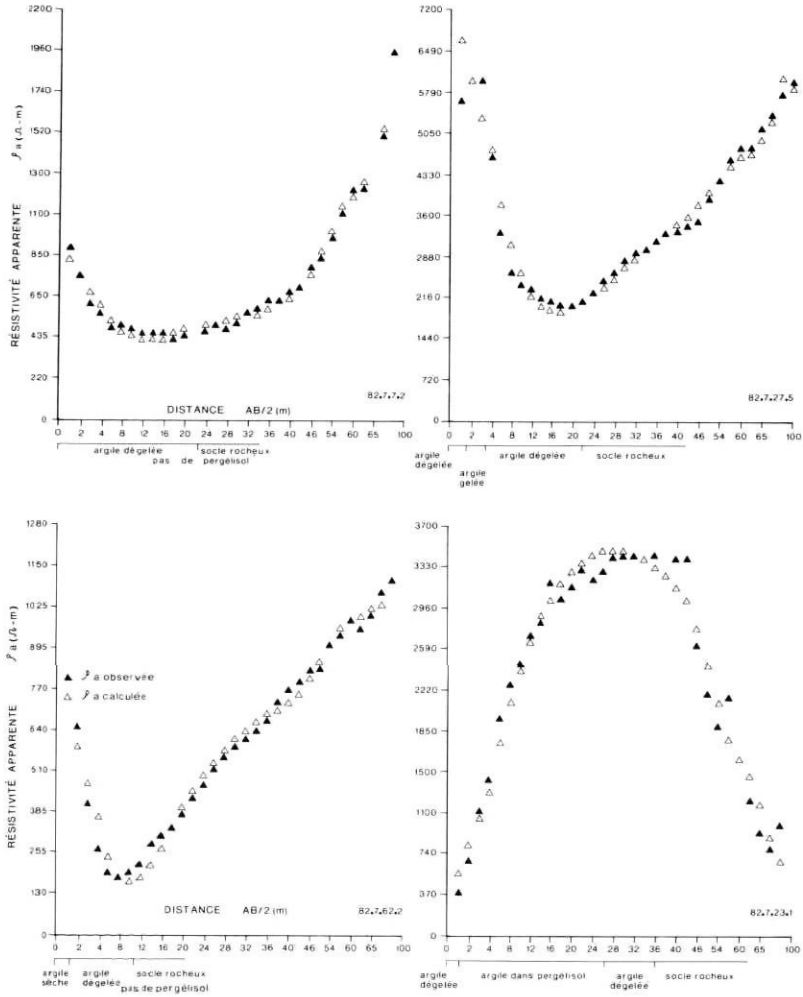
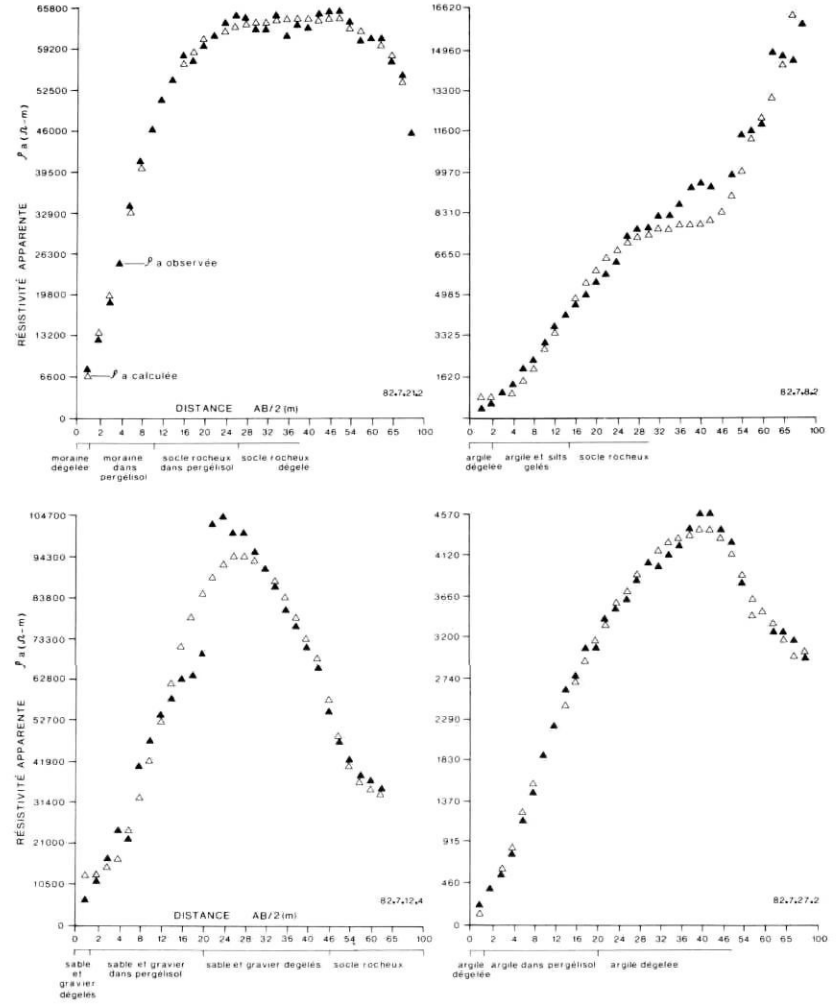


FIGURE 3. Courbes types de résistivité électrique.



Typical electric resistivity curves.

Le troisième modelé ne présente pas non plus de ruisseau pour recueillir les eaux de drainage au fond de la vallée dont le centre est occupé par une vaste mare au contour très découpé par les buttes cryogènes (fig. 6). Celles-ci forment un réseau de larges bombements topographiques et de cordons plus ou moins rectilignes, orientés nord-sud ou transversalement à la vallée. Une arbustaie couvre les versants. On distingue dans les mares des hauts fonds correspondant à des cordons dégradés. La région étudiée comporte quatorze de ces associations de formes dont les lacs centraux, résultant de la coalescence des mares de thermokarst, ont des superficies variant entre 4 et 16,3 ha. Compte tenu de la faible largeur des cordons et des buttes cryogènes, l'épaisseur du pergélisol est du même ordre que dans le modelé précédent, soit 7-8 m.

Le quatrième modelé cryogène, comme les autres, occupe les fonds argileux de vallées orientées E-W. Cependant, comme ces formes sont situées plus loin à l'intérieur des terres, les versants rocheux de la vallée sont boisés d'épinettes noires. Un tapis de tourbe d'une épaisseur moyenne de 120 cm recouvre la surface des buttes gelées allongées N-S, mais dont les orientations préférentielles sont parfois moins marquées (fig. 7). Une vaste arbustaie humide et parsemée de marelles couvre le fond de la vallée entre les buttes. Visiblement en voie d'érosion, la tourbe constitue des vestiges d'anciens plateaux palsiques. Les buttes, en réalité des palses, sont donc bien individualisées dans ce type de terrain. Elles sont de profil convexe et les versants sont colonisés presque jus-

qu'au sommet par les arbustes. Leur hauteur au-dessus du marécage environnant est de 3-4 m et le pergélisol atteint des épaisseurs de 10-11 m.

2- DANS LES SABLES ET LES GRAVIERS

Le pergélisol a été décelé dans les matériaux sableux des trois entités physiographiques dans des formations d'origines diverses. La présence du pergélisol ne se manifeste pas toujours par des formes en surface.

À l'intérieur de la bande côtière, peu de formes de surface sont reliées à la présence du pergélisol, sauf dans les grands ravins où l'érosion fluviale a mis à jour la couche argileuse sous-jacente aux sables: les ostioles et les gradins de solifluxion sont alors évidents. Toutefois, les sondages

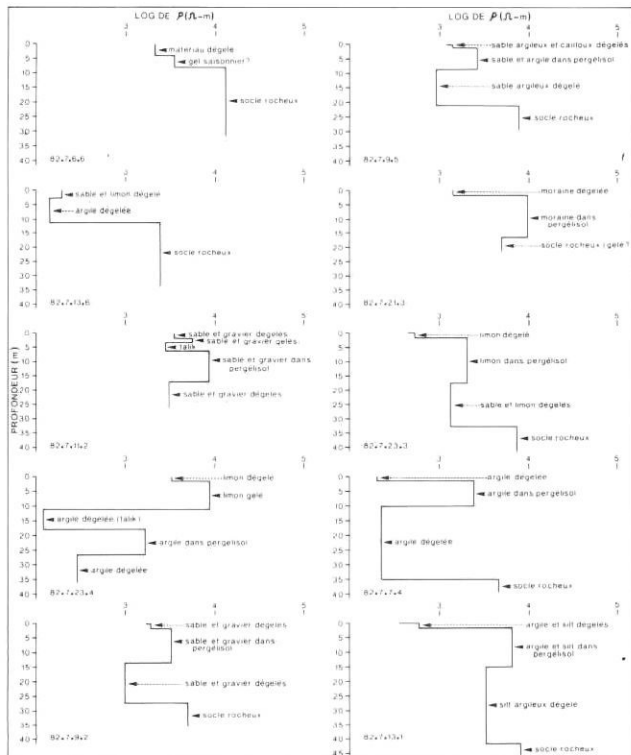


FIGURE 4. Interprétation de courbes de résistivité électrique illustrée par la relation $\log \rho$ vs la profondeur. Layer interpretation of some electric resistivity curves showing $\log \rho$ vs depth.



FIGURE 5. Assemblage de mares de thermokarst. La largeur moyenne des cordons est de 15 m. Noter les ostioles sur les buttes cryogènes et les communications intermares dans les arbustiaies.

Pattern of thermokarst ponds. Mean width of earth strings is 15 m. Note the mudboils on the permafrost mounds and inter-pond links through shrubs.



FIGURE 6. Vaste dépression thermokarstique centrale dans le fond argileux d'une vallée. La surface plane à l'arrière-plan est un delta fluvio-glaciaire marquant la limite marine à 200 m d'altitude.

Thermokarst lake in a valley bottom in fine marine sediments. The plane surface in background is a glacio-fluvial delta which marks the marine limit at 200 m elevation.



FIGURE 7. Vastes palses à l'est de la région étudiée, à l'intérieur de la limite des arbres. Une couche de 120 cm de tourbe recouvre toutes les buttes et plateaux pergélisolés de ce secteur.

Large palsas in the eastern part of the study area, within the tree line. A peat layer 120 cm thick covers all permafrost mounds and plateaus in this area.



FIGURE 8. Vue aérienne de buttes cryogènes dans des sables fluvio-marins de la Nastapoca (sable moyen à grossier bien trié avec reprise éolienne d'environ 1 m en surface).

Aerial view of sandy cryogenic mounds in fluvio-marine sands of Nastapoca River (well sorted medium to coarse sand with aeolian reworking of the first surface meter).

électriques révèlent la présence du pergélisol sous la plaine sableuse. Des masses pergélisolées de 15 m d'épaisseur ont été mesurées sous des lambeaux de terrasse découpés par de profonds ravins.

Sur le bord de la mer, à 20 m d'altitude, une lentille de pergélisol dont la profondeur atteint le niveau de la mer se manifeste en surface par quelques polygones de 15 m de diamètre.

Dans la zone des collines, cinq sites ont été sondés. Entre autres, un champ de buttes cryogènes sableuses fut étudié dans un col à 150 m d'altitude entre les collines. Le matériel de surface est un sable fin bien trié. Il s'agit d'un champ de buttes ovales, aux versants convexes et abrupts. Le sommet des plus grandes buttes est plat. Des mares et des dépressions humides supportent des prairies herbacées. Les buttes ont 3-5 m de hauteur. Alors que le mollisol atteignait en moyenne 1 m de profondeur le 12 juillet, le pergélisol atteint des profondeurs de 11 à 18 m sous les buttes. Un sondage géophysique, complété par un sondage mécanique jusqu'à 2 m, dans un secteur déprimé et humide, fortement enneigé l'hiver, indique la présence d'un talik.

Trois sondages dans des sables et graviers littoraux très grossiers, échelonnés de 180 à 236 m d'altitude entre des collines rocheuses, révèlent des lentilles de pergélisol d'épaisseur variable sans que des formes soient apparentes en surface. Les lentilles de gel faisaient de 5 à 8 m d'épaisseur dans deux sites, tandis qu'on a décelé du gel jusqu'à environ 35 m dans le roc sous-jacent au sable de plage du troisième site. Évalué mécaniquement avec une barre d'acier et mesuré avec une sonde à thermistor, le front de dégel atteignait 137 cm de profondeur dans ces matériaux, le 28 juillet, tandis qu'une nappe phréatique perchée sur le pergélisol se situait à 107 cm à l'un des sites.

Les autres sites sableux étudiés sont situés sur le plateau hudsonien, à l'intérieur des terres, au voisinage de la limite

de la zone d'invasion marine dans des dépôts deltaïques et fluvio-marins. Alors que le delta d'esker sondé ne montre pas de formes liées au pergélisol (fig. 6), on trouve au sud de la rivière Nastapoca un champ de buttes cryogènes dans les sables fluvio-marins recouverts de placages éoliens. Par suite des relevés, on peut estimer entre 14 et 17 m l'épaisseur du pergélisol sous le delta. Quant aux buttes cryogènes sableuses (fig. 8), deux d'entre elles ont été sondées. L'une est en milieu très ouvert, l'autre a des versants quelque peu boisés. Elles sont toutes deux allongées selon un axe nord-sud. Leur profil transversal est convexe; elles font 5-7 m de hauteur et on y décèle de 10 à 15 m de pergélisol. Tous ces dépôts deltaïques et glacio-marins recouvrent des sédiments fins en profondeur.

3- DANS LES DÉPÔTS GLACIAIRES

Trois drumlins et une crête morainique ont été sondés. Le premier drumlin visité à un noyau rocheux. Le till de fond contient environ 50% de sable fin et de limon ainsi qu'un peu d'argile. Le pergélisol s'étend au roc sous-jacent. Dans les trois drumlins, le pergélisol atteint entre 15 et 21 m de profondeur.

Les formes de surface consistent avant tout en polygones de toundra (fig. 9) dont le diamètre est de l'ordre de 3-5 m. Les côtés des polygones localisent des sillons étroits et profonds d'environ 25 cm. Des coupes dégagées jusqu'au toit du pergélisol indiquent que la fissuration polygonale se poursuit sous la surface par des veines de glace de 5 mm de largeur. Cependant ces veines sont limitées au mollisol et ne pénètrent pas dans le pergélisol sous-jacent (MACKAY, 1974 a et b). Les fentes de gel sont remplies de cailloux isolés déposés sur la tranche dans des sables oxydés typiques venant de l'horizon B podzolique, de sables lessivés d'horizons Ae ainsi que d'humus. Ces fentes à remplissage de sable appartiennent à la catégorie des «*nonsorted sand wedges polygons*» selon la terminologie de WASHBURN (1979, p. 133). La nature des matériaux et les paramètres climatiques de base (indice de

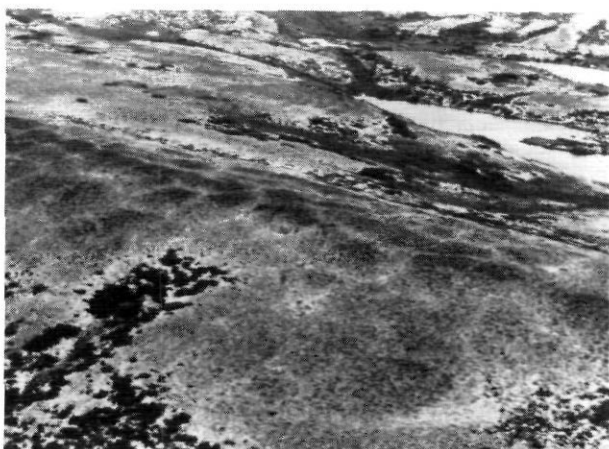


FIGURE 9. Réseau de polygones sur un drumlin.

Polygonal network on top of a drumlin.

gel de 2800 degrés-jours et température moyenne annuelle du sol d'environ -6°) sont typiques de ces figurations cryogènes généralement associées au pergélisol discontinu.

Des ostioles sans triage d'un diamètre inférieur à 1 m ponctuent l'intérieur des polygones. À peu près circulaires sur le sommet des drumlins, elles deviennent elliptiques et évoluent en gradins de solifluxion sur les versants.

Une petite moraine de 200 m de longueur et de 25 m de hauteur fut trouvée près de la rivière Nastapoca appuyée sur la paroi rocheuse de la vallée. La crête est aiguë et étroite; le matériel de contact glaciaire est graveleux. Couverte de lichens et sans figuration cryogène, la moraine contient une lentille gelée de 11 m d'épaisseur.

CARACTÉRISTIQUES DU PERGÉLISOL ET DE LA COUCHE ACTIVE

Le pergélisol sera décrit en fonction des types de matériaux dans le même ordre que précédemment; par la suite, une discussion sur les variations de résistivité électrique en fonction des sédiments sera présentée.

DANS LES SÉDIMENTS FINS DE LA MER DE TYRRELL

Une épaisseur moyenne de 20 m de pergélisol a été mesurée dans le faciès d'eaux marines calmes et relativement profondes représenté par les limons argileux. Les dimensions médianes dans ces sédiments varient de $1,7 \mu\text{m}$ à $44 \mu\text{m}$ et se situent en moyenne autour de $6 \mu\text{m}$. La fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$) compte en moyenne pour 38%, le reste étant constitué de limons avec parfois une mince traînée de sables très fins (31 échantillons analysés). À l'occasion, des lits de sable fin pouvant atteindre un mètre d'épaisseur sont intercalés dans les limons argileux massifs. Aucun coin de glace n'a été trouvé dans le pergélisol qui est toutefois très riche en glace de ségrégation. La structure de cette glace est réticulée, les mailles étant délimitées par une succession de minces lentilles subhorizontales de 2 à 4 mm d'épaisseur entrecoupées de veinules subverticales de la même épaisseur. Le tout forme un réseau dont les mailles polyédriques font de 2 à 4 cm de

côté. MACKAY (1974a et b) explique que ce type de glace de ségrégation tire son origine principalement de la migration de l'eau interstitielle contenue dans les prismes argileux vers les lentilles et les veinules lorsque le sol gèle.

Il est difficile de bien mesurer le pourcentage global de glace contenu dans ces limons argileux gelés. Une estimation visuelle sur le terrain permet d'avancer une valeur de l'ordre de 25-30%. Au cours des forages avec une vrille, de la glace presque pure a été recueillie dans les filets de la mèche à divers niveaux jusqu'à des profondeurs de 2,95 m. Après fonte des 14 échantillons prélevés à l'occasion de forages ou dans des coupes, l'eau comptait pour 21% à 45% du poids total. En tenant compte d'une porosité mesurée de 36% (moyenne sur 13 échantillons; méthodes selon MORIN, 1973), la saturation en eau est atteinte à 17,4% d'eau par rapport au poids total; l'eau excédentaire provient nécessairement des lentilles de glace. Il est cependant fort probable que dans les prismes argileux un fort pourcentage de l'eau (de 10% à 30% selon les données de TICE *et al.* 1976, PENNER, 1970 et Williams, 1967 *in* JOHNSTON, 1981) soit en phase liquide durant l'été à cause de la finesse des pores, du contenu en sels (un échantillon d'eau de couche active contenait 11,3 ppm de Ca, 11,8 ppm de Na et 19,6 ppm de Mg) et de la température relativement «élevée» du pergélisol.

Fin septembre, la température n'était que de -1°C dans le premier mètre sous la couche active au site de la sonde fixe (fig. 10) et le passage mollisol-pergélisol se faisait très graduellement sur une épaisseur de 20 cm (de $+0,2^{\circ}$ à $-0,2^{\circ}$), entre 98 cm et 118 cm.

La résistivité électrique moyenne dans les sédiments fins non gelés, déterminée à partir de 36 mesures de taliks et de couche active est de $600 \Omega \cdot \text{m}$ (minimum 100; maximum 1000), tandis que celles des limons et argiles pergélisolés (33 déterminations) est de $10400 \Omega \cdot \text{m}$ (min. 1300; max. 19000) (fig. 11). Le contraste de 17: 1 garantit la fiabilité des interprétations des courbes de résistivité électrique. Le gradient thermique moyen de la couche active dégelée est de $-1,1^{\circ}\text{C dm}^{-1}$.

D'autre part, on observe une relation entre la largeur des buttes cryogènes et l'épaisseur du pergélisol sous-jacent. Cette constatation ayant été faite au moment de la compilation des résultats après la mission de terrain, les mesures de largeur des buttes cryogènes ont du être effectuées sur photo aérienne à 1/40 000 avec une lentille 3X et n'ont donc pas toute la précision souhaitable. Néanmoins, on se rend compte à la lecture de la figure 12 qu'il est possible de prédire dans la région l'épaisseur du gel permanent à ± 6 m près avec une probabilité de 67% d'après la largeur des buttes cryogènes en appliquant un modèle logarithmique. Cette relation sera étudiée plus à fond et ouvre une avenue à la cartographie par photo-interprétation des classes d'épaisseur du pergélisol.

Le mollisol est une zone d'intenses perturbations saisonnières et à long terme, surtout à cause de la dynamique des ostioles de toundra et de la géilfluxion.

Les champs d'ostioles, ou «*mudboils*» (SHILTS, 1978, 1974), constituent un genre de «*patterned ground*» typique des terrains limoneux pergélisolés. Ceux de la région de

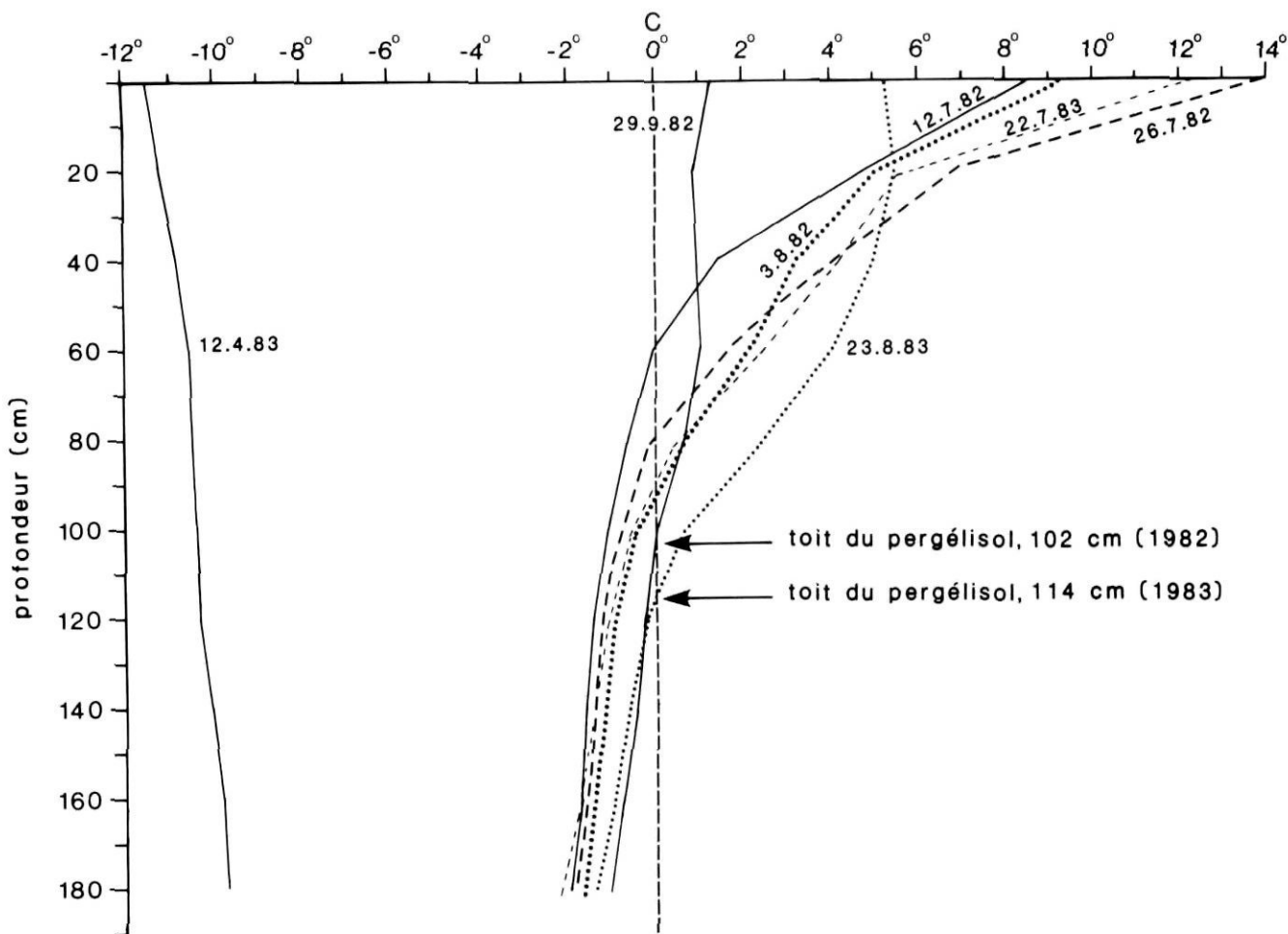


FIGURE 10. Température du mollisol et du pergélisol à diverses dates de l'été et à la fin de l'hiver.

Active-layer and permafrost temperature at various dates in the thaw season and at the end of the freeze season.

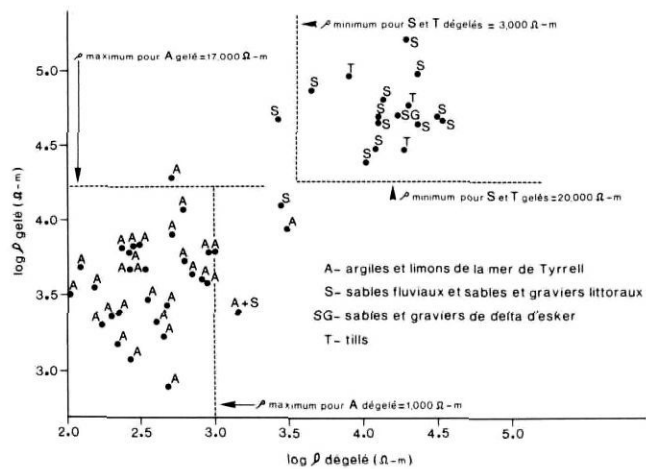


FIGURE 11. Graphique de dispersion des résistivités électriques en relation avec la texture des matériaux de surface.

Scatter diagram of electric resistivities in relation to sediment texture.

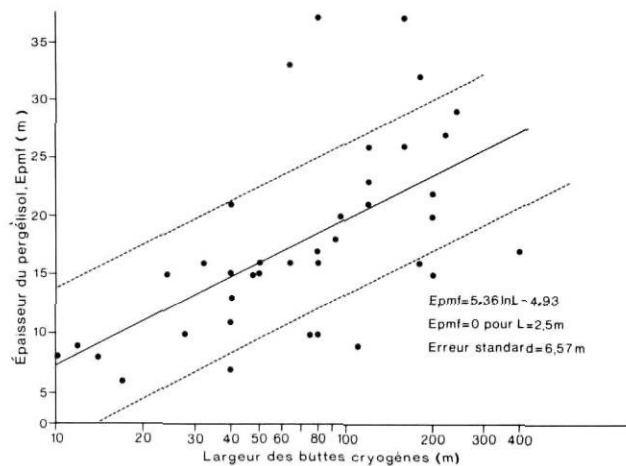


FIGURE 12. Relation entre la largeur des buttes cryogènes et l'épaisseur du pergélisol.

Relation between the width of cryogenic mounds and plateaux and permafrost depth.

Nastapoca appartiennent à la catégorie des «*raised-center mudboils*» (ZOLTAI et TARNOCAI, 1981). Ces structures superficielles, limitées à la couche active, font de 30 cm à 1,85 m de diamètre et occupent environ 50% de la surface des buttes cryogènes. Elles constituent en quelque sorte des cheminées de 80 cm à 1 m de hauteur par rapport au toit du pergélisol. On ne trouve en surface aucune végétation, du moins au centre, sinon quelques mousses qui colonisent surtout le pourtour du médaillon.

Les sillons entre les ostioles contiennent au début de l'été un réseau de fentes de glace qui, la plupart du temps, est presque pure et n'est dissimulée que par un mince couvert de sphagnes, de mousses et de bouleaux glanduleux. Grandes de 30 à 40 cm en surface, ces coins de glace s'amincissent très vite pour atteindre moins de 1 cm à 40-50 cm de profondeur. À partir de ce niveau jusqu'au toit du pergélisol, ce ne sont que de minces filons de 2-3 mm de largeur. Ils ne se prolongent pas dans le pergélisol sous-jacent et n'achèvent de fondre que dans les premières semaines d'août (fig. 13).

Le dégel est constamment plus profond sous le centre de chaque ostiole que sous les coins de glace. Le toit du pergélisol se trouve ainsi caractérisé par une micro-topographie en forme de soucoupes profondes d'environ 5 cm disposées sous les ostioles. En plus de la glace des fentes, la couche active avant le dégel contient aussi beaucoup de glace de ségrégation réticulée de même structure que dans le pergélisol sous-jacent. Lorsqu'elle fond, les mailles restent visibles par la structure polyédrique de l'argile ainsi que, souvent, par un réseau de minces ferruginisations (MACKAY, 1974a, p. 235).

Plusieurs travaux consacrés aux ostioles, à commencer par ceux de MACKAY (1953) et COOK (1956), ont mis en évidence le fait que les sédiments fins et sursaturés d'eau de la base de la couche active sont éjectés vers la surface durant la saison de dégel. On distingue à la surface des ostioles une carapace asséchée et durcie de 15 à 30 cm d'épaisseur recouvrant une couche boueuse sursaturée d'eau. Cette couche est coincée entre la carapace et le front de dégel. Lorsque la pression interstitielle dans la couche sous-jacente dépasse la limite liquide après la pluie, une fonte rapide de la glace à la base de la couche active ou à la suite d'une pression superficielle comme le piétinement, le sédiment liquéfié est éjecté en surface à travers une fissure ou un point de faiblesse de la carapace (SHILTS, 1978, 1974; EGGINTON et DYKE, 1982). D'autre part, les travaux de MACKAY (1979), de MACKAY et MACKAY (1976) et de VEILLETTE (1980) corroborent l'hypothèse qui veut que les ostioles dans les sables limoneux au Keewatin et aux Territoires du Nord-Ouest soient animés d'un mouvement circulaire des sédiments, associé aux cycles de gonflements gélivaux et d'affaissement de dégel dans l'ostiole. Ce processus est fort susceptible d'être efficace dans la région étudiée, étant donné la morphologie comparable des ostioles et la configuration du pergélisol. Certains faits observés militent de toute façon en faveur d'un apport en surface de sédiments nouveaux et de leur érosion, sans toutefois qu'un recyclage complet ne se produise au sein du mollisol. En effet, la carapace a en général une granulométrie plus grossière que la couche de fond en



FIGURE 13. Forme de la partie centrale d'une ostiole après que la végétation ait été arrachée de la zone périphérique.

Shape of the central part of a mudboil after removal of vegetation in the peripheral zone.

raison du délavage des particules fines en surface par les intempéries (SHILTS, 1978). Nous avons observé les grains de sables et des petits cailloux qui restent en surface collés aux limons, tandis que les argiles sont emportés dans de très minces ruisselets qui s'écoulent radialement à partir du centre de l'ostiole.

Des échantillons d'argile ont été prélevés dans toutes les parties de deux ostioles, soit en surface, au centre, en périphérie et sous l'ostiole au centre et à travers le monticule. La teneur en $^{137}\text{Cesium}$ en a été mesurée. Cet isotope moderne produit lors des essais nucléaires n'a été retrouvé que sur les rebords des ostioles et dans les sillons occupés l'hiver par de la glace de coin et à des profondeurs ne dépassant pas 40 cm, c'est-à-dire dans le creux topographique entre les ostioles, mais pas dans la zone sous-jacente où ne persiste fin-juillet qu'un mince filon de glace. Les teneurs mesurées vont de 81 à 3825 pCi.kg⁻¹. Les conclusions à tirer de l'expérience sont les suivantes: 1) aucune argile récente n'est recyclée par un mouvement de convection dans l'ostiole et ce qui parvient à la surface n'a jamais été au contact de l'atmosphère auparavant; 2) les retombées de ^{137}Cs étant à peu près nulles depuis 1971 (BARBEAU *et al.*, 1981; WISE, 1979), la surface des ostioles est très jeune et très active; 3) les faibles teneurs résiduelles dans les sillons suggèrent que les retombées radioactives, maximales durant les années 1960, ont été délavées par érosion; 4) l'argile érodée en surface est emportée dans le réseau de sillons au cours de pluies abondantes et va finalement rejoindre le réseau de drainage.

Il découle de ceci que les sédiments érodés sont à la longue remplacés en surface par des argiles nouvelles provenant du dégel qui gagne au fil des ans sur le toit du pergélisol. D'autre part, la solifluxion de la couche active provoque sur les terrains qu'elle découvre un abaissement du toit du pergélisol, favorable à la dynamique des ostioles, car cela favorise l'introduction d'argile nouvelle dans la couche active (SHILTS, 1978, p. 1066).

LE PERGÉLISOL DANS LES SABLES ET GRAVIERS DES DELTAS ET DES PALÉORIVAGES

Nos relevés (13) sont moins nombreux dans ce type de milieu. À cause de l'épaisseur généralement plus grande du mollisol et des difficultés techniques à sonder mécaniquement ces matériaux, on n'a que peu de descriptions de ces sédiments gelés. Par contre, la plus grande épaisseur de la couche active permet de détecter l'interface supérieure du pergélisol plus facilement que dans les argiles à l'aide de la résistivité électrique. L'épaisseur de la couche dégelée en juillet voisine 130 cm et on estime que le mollisol atteint environ 175 cm dans ces dépôts. Dans plusieurs cas, une nappe d'eau perchée est maintenue sur le pergélisol et il semble que la glace du sol soit avant tout intergranulaire. Les gradients thermiques dans la couche superficielle de ces dépôts ont été mesurés et compilés: la valeur moyenne est de $-0,48^{\circ}\text{C}\cdot\text{dm}^{-1}$. La résistivité électrique moyenne du pergélisol dans ces matériaux grossiers est de $70000\Omega\cdot\text{m}$, tandis qu'elle est de $18000\Omega\cdot\text{m}$ dans les mêmes matériaux non gelés pour un contraste de 4 (fig. 11).

LE PERGÉLISOL DANS LES DÉPÔTS GLACIAIRES

Alors que la crête morainique sondée est gravelleuse, le till de fond des drumlins est compact. Sa matrice contient 14% de gravier, 67% de sable et 19% de limon (2 analyses). Le gel n'a pas été observé dans les graviers de la crête morainique, tandis que la glace du till, essentiellement intergranulaire, occupe environ 16% du volume du matériau. Le pergélisol fait en moyenne 17 m d'épaisseur.

La résistivité électrique moyenne des tills dégelés est de $12000\Omega\cdot\text{m}$, alors que celle des tills pergélisolés est de $69000\Omega\cdot\text{m}$, pour un contraste de résistivité de 6. Dans un des drumlins, on a mesuré une résistivité électrique anormalement faible ($8000\Omega\cdot\text{m}^{-1}$) dans le mollisol: une nappe d'eau perchée de 53 cm d'épaisseur semble en être la cause.

La profondeur de dégel observée durant la 3^e semaine de juillet était en moyenne de 112 cm. Le gradient thermique moyen dans le mollisol est de $-0,8^{\circ}\text{C}\cdot\text{dm}^{-1}$.

RELATIONS ENTRE LA TEXTURE DES DÉPÔTS ET LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Des analyses de corrélation ont été faites entre les paramètres granulométriques de 35 échantillons et les résistivités du matériau gelé et dégelé. Les paramètres granulométriques considérés sont les pourcentages de gravier, de sable, de limon et d'argile, la médiane et l'indice de dissymétrie. Seuls trois de ces paramètres ont un lien significatif avec la résistivité. (tabl. I). On note une corrélation positive entre le pourcentage de sable, la médiane et la résistivité des matériaux, qu'ils soient gelés ou non. Il existe aussi une forte corrélation inverse entre la teneur en argile et la résistivité électrique. Un coefficient de corrélation plus faible a été établi entre la médiane et la résistivité du matériau gelé; on peut l'expliquer par le contenu en glace intersticielle variable ou les variations latérales brusques de granulométrie. Un graphique de dis-

TABLEAU I

Coefficients de corrélation linéaire
entre la résistivité électrique (ρ)
et 3 paramètres granulométriques de base

	% sable (2 mm – 63 μm)	% argile (2 μm)	médiane (ϕ)
ρ (dégelé)	0,76	-0,79	0,81
ρ (gelé)	0,71	-0,81	0,48

persion des résistivités (fig. 11) permet de délimiter des seuils qui faciliteront à l'avenir l'interprétation de sondages.

LES PROCESSUS THERMOKARSTIQUES

LA NIVATION

L'aspect le plus important de l'évolution des versants concerne la nivation. Les grandes accumulations de neige dans les vallons périglaciaires, dans les cuvettes de thermokarst et au pied des parois rocheuses fondent tardivement au cours de l'été. Il a été démontré plus haut que ces épaisseurs congères délimitent l'emplacement de taliks. Par ailleurs, les processus de déneigement différentiel contribuent à une forte érosion (HAMELIN et COOK, 1967; ST-ONGE, 1969, 1965), surtout dans les versants argileux et limoneux et aux contacts géologiques et topographiques entre les buttes rocheuses et les dépôts meubles.

L'importance du processus devient évidente lorsque la neige est disparue des aires ouvertes et qu'il ne reste que les épaisseurs congères (fig. 14 et 15). Ceci se produit fin-juin et début-juillet. La base de la neige est alors glacée sur 2 à 10 cm par le regel de l'eau de fusion infiltrée à travers la congère (COLBECK, 1978). L'argile est gelée sous le banc de neige sur une épaisseur de 3 à 15-20 cm; ce gel peu intense consiste en minces lentilles et filons de glace englobant des agrégats argileux près du point de congélation. Des rigoles exploitent de petits tunnels sous la neige; pendant les journées de fonte, un écoulement en nappe mince est aussi visible sous la glace basale, à la limite inférieure du banc de neige. Une eau boueuse s'échappe du pied de la congère et est collectée par un vallon. Plusieurs des rigoles sous-nivales prennent naissance dans les versants de la combe; elles y pénètrent sous la neige pour ressortir boueuses en aval. Des champs de buttes comparables à des thufurs apparaissent après la fonte dans la partie terminale de la combe à neige; ces buttes sont vraisemblablement des témoins de l'érosion par les rigoles sous-nivales anastomosées. Les processus hydrauliques observés sont les mêmes que ceux décrits par LEWIS (1939) en Islande, observés dans les tills de Scheferville par HENDERSON (1959) et commentés récemment dans l'Arctique par WOO *et al.* (1982).

Le dégel progressif des parois en périphérie de la congère, au fur et à mesure que le niveau de la neige baisse, entraîne de petites coulées boueuses qui fluent sur la neige ou s'écoulent au-dessous à la faveur d'une micro-rimaye et alimentent les rigoles en sédiments. Ces derniers sont ensuite

déposés dans les vallons où ils forment les fonds plats, de même qu'en périphérie de mares de thermokarst et aux débouchés de tunnels sous-niveaux (fig. 15). Compte tenu de l'abondance des combes à neige dans la région, il devient manifeste que le déneigement différentiel joue un rôle important dans la distribution et la dynamique du pergélisol, car il assure à moyen et à long terme la mobilité des versants des buttes cryogènes et des ravins périglaciaires. Par ailleurs, ces versants sont souvent sans végétation par suite de l'érosion nivale. Le surcreusement au bas de la pente, là où la congère achève de fondre, est cause d'instabilité qui se traduit en petits éboulements et affaisements partout sur les versants.

Quelques combes en milieu strictement rocheux ont été visitées. Certaines recouvrent des talus d'éboulis sous plusieurs mètres de neige (> 1 m fin juillet). Là aussi, il y a des tunnels à parois glacées sous la neige. Toutefois, des rimayes de 1,25 m de largeur ont été observées à l'extrémité sommitale des congères: quelques gélifracfs frais étaient



FIGURE 14. Congère résiduelle et érosion nivale au contact entre un versant rocheux et l'argile marine.

Snow-patch erosion at the contact between a rock outcrop and marine clay.



FIGURE 15. Nivation le long du versant raide (côte ouest) d'un vallon dissymétrique.

Nivation along the steep slope (western side) of an asymmetric gully.

tombés à l'intérieur. Seul un petit bloc de 20 cm tombé de la paroi fut trouvé sur la neige, et il ne semble pas que ces congères contribuent présentement de façon importante à l'évolution des versants rocheux.

LA SOLIFLUXION ET LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

La solifluxion est active sur tous les versants de ravins et de buttes cryogènes argileuses.

Les sommets de buttes cryogènes sont rarement horizontaux et l'étirement des ostioles indique le sens de l'écoulement des matériaux du mollisol partout où des pentes, aussi faibles que 1°, existent. Il se développe donc un mouvement des sommets vers la périphérie où les pentes s'accroissent. Sur le haut des versants, lorsque la pente avoisine 3°, les ostioles évoluent en terrassettes; les fentes de gel qui les séparent s'élargissent et deviennent des fissures de tension: les versants prennent une allure en marches d'escalier. Le réseau de fentes ouvertes sur le versant se transforme avec la fonte de la glace en réseau de rigoles profondes comportant aussi de petits tunnels. En contrebas, la pente s'accroît pour atteindre 45° et le matériel de surface vient à se liquéfier; il flue en petites coulées boueuses qui alimentent en sédiments les mares et les vallons.

Par ailleurs, de nombreuses pentes fortes et droites d'environ 35° existent autour des mares de thermokarst et le long des ravins. Le dégel annuel provoque des glissements superficiels (McROBERTS et MORGENSTEIN, 1974) le long de ces versants. Les matériaux glissés étant ensuite évacués en suspension et en solution dans les mares et les ruisseaux, ces versants peuvent ainsi reculer parallèlement à eux-mêmes. Ces processus conduisent au recouplement de versants et à l'abaissement du relief lorsque deux cuvettes de thermokarst ou deux ravins se voient (fig. 16).

L'évolution des ostioles en terrassettes et en gradins de solifluxion s'observe également dans les limons et sables marins ainsi que dans les tills sur les versants des drumlins.



FIGURE 16. Abaissement d'une crête entre deux ravins par recouplement des versants de solifluxion.

Lowering of a ridge between two gullies by countersection of two solifluxion slopes.

C'est alors la matrice limoneuse qui joue un rôle important dans le façonnement de ces formes. Cependant, on ne se rend pas au stade des glissements de terrain dans ces matériaux.

LES MARES DE THERMOKARST

En plus de servir de bassin de réception aux eaux de ruissellement chargées de sédiments, les mares jouent certainement un rôle dans la dégradation thermique du pergélisol. Alors que l'ensoleillement fut de très courte durée en juillet 1982 et que la température moyenne quotidienne fut de 8°, la température de l'eau des lacs est passée de 9°C, le 23 juillet, à 16°C, le 29 juillet. Associé au fait que de nombreux taliks communiquent entre eux et favorisent une circulation d'eau souterraine, ce stockage de chaleur contribue visiblement à la détérioration du pergélisol. La dégradation plus avancée des terrains non drainés et à grande densité de mares (fig. 5 et 6), par rapport aux terrains drainés par un ruisseau (fig. 2), témoigne de ce rôle perturbateur des mares de thermokarst.

Nous n'avons pas fait d'observations sur de longues périodes, ce qui nous aurait permis de suivre l'évolution des mares de thermokarst, mais l'observation de plusieurs types de mares sur le terrain permet de proposer l'évolution suivante : issues d'une légère dégradation localisée à la suite, par exemple, de la destruction du couvert végétal par le diapirisme dans plusieurs ostioles voisines ou d'une rétention de neige plus grande pendant les années particulièrement neigeuses, de légères concavités se dessinent. Une fois engendrée, une telle cavité captera plus de neige d'année en année. Même si elle gèle jusqu'au fond les premiers hivers, elle persiste au même endroit, car d'un été à l'autre, elle recueille l'eau de fonte et de ruissellement et constitue un «point chaud» sur le terrain. Entraînant la fusion du pergélisol sous-jacent et environnant, elle s'agrandit, communique avec le réseau de ravin ou se joint à des mares voisines.

CONCLUSION

Cette étude résume les connaissances acquises sur le pergélisol de la région étudiée. Il reste à savoir si celle-ci est représentative de milieux plus vastes. Les résultats obtenus permettent aussi d'envisager des avenues de recherches.

De part et d'autre de la rivière Nastapoca, le pergélisol a une épaisseur moyenne de 20 m, variable en fonction des types de matériaux de surface et de la superficie des terrains pergélisolés. Les formes du relief changent aussi suivant les types de dépôts pergélisolés.

La superficie de terrain meuble pergélisolé représente 68% de l'ensemble des formations meubles qui, elles, font 27% de la superficie de la région étudiée. D'un type de terrain à l'autre, la proportion de pergélisol varie inversement à la proportion de mares et d'arbustives dans des pourcentages de 5 à 95% de la surface du terrain. Compte tenu du fait que les collines rocheuses sont dénudées et jamais enneigées, il est virtuellement acquis que le roc est gelé en permanence dans une proportion estimable à 80% de sa superficie. D'ailleurs, plusieurs sondages électriques mettent en évidence la

présence de pergélisol dans le roc sous des épaisseurs de quelques mètres de sédiments quaternaires. Au total, le pergélisol affecterait donc à peu près 77% de la superficie terrestre (lacs exclus) de la région étudiée.

Aucune preuve d'expansion récente du pergélisol n'a été relevée. Les processus thermokarstiques dominés par la gélifluxion, les glissements pelliculaires et la nivation indiquent plutôt qu'il est en voie de dégradation. Cette dégradation, remarquée de façon générale en Hudsonie par LAGAREC (1982), PAYETTE *et al.* (1976) et SAMSON (1974) semble résulter en bonne partie du réchauffement climatique survenu depuis les années 1870 et qui est mis en évidence aussi bien par les courbes dendrochronologiques de PARKER *et al.* (1981) et de JACOBY (1983) que par les compilations hémisphériques de températures de KELLY *et al.* (1982). Notons cependant que, même durant les périodes climatiques dites froides, comme le Petit Âge glaciaire, il semble y avoir eu des périodes relativement chaudes; plusieurs formes de thermokarst peuvent ainsi avoir été réactivées au XX^e siècle après un temps de repos ou même de régression.

Un gradient morphologique cryogène est apparent du littoral vers l'intérieur des terres et correspond à un gradient climatique d'influence marine, d'ailleurs perceptible dans la distribution des formations végétales. Ce gradient correspond à peu près au passage entre les zones 1 et 2A proposées par LAGAREC (1982). La répartition parallèle des tourbes fossiles et des plateaux palsiques résiduels suggère qu'un tel gradient a existé dans le passé et a pu subir des fluctuations.

Un même patron de distribution de formes rocheuses et meubles s'étend du lac Guillaume-Delisle (golfe de Richmond) jusqu'à la rivière Boniface, à une centaine de kilomètres au nord de la rivière Nastapoca. Il faudrait vérifier par un échantillonnage régional approprié si à cet étalement latitudinal correspond un gradient de densité spatiale et d'épaisseur du pergélisol.

Au cours d'études ultérieures, il faudra accroître l'échantillonnage dans les sables et graviers et les tills. Des mesures plus précises et plus nombreuses de la superficie des terrains pergélisolés devront être faites de manière à en préciser la corrélation avec l'épaisseur du pergélisol. Aussi, une meilleure connaissance de la relation entre la granulométrie des formations d'une part et leur résistivité électrique et leurs propriétés géothermiques d'autre part accroîtra la qualité des interprétations.

Bien que lointains, par suite des révisions à la baisse des plans d'investissements en ce domaine, des aménagements hydro-électriques sont projetés dans cette région et des connaissances précises relatives à la distribution et la dynamique du pergélisol s'avèrent indispensables pour l'implantation de barrages et d'infrastructures associées. La prévision des effets thermiques sur la stabilité des réservoirs et l'érosion thermokarstique des berges devront être prises sérieusement en considération. Le pergélisol, particulièrement dans les argiles marines, est très sensible aux perturbations, mêmes minimes, de terrain. La planification des ouvrages devra en tenir compte.

REMERCIEMENTS

La participation de notre collègue Germain Tremblay aux travaux de terrain fut grandement appréciée ainsi que celle des étudiants Sylvie Despatie, Linda Dion, Yves Bélanger, Thierry Gnao et Richard Lévesque. Le pilote Jean-Claude Lessnick nous a fourni un service aérien de qualité aussi bien pour la visite des sites de mesure et les survols que pour l'organisation matérielle. M. Fernando Sheriff du Département de géographie de l'université Laval a mis au point la sonde thermique et a collaboré à son installation tandis que les analyses chimiques d'eau ont été faites par MM. Michel Giguère et Richard Filion du Département de géologie. Nous devons les déterminations de ^{137}Cs à M. Jean-Eudes Côté du Département de chimie de notre université. Les commentaires de M. Jean Veillette, de la Commission géologique du Canada, et d'un lecteur anonyme ont permis d'améliorer le manuscrit original.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L. (1982): *Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de la Baie d'Hudson, Québec*, Ministère de l'Énergie et des Ressources, service de la géoinformation, DPV-926, 13 p., carte polychrome à 1/1 000 000.
- BARBEAU, C., BOUGIE, R. et CÔTÉ, J.-E. (1981): Variations spatiales et temporelles du césium - 137 et du carbone dans des sédiments du fjord du Saguenay, *Journal canadien des sciences de la terre*, 18(6): 1004-1011.
- BROWN, R.J.E. (1979): Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador, *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4): 279-290.
- CAILLEUX, A. et HAMELIN, L.-E. (1969): Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, Exemple de géomorphologie complexe, *Revue de géomorphologie dynamique*, 29(3): 129-150.
- COLBECK, S.C. (1978): The physical aspects of water flow through snow, *Advances in Hydrosience*, 11: 165-206.
- COOK, F.A. (1956): Additional notes on mud circles at Resolute Bay, Northwest Territories, *Canadian Geographer*, 8: 9-17.
- DEVER, L., HILLAIRE-MARCEL et FONTES, J.-C. (sous presse): Genèse et stabilité des lentilles de glace de tourbières (paleses) du Nouveau-Québec d'après les données de la géochimie isotopique, *Journal of Hydrology*.
- EGGINTON, P.A. et DYKE, L.D. (1982): Density gradients and injection structures in mudboils in Central District of Keewatin, *Geological Survey of Canada, Paper 82-1B*, p. 173-176.
- FILION, L. (1983): *Dynamique holocène des systèmes éoliens et signification paléoclimatique (Québec nordique)*, Université Laval, Département de biologie, thèse de doctorat, 123 p.
- GAGNON, R.M. et FERLAND, M. (1967): *Climat du Québec septentrional*, Québec, Ministère des Richesses naturelles, M.P.-10, 107 p.
- HAMELIN, L.-E. et COOK, F.A. (1967): *Le périglaciaire par l'image / Illustrated glossary of periglacial phenomena*, Québec, Presses de l'Université Laval, Travaux et documents du Centre d'études nordiques, n° 4, 237 p.
- HENDERSON, E.P. (1959): *A glacial study of central Québec-Labrador*, Geological Survey of Canada, bulletin 50, 94 p.
- HYDRO-QUÉBEC (1981): *Projet rivière Nastapoca, km 0 à km 43, Photo-géologie*, Carte inédite à 1/50 000, monochrome.
- JACOBY, G.C., Jr. (1983): A dendroclimatic study in the forest-tundra ecotone on the east shore of Hudson Bay, in P. Morisset et S. Payette (édit.), *Tree line ecology, Proceedings of the Northern Québec tree line conference*, Centre d'études nordiques, Université Laval, Nordicana n° 47, p. 95-100.
- JOHNSTON, G.H. édit. (1981): *Permafrost. Engineering design and construction*, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, John Wiley, Toronto, 540 p.
- KELLY, P.M., JONES, P.D., SEAR, C.B., GHERRY, B.S.G. et TRAVAKOL, R.K. (1982): Variations in surface air temperatures: Part 2. Arctic regions, 1881-1980, *Monthly weather review*, 110 (2): 71-83.
- KRANCK, E.H. (1951): On the geology of the East Coast of Hudson Bay and James Bay, Observations during a research journey in summer 1947, *Acta Geographica*, Helsinki, 11: 1-71.
- LAGAREC, D. (1980): *Étude géomorphologique de paleses et autres buttes cryogènes en Hudsonie (Nouveau-Québec)*, Université Laval, Département de géographie, thèse de doctorat, 308 p.
- (1982): Cryogenetic mounds as indicators of permafrost conditions, northern Quebec, *Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference (Roger J.E. Brown memorial volume)*, p. 43-48.
- LEWIS, W.V. (1939): Snow-patch erosion in Iceland, *Geographical Journal*, 94: 153-161.
- MACKAY, J.R. (1953): Fissures and mud circles on Cornwallis Island N.W.T., *Canadian Geographer*, 1(3): 31-7.
- (1974a): Reticulate ice veins in permafrost, Northern Canada, *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2): 230-237.
- (1974b): The rapidity of tundra polygon growth and destruction, Tuktoyaktuk Peninsula-Richards Island area, Northwest Territories, *Geological Survey of Canada*, paper 74-1, part A, 391-392.
- (1979): An equilibrium model for hummocks (nonsorted circles), Garry Island, Northwest Territories, *Current research, Part A*; Geological Survey of Canada, paper 79-1A, p. 165-167.
- MACKAY, J.R. et MACKAY, D.K. (1976): Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 889-897.
- McROBERTS, E.C. et MORGENSTEIN, N.R. (1974): The stability of thawing slopes, *Canadian Geotechnical Journal*, 11(4): 447-469.
- MORIN, F. (1973): *Quelques analyses physiques des sols. Méthodes de terrain*, Commission géologique du Canada, dossier public 172, 81 p.
- PARKER, M.L., JOZSA, L.A., JOHNSON, S.G. et BRAMHALL, P.A. (1981): Dendrochronological studies of the coast of James Bay and Hudson Bay (Parts 1 and 2), in C.R. Harrington (édit.), *Climatic change in Canada*, National Museums of Canada, Syllogus n° 33.
- PAYETTE, S., OUZILLEAU, J. et FILION, L. (1975): Zonation des conditions d'enneigement en toundra forestière, Baie d'Hudson, Nouveau-Québec, *Journal canadien de Botanique*, 53(10): 1021-1030.
- PAYETTE, S., SAMSON, H. et LAGAREC, D. (1976): The evolution of permafrost in the taïga and forest-tundra, western Québec-Labrador Peninsula, *Canadian Journal of Forestry Research*, 6: 203-220.

- PAYETTE, S. et SEGUIN, M.K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4): 339-358.
- PENNER, E. (1970): Thermal conductivity of frozen soils, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7(3): 982-987.
- SAMSON, H. (1974): *Évolution du pergélisol en milieu tourbeux en relation avec le dynamisme de la végétation, Golfe de Richmond, Nouveau-Québec*, Université Laval, Département de phytologie, thèse de maîtrise, 99 p.
- SEGUIN, M.K. (1976): Observations géophysiques sur le pergélisol des environs du lac Minto, Nouveau-Québec, *Cahiers de géographie de Québec*, 50(20): 327-346.
- SEGUIN, M.K. et ALLARD, M. (sous presse): La répartition du pergélisol dans la région du détroit de Manitousuk; côte est de la mer d'Hudson, Canada, *Journal Canadien des sciences de la terre*.
- SEGUIN, M.K. et CRÉPAULT, J. (1979): Étude géophysique d'un champ de palses à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4): 327-338.
- SHILTS, W.W. (1974): Physical and chemical properties of unconsolidated sediments in permanently frozen terrain, district of Keewatin, *Geological Survey of Canada*, paper 74-1, part A, 229-235.
- (1978): Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada, *Canadian Journal of Earth Science*, 15(7): 1053-1068.
- STEVENSON, I.M. (1968): *A geological reconnaissance of Leaf River Map-Area, New Quebec and Northwest Territories*, Commission géologique du Canada, mémoire 356, 112 p.
- ST-ONGE, D.A. (1965): *La géomorphologie de l'Île Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada*, Canada, Ministère des Mines et des relevés techniques, étude géographique n° 38, vol. 1, 46 p.
- (1969): *Nivation landforms*, Geological Survey of Canada, paper 69-30, 12 p.
- TICE, A.R., ANDERSON, D.M. et BANIN, A. (1976): *The prediction of unfrozen water contents in frozen soils from liquid limit determinations*, Corps of Engineers, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, report 76-8, 9 p.
- VEILLETTE, J.J. (1980): Nonsorted circles in cohesionless fine silty sand, North-Central District of Keewatin in *Current research, part B*, Geological Survey of Canada, paper 80-1B, p. 259-267.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Londres, Edward Arnold, 406 p.
- WISE, S.M. (1979): Caesium – 137 and lead – 210: a review of the techniques and some applications in geomorphology, in R.A. Culling-ford, D.A. Davidson et J. Lewin (édit.), *Timescales in geomorphology*, John Wiley, p. 109-130.
- WILSON, C.V. (1982): *The summer season along the east coast of Hudson Bay during the nineteenth century*, Canadian climate centre, Atmospheric environment service, Downsview, Ontario, report n° 82-4, 223 p. (non publié).
- WOO, M.-K., HERON, R. et MARSH, P. (1982): Basal ice in high arctic snowpatches, *Arctic and Alpine Research*, 14(3): 251-260.
- ZOLTAI, S.C. et TARNOCAI, C. (1981): Some nonsorted patterned ground types in northern Canada, *Arctic and Alpine Research*, 13(2): 139-151.