Document generated on 04/24/2024 9:38 a.m.

Géographie physique et Quaternaire

# Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec
# Dauerfrost und Tauboden in der Wald-Tundra Zone südlich der Leafbay, Nouveau-Québec

James T. Gray, Jean A. Pilon and Jean Poitevin

Volume 33, Number 3-4, 1979

URI: https://id.erudit.org/iderudit/1000362ar
DOI: https://doi.org/10.7202/1000362ar

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

Gray, J. T., Pilon, J. A. & Poitevin, J. (1979). Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, *33*(3-4), 253–264. https://doi.org/10.7202/1000362ar

Article abstract

In the Lac Jourdan area, situated in the forest tundra zone to the south west of Ungava Bay, at altitudes of 85 to 300 m, permafrost is universally present in terrestrial situations. It is contemporary in nature and attains a maximum thickness of approximately 200 m on the rugged plateau, slightly above the treeline. Fluctuations observed in deep temperature profiles may be due to recent climatic changes, and/or to a lateral heat flux caused by contrasting snow accumulation patterns at the rugged terrain surface. The evolution of the thaw front throughout the summer of 1978 was studied for a number of sites, representative of the range of terrain types in the area. The rate of thaw penetration proved to be remarkably constant, and a good linear relationship was established between the logarithmic transformations of two variables, viz. the successive depths of the thaw front and the cumulative totals for thawing degree days at screen level at the Fort-Chimo weather station for corresponding dates. This relationship was then used in a predictive sense to establish the maximum thawing depths for the season, and hence, reasonable values for the thickness of the active layer in the region. Values for the latter range from a minimum of 0.5 m for organic terrains, up to a maximum of 6 m for exposed bedrock or boulder fields.

Tous droits réservés © Les Presses de l'Université de Montréal, 1979

This document is protected by copyright law. Use of the services of Érudit (including reproduction) is subject to its terms and conditions, which can be viewed online.

https://apropos.erudit.org/en/users/policy-on-use/

érudit

This article is disseminated and preserved by Érudit.

Érudit is a non-profit inter-university consortium of the Université de Montréal, Université Laval, and the Université du Québec à Montréal. Its mission is to promote and disseminate research.

https://www.erudit.org/en/

*Géogr. phys. Quat.*, 1979, vol. XXXIII, nos 3-4, p. 253-264.

# LE PERGÉLISOL ET LA COUCHE ACTIVE DANS LA TOUNDRA FORESTIÈRE AU SUD DE LA BAIE AUX FEUILLES, NOUVEAU-QUÉBEC

James T. GRAY, Jean A. PILON et Jean POITEVIN : le premier et le troisième auteurs, Département de géographie, Université de Montréal, c.p. 6128, Montréal, Québec H3C 3J7 ; le deuxième auteur, Division pour la recherche opérationnelle, Ministère de la Défense, Ottawa, Ontario.

RÉSUMÉ Nos études sur les températures souterraines au lac Jourdan, près de la côte du sud-ouest de la baie d'Ungava, révèlent l'existence d'un pergélisol continu dans cette zone de toundra forestière située entre 85 et 300 m d'altitude. Il atteint une profondeur maximale d'environ 200 m sur le plateau, à la limite septentrionale de la forêt. Le pergélisol n'est pas relique, mais en équilibre avec le climat actuel. Les fluctuations observées dans les profils thermiques peuvent être dues aux changements séculaires du climat ou aux flux de chaleur latéraux provoqués par les différences d'épaisseur du couvert nival de cette région très accidentée. Les profils thermiques détaillés des couches de sédiments meubles et de la roche en place, proche de la surface, ont permis de suivre l'évolution du dégel dans un bon nombre de sites représentatifs des divers terrains de la région. En 1978, cette évolution est relativement linéaire entre la mi-juin et la mi-août. Une corrélation entre les mesures de la profondeur du dégel transformées logarithmiquement et les degrés-jour au-dessus de 0°C, accumulés pour les dates correspondantes, nous a permis d'évaluer les positions du front du dégel, ainsi que l'épaisseur de la couche active à la toute fin de la saison estivale. Ces mesures se situent entre un minimum de 0,5 m pour les tourbières et un maximum de 6 m pour la roche en place et les champs de blocs, avec plusieurs seuils intermédiaires, selon la nature du terrain.

ABSTRACT In the Lac Jourdan area, situated in the forest tundra zone to the south west of Ungava Bay, at altitudes of 85 to 300 m, permafrost is universally present in terrestrial situations. It is contemporary in nature and attains a maximum thickness of approximately 200 m on the rugged plateau, slightly above the treeline. Fluctuations observed in deep temperature profiles may be due to recent climatic changes, and/or to a lateral heat flux caused by contrasting snow accumulation patterns at the rugged terrain surface. The evolution of the thaw front throughout the summer of 1978 was studied for a number of sites, representative of the range of terrain types in the area. The rate of thaw penetration proved to be remarkably constant, and a good linear relationship was established between the logarithmic transformations of two variables, viz. the successive depths of the thaw front and the cumulative totals for thawing degree days at screen level at the Fort-Chimo weather station for corresponding dates. This relationship was then used in a predictive sense to establish the maximum thawing depths for the season, and hence, reasonable values for the thickness of the active layer in the region. Values for the latter range from a minimum of 0.5 m for organic terrains, up to a maximum of 6 m for exposed bedrock or boulder fields.

ZUSAMMENFASSUNG *Dauerfrost und Tauboden in der Wald-Tundra Zone südlich der Leafbay, Nouveau-Québec.* In der Jourdan-See Gegend, in der Wald-Tundra Zone südwestlich der Ungava Bay, bei Höhen von 85-300 m ist Dauerfrostboden überall vorhanden. Er gehört der Gegenwart an und erreicht auf der rauen Hochebene über der Baumlinie eine maximale Dicke von ungefähr 200 m. Die beobachteten Schwankungen in Tieftemperatur-profilen können entweder auf unlängst entstandene Klimaveränderungen zurückzuführen sein und/oder auf seitliche Wärmeströmungen, die durch kontrastierende Schneeanhäufungen auf der rauhen Erdoberfläche entstanden sind. Die Entwicklung der Taufront wärend des Sommers 1978 wurde für mehrere Orte beobachtet die in ihrer Auswahl den verschiedenen Erdoberflächentypen der Gegend entsprachen. Die Taubodendicke zeigte sich erstaunlich konstant und ein gutes lineares Verhältnis zwischen logarhytmischen Transformationen von zwei Varianten, d.h. die fortgesetzten Tiefen der Taufront und die Gesamtzahlen für die « Tau-Grad-Tage » fur die entsprechenden Daten an der Fort Chimo Wetterstation wurde entdeckt. Dieses Verhältnis wurde anschliessend in einem vorhersagenden Sinne benutzt um eine maximale Tautiefe für die Saison zu ermitteln und dadurch angemessene Werte für die Dicke des Taubodens der Gegend zu erhalten. Diese Werte erstrecken sich von einem Minimum von 0.5 m für organische Bödem bis zu einem Maximum von 6 m für ausgesetzte Felsen order Felsenmeere.

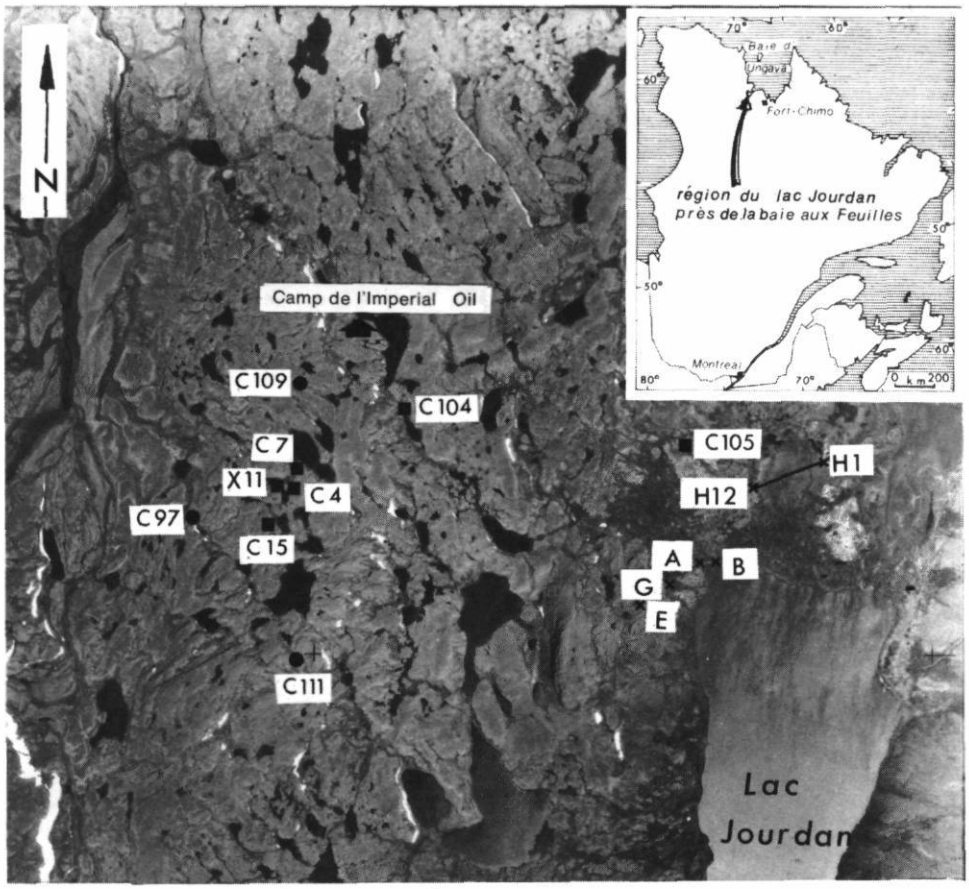
## INTRODUCTION

Les recherches effectuées de 1975 à 1979 sur le régime thermique des sols dans la région de la côte ouest de la baie d'Ungava nous ont permis d'installer des câbles à thermistors dans plusieurs trous de forage de la Compagnie pétrolière Impériale dans la région du lac Jourdan, à 100 km à l'ouest de Fort-Chimo (fig. 1). Les données recueillies permettent d'en arriver à certaines conclusions concernant la présence et l'épaisseur du pergélisol dans la région. Même si toutes les analyses géothermiques ne sont pas encore complétées, nous croyons qu'il est important de publier quelques faits saillants dans le contexte de ce numéro spécial sur le pergélisol du Québec-Labrador. Les résultats obtenus aideront à combler le manque de données pour cette partie de la fosse du Labrador entre Purtuniq (Asbestos Hill), sur la côte nord de la péninsule d'Ungava, et Schefferville dans le centre du Québec-Labrador, à 900 km au sud. Dans la région de Purtuniq, d'après les études de JUDGE (1973), SEGUIN (1978) et TAYLOR et JUDGE (1979), le pergélisol d'une épaisseur supérieure à 600 m est continu. Dans la région de Schefferville, les travaux de IVES (1960, 1962, 1974, 1979), ANNERSTEN (1964), THOM (1969), NICHOLSON et GRANBERG (1973) et NICHOLSON (1978, 1979), parmi d'autres, indiquent qu'il s'agit d'une zone de pergélisol discontinu, où les noyaux gelés, d'une épaisseur maximale de 100 m, sont restreints à des îlots de toundra.

## LE CLIMAT ET LE MILIEU PHYSIQUE

La présence et l'épaisseur du pergélisol dans une région donnée dépendent à la fois du climat régional et de la nature de la surface terrestre et du sous-sol.

Les paramètres climatiques les plus significatifs en ce qui a trait au régime thermique du sol sont la température moyenne annuelle de l'air et l'épaisseur du




● Trous de forage munis de câbles thermiques

■ Trous de forage utilisés pour les mesures ponctuelles

0 km 1

FIGURE 1. Localisation de la région à l'étude et sites des profils thermiques.
*Location of the field area, and of temperature profile sites.*

couvert nival. Les données climatiques proviennent de la station météorologique de Fort-Chimo, à 100 km à l'est. La température moyenne annuelle pour cette station entre 1949 et 1977 est de −5,3°C (fig. 2). Les données suggèrent une nette tendance au refroidissement; un examen sommaire des registres de plusieurs autres stations du Nouveau-Québec démontre que cette tendance est régionale.

Les accumulations neigeuses moyennes annuelles sont de 233 cm, mais les variations peuvent être considérables d'une année à une autre (tabl. I). De plus, la répartition des précipitations de neige varie beaucoup à l'échelle régionale à cause de facteurs climatiques, et à l'échelle locale à cause de la nature du terrain. Les mesures moyennes des stations météorologiques compilées sur les cartes isonifes de WILSON (1971) n'ont de valeur qu'à l'échelle continentale.

Les mesures de l'épaisseur de la neige ont été effectuées dans les environs du village de Tasiujaq, baie aux Feuilles, à 70 km au nord du lac Jourdan, au printemps de 1977 et ont été comparées aux mesures prises à Fort-Chimo. Le but de ces travaux était d'évaluer l'épaisseur moyenne du couvert nival de la région et les fluctuations causées par les accidents du terrain. Les mesures ont été prises à la mi-avril alors que le couvert nival avait atteint à peu près son épaisseur maximale. La figure 3 donne les résultats obtenus sur une surface de 2 000 m² sur un replat proche du village et d'une série de transects disposés en croix au travers d'une colline, à proximité. Dans ces sites, l'épaisseur moyenne de la neige est de 22 et 21 cm. Dans

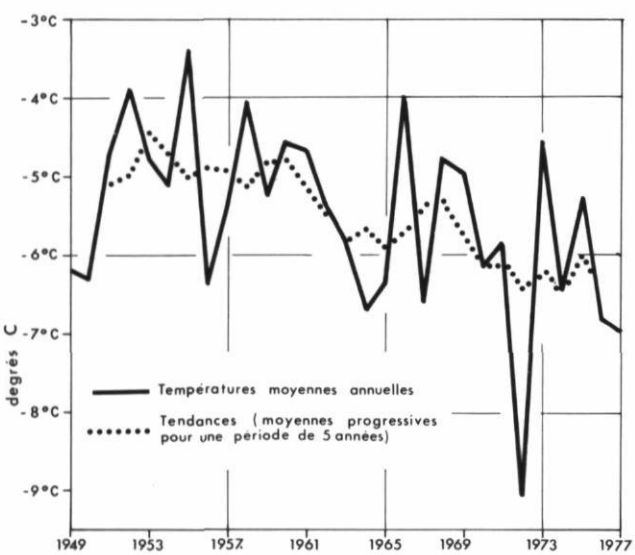



FIGURE 2. La température moyenne annuelle de l'air à Fort-Chimo, de 1949 à 1977.
*The trend of mean annual air temperatures at Fort-Chimo between 1949 and 1977.*

TABLEAU I

*Les accumulations moyennes annuelles de neige (en cm) à Fort-Chimo, de l'hiver 1971-1972 à l'hiver 1978-1979.*

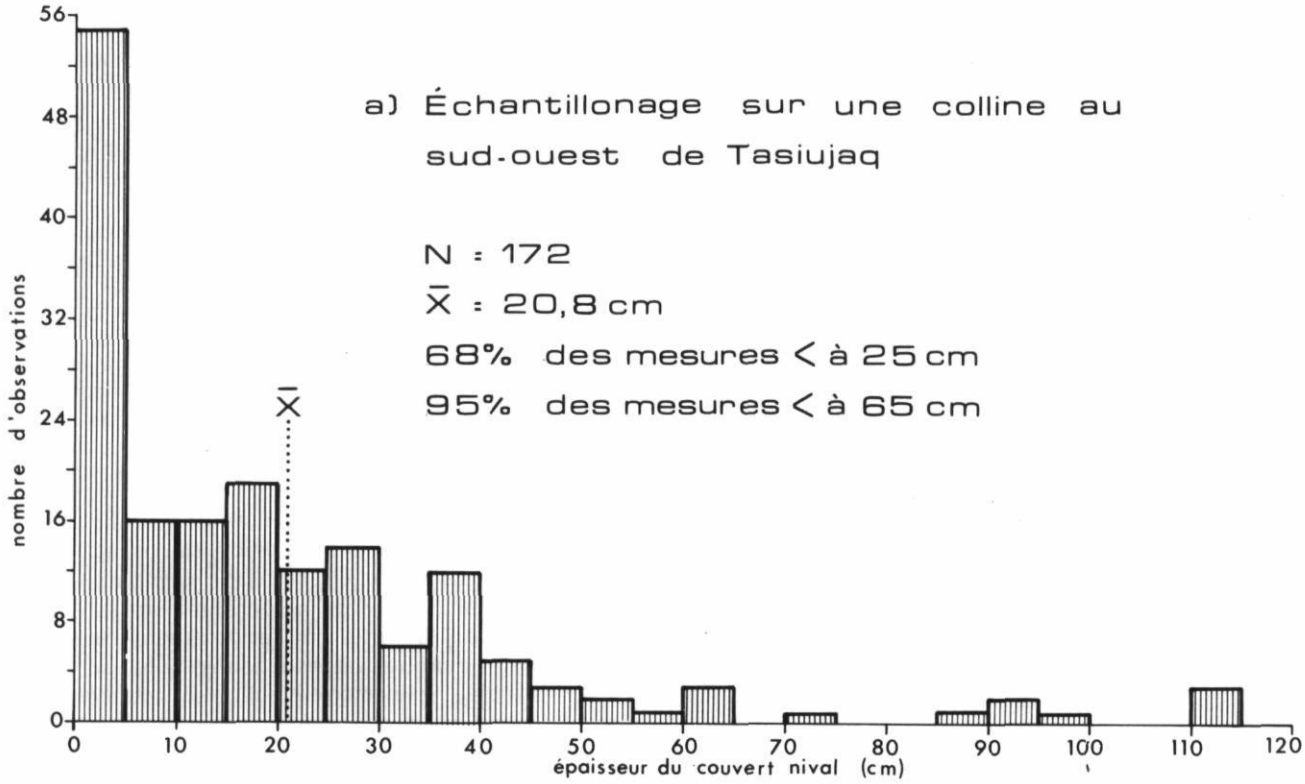
| Année | Accumulations (en cm) | Écart de la moyenne long terme (en cm) |
|---|---|---|
| 1971-72 | 143 | − 90 |
| 1972-73 | 295 | + 62 |
| 1973-74 | 282 | + 49 |
| 1974-75 | 351 | +118 |
| 1975-76 | 169 | − 64 |
| 1976-77 | 252 | + 19 |
| 1977-78 | 167 | − 66 |
| 1978-79 | 367 | +134 |
| Moyenne long terme | 233 | |

les deux cas, l'histogramme de la figure 3 montre que 68% des mesures sont de moins de 25 cm, et 95% des mesures de moins de 65 cm. Une comparaison des données sur les chutes de neige enregistrées pendant l'hiver 1976-1977 à Fort-Chimo et de la moyenne à long terme (tabl. I) indique que les mesures faites sur le couvert nival de Tasiujaq reflètent bien les conditions moyennes habituelles.

Deux conclusions s'imposent. En premier lieu, le couvert nival semble beaucoup moins épais dans cette partie de la fosse du Labrador que dans les régions plus méridionales de la péninsule. Ne citons que deux exemples: les analyses effectuées par FINDLAY et GAGNON (1976) dans de petites stations nivéométriques de Poste-de-la-Baleine à Schefferville de 1965 à 1974, ont révélé que les accumulations moyennes variaient de 45 à 120 cm. Pendant l'hiver 1973-1974, PAYETTE *et al.* (1975) ont mesuré des accumulations moyennes de 80 à 130 cm, selon le type de formation végétale, entre Poste-de-la-Baleine et le golfe de Richmond.

En deuxième lieu, les accidents du terrain et les vents dominants en provenance de l'ouest provoquent des différences d'épaisseurs de neige qui varient de 0 à 120 cm selon l'orientation des versants. Là où les contrastes du relief sont extrêmes (dans les petits ravins ou les niches sur les versants, par exemple) les accumulations peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Quelques plaques de neige persistent jusqu'à très tard dans l'été.

La température et l'épaisseur du couvert nival ne sont pas les seuls éléments ayant une influence sur le régime thermique. D'autres facteurs, comme la topographie, le couvert végétal, la composition des roches ou des sédiments meubles modifient la température enregistrée à la surface, les flux de chaleur verticaux et latéraux du sol, et de ce fait, la présence et l'épaisseur du pergélisol.



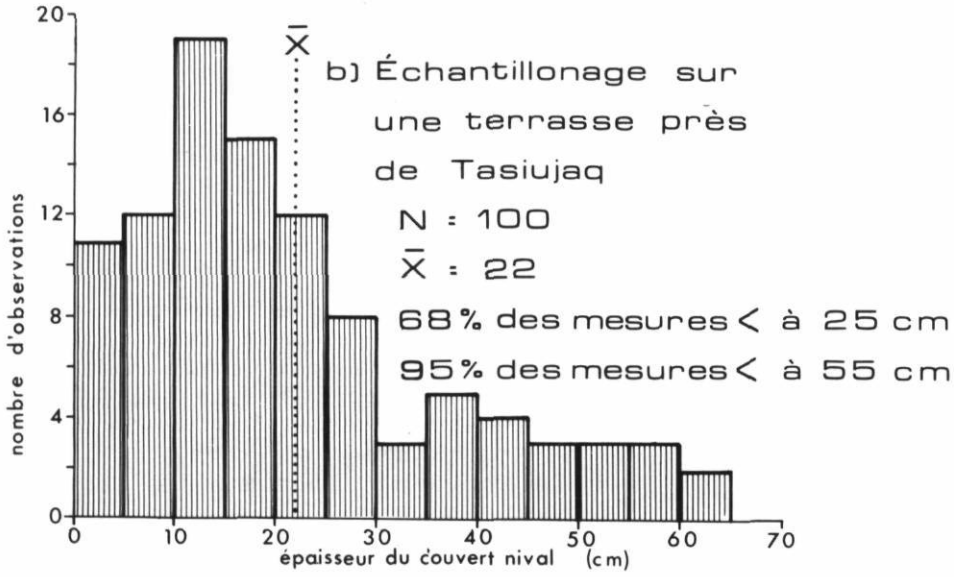




FIGURE 3. Les mesures du couvert nival de deux sites d'échantillonnage près du village de Tasiujaq (baie aux Feuilles). Le réseau d'échantillonnage en a) a pris la forme d'une croix, centrée sur une petite colline à 1 km au sud-ouest du village, et dont la longueur des bras variait entre 800 et 1000 m. Le réseau d'échantillonnage en b) était composé d'une série de transects irréguliers tracés entre quelques gros blocs sur une terrasse, d'une superficie de 200 m sur 100 m, près du village.

*Frequency distribution of snow depths for two sample areas near Tasiujaq (baie aux Feuilles). The sample network in a) was in the form of a cross, centered on a small hill southwest of the village, and whose arms varied in length from 800 to 1000 m. The sample network in b) covered an area of 200 m × 100 m, data being obtained by a series of irregular traverses between large boulders on a terrace close to the village.*

La région du lac Jourdan est située entre 85 et 300 m d'altitude. Elle est caractérisée par une succession de roches métasédimentaires d'âge protérozoique. Les trous de forages, tels que montré sur la figure 1, sont tous situés dans une zone de conglomérat, d'arkose et de grès. Dans cette région accidentée, se succèdent collines et vallées allongées dans une direction nord-sud et qui correspondent à une succession de roches dures et de roches friables; le drainage s'effectue du sud au nord par une série de lacs situés dans des vallées structurales. De nombreux petits lacs, de forme irrégulière, parsèment les zones de collines entre les vallées.

Au Wisconsinien, le passage des glaces a considérablement modifié la surface; à certains endroits, les glaces ont laissé des surfaces dénudées; ailleurs elles ont comblé les dépressions de dépôts morainiques. Aux sites des forages, l'épaisseur du tapis morainique varie de 0 à 16 m. Au-dessous de 170 m, un délavage par les eaux associé à l'invasion marine postglaciaire a mis à nu plusieurs surfaces à pendage modéré et a ainsi contribué au remblaiement des petites dépressions et des vallées principales de la région.

Deux classes phytogéographiques se partagent le couvert végétal: la toundra forestière dans les vallées et la toundra herbacée sur le sommet des collines.

L'arbre le plus répandu est l'épinette noire *(Picea mariana)* qui croît depuis le niveau des lacs jusqu'à la limite des arbres qui peut se situer à 150 m aux endroits les mieux protégés. Les mélèzes laricins *(Larix laricina)* forment par endroits des peuplements uniformes, mais peu étendus et clairsemés; ils se mêlent habituellement aux épinettes noires.

La taille des arbres atteint une hauteur maximale d'environ 8 à 10 m. Au fur et à mesure que l'on s'élève en altitude et aux endroits les plus exposés aux vents, la taille des arbres diminue, si bien qu'à certains endroits ils ne forment qu'un dense tapis d'environ 30 cm de hauteur. Il est fréquent de rencontrer l'épinette noire sous forme de clone, dont la régénération se fait surtout par marcottage.

Les sommets des collines sont généralement dénudés d'arbres et sont couverts d'une grande quantité de lichens et de mousses. Près des étangs et des cours d'eau, la végétation est beaucoup plus dense et diversifiée. Nous retrouvons dans ces zones humides, en bordure des cours d'eau, différents types d'arbustes dont les plus communs sont l'aulne *(Alnus crispa)*, le bouleau *(Betula glandulosa)* et le saule *(Salix spp.)*.

Ainsi, même si la région est située à quelques dizaines de kilomètres au sud de la toundra proprement dite, les différences d'altitude donnent lieu à un paysage de toundra parsemé d'îlots arbustifs.

## L'ANALYSE DES RÉSULTATS

### LE RÉGIME THERMIQUE DU PERGÉLISOL

Tous les trous de forage dans lesquels nous avons installé des câbles thermiques sont situés dans les collines à l'ouest du lac Jourdan, dans la toundra. Ils attestent tous de la présence du pergélisol. Les sites C97 et C111, où les câbles sont les plus longs, ont livré d'intéressants résultats que nous allons analyser. Les profils thermiques obtenus, entre 1976 et 1979, pour C97 et, entre 1978 et 1979, pour C111, sont présentés à la figure 4.

Le trou C97 est situé à 200 m d'altitude dans une niche sur le versant sud-ouest d'un petit ravin (fig. 5). Ce dernier est comblé par de grandes accumulations de neige (4 à 5 m) en hiver. Le trou C111 est situé à 220 m d'altitude dans un col qui débouche au sud entre deux promontoires (fig. 6). Le site est relativement exposé en hiver, et son couvert nival est sans doute beaucoup plus mince que celui du site C97.

En 1976, les perturbations de température, occasionnées par les forages qui ont affecté le site C97, se sont dissipées pendant l'année qui a suivi l'installation du câble thermique. Nous en avons été convaincus par le peu de changement de température enregistrée dans la partie inférieure du profil observé entre 1977 et 1978 et entre 1978 et 1979. Le câble du site C111 a été installé au milieu de l'été 1978, et si les observations du site C97 sont justes, nous pouvons supposer que les perturbations dues au forage se seront dissipées vers la fin de l'été 1979.

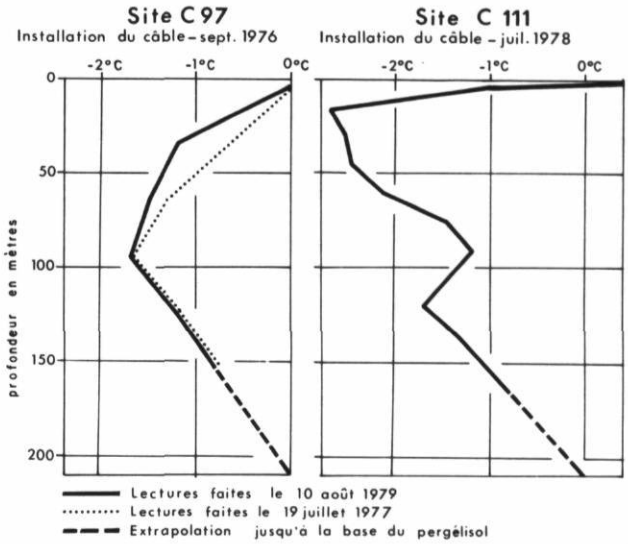



FIGURE 4. Profils thermiques du sol obtenus entre 1976 et 1979 à partir des trous de forage C97 et C111.
*Ground temperature profiles obtained between 1976 and 1979 for cables installed at drill holes C97 and C111.*

FIGURE 5. Le site du trou de forage C97.
*Site of drill hole C97.*

FIGURE 6. Le site du trou de forage C111.
*Site of drill hole C111.*

Quelles constatations pouvons nous tirer de ces profils? Premièrement, la partie supérieure du trou C111 est plus froide d'environ 2°C que celle du trou C97. Cette différence est probablement due aux différences d'épaisseur du couvert nival, donc d'isolation hivernale des deux sites. Même si la neige a persisté au site C97 jusqu'à la fin de juin en 1977 et en 1978, son rôle de barrière contre la pénétration de la chaleur atmosphérique dans le sol, durant cette première partie de l'été, n'aurait pas pu être aussi important que son rôle de barrière contre les pertes de chaleur du sol vers l'atmosphère en hiver. L'analyse des données de température à Fort-Chimo révèlent, en fait, qu'à la fin de juin, la région n'a reçu qu'un cinquième de sa quote-part annuelle de jours sans gel. De ce fait, à la mi-août, la couche dégelée n'est que de 2 m au site C111, ce qui est beaucoup moins que les 4 m du site C97.

Nous observons, cependant, que les températures tendent à se rapprocher dans les deux trous les plus profonds, probablement parce que l'effet isolant de la neige qui remplit la dépression du site C97 ne se fait pas sentir sur une grande superficie. Le régime thermique plus froid sous les promontoires de chaque côté du ravin et la faible épaisseur du couvert nival provoquent en profondeur des flux de chaleur latéraux importants, qui réduisent les températures moyennes annuelles en profondeur au site C97. En effet, les valeurs enregistrées sont inférieures à celles auxquelles on s'attendrait si une épaisse couche de neige avait couvert une surface plus grande que les quelques dizaines de mètres dans le rayon immédiat du site.

Deuxièmement, nous sommes en mesure de faire une évaluation assez juste de l'épaisseur du pergélisol aux deux sites même si les câbles thermiques n'en atteignent pas la base. Cette évaluation peut se faire de deux façons: 1) une extrapolation directe des profils jusqu'à l'isotherme de 0°C; et 2) une reconstruction théorique des profils d'après un calcul sur la transmissibilité thermique de la roche en place aux deux sites.

L'extrapolation des profils jusqu'à l'isotherme de 0°C, telle qu'illustrée sur la figure 4, ne se fait qu'à travers une distance de 50 m, entre 150 et 200 m de profondeur. Ce dernier chiffre représente une bonne évaluation de l'épaisseur totale du pergélisol aux deux sites. Par ailleurs, il se situe, entre 115 et 333 m, évaluation postulée originellement pour la région par GRAY et PILON (1976), ces derniers utilisant comme paramètres des valeurs approximatives de température moyenne annuelle de la surface, du flux géothermique et de la conductivité thermique des roches.

Nous possédons maintenant de meilleures données sur la conductivité thermique des roches percées par les trous de forages (tabl. II), et sur les températures moyennes annuelles des divers niveaux au-delà de la zone de fluctuations saisonnières (fig. 4). De plus, JUDGE (1973) fournit l'écart entre les mesures du flux géothermique des différentes provinces structurales du Bouclier canadien, soit de 33,5 à 54,4 $Wm^{-2}$, ces chiffres étant confirmés par les mesures de 32 à 41 $Wm^{-2}$ obtenues par SEGUIN (1978) pour les roches métasédimentaires et métavolcaniques qui couvrent le sous-sol gneissique

TABLEAU II

*Mesures de densité, de porosité et de conductivité thermique des diverses unités lithologiques rencontrées dans les trous de forage de la région du lac Jourdan.*

| Unité lithologique | Échantillon | Densité gm/cc sec | humide | Porosité (%) | Conductivité thermique $Wm^{-1} K^{-1}$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 2-Grès | Disc 1 | 2,60 | 2,62 | 1,9 | 3,60 |
| | | 2,60 | 2,62 | 1,8 | 3,64 |
| | Disc 2 | 2,60 | 2,62 | 1,9 | 3,37 |
| | | 2,60 | 2,62 | 1,9 | 3,45 |
| 3-Arkose | Disc 1 | 2,63 | 2,64 | 0,8 | 3,32 |
| | | 2,63 | 2,64 | 0,7 | 3,40 |
| | Disc 2 | 2,63 | 2,64 | 0,6 | 3,37 |
| | | 2,63 | 2,64 | 0,6 | 3,39 |
| 4-Conglomérat | Disc 1 | 2,79 | 2,80 | 0,4 | 4,58[1] |
| | | 2,79 | 2,80 | 0,3 | 4,42[1] |
| | Disc 2 | 2,73 | 2,73 | 0,3 | 3,25 |
| | | 2,73 | 2,73 | 0,2 | 3,27 |
| | Disc 3 | 2,69 | 2,70 | 0,5 | 3,74 |
| | | 2,69 | 2,70 | 0,4 | 3,92 |
| | Disc 4 | 2,72 | 2,72 | 0,4 | 3,24 |
| | | 2,72 | 2,72 | 0,0 | 3,24 |

[1] Les inclusions de jaspe et de quartz augmente la conductivité thermique.

de la fosse du Labrador à Purtuniq, sur la côte nord d'Ungava.

À partir des mesures de 3,2 à 4,6 $Wm^{-1}K^{-1}$ tirées du tableau II pour la conductivité thermique des roches, et des mesures de 32 à 54 $Wm^{-2}$ déjà retenues[1], nous sommes en mesure de faire le calcul des gradients thermiques maximaux et minimaux. Ce calcul s'effectue en divisant le flux géothermique par la conductivité thermique. Les gradients ainsi obtenus se situent entre les limites de 7°$Ckm^{-1}$ et 17°$Ckm^{-1}$. Nous extrapolons ensuite ces gradients vers le bas, à partir des températures enregistrées au fond des deux trous de forage, ce qui nous permet d'estimer la base du pergélisol de 200 à 270 m de profondeur pour le trou C97, et de 210 à 280 m pour le site C111. Nous supposons ici que la zone pour laquelle l'extrapolation est faite est en équilibre thermique stable, situation plutôt improbable, en vertu des longues fluctuations climatiques de l'Holocène qui ont affecté la toundra forestière du Nouveau-Québec (PAYETTE, 1976; PAYETTE et SEGUIN 1979; Wiseman *et al.* dans HILLAIRE-MARCEL, 1979). Néanmoins, le fait que l'écart entre les gradients thermiques comprenne les profils thermiques réels de la roche entre 30 m et le fond des trous à 150 et 165 m (fig. 7) confirment la valeur des mesures effectuées.

Les rapports de forage fournissent un autre indice qui confirme la valeur de nos mesures de l'épaisseur du pergélisol (Boyd, comm. pers.). Le trou C104 d'une profondeur de 307 m traverse une formation de conglomérat et de grès possédant des couches à haute perméabilité latérale. Pendant les forages, des quantités d'eau salée ont été utilisées pour refroidir la mèche. Les pertes d'eau ont été remarquées aux niveaux de 266, 278, 286 et 289 m. Au-dessus de ces niveaux, il n'y a eu aucune fuite d'eau. Dans les roches pergélisolées, les fuites d'eau sont exceptionnelles étant donné le remplissage des fissures par la glace. Nous en déduisons qu'il n'y a pas de pergélisol au-delà de 266 m, d'où une épaisseur maximale du pergélisol de 266 m.

Les fluctuations de température, qui apparaissent dans les profils présentés à la figure 4, s'expliquent de la façon suivante. En premier lieu, nous constatons que les points près de la surface sont sujets aux fluctuations saisonnières de température de grande amplitude. La profondeur à laquelle ces fluctuations deviennent insignifiantes dépend des conditions du microclimat et du terrain, ainsi que du taux de diffusion thermique du sol et des roches. En général, les fluc-

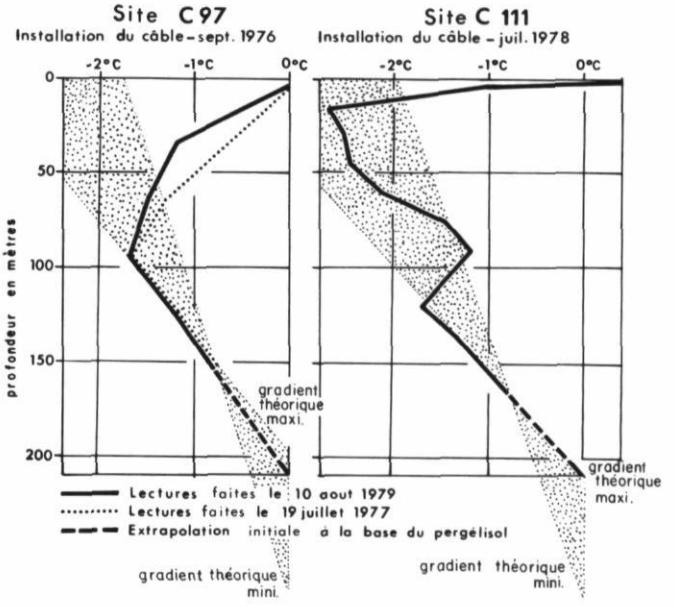



FIGURE 7. Niveaux inférieurs du pergélisol probables des sites C97 et C111, obtenus par l'extrapolation vers le bas des gradients de température théoriques.
*Possible limits for the base of the permafrost bodies at sites C97 and C111, obtained by extrapolation in a downwards direction, of theoretical temperature gradients, from the deepest observed values on the temperature cables, to the point at which the 0°C isotherm is intersected.*

1. Les mesures réelles du flux géothermique sont probablement plus près de la limite supérieure à cause de la production locale de chaleur provoquée par la désintégration nucléaire de l'uranium trouvé dans ces roches.

tuations se font sentir entre 10 et 20 m (BROWN et KÜPSCH, 1974). Mais, nous pouvons tenter de faire une analyse sommaire des profils thermiques au-delà de 20 m, même si nous ne possédons que des données recueillies en été. Le profil du trou C97 montre une fluctuation très importante aux environs de 100 m. Celle-ci ne peut être uniquement causée par les petites variations de conductivité thermique présentées au tableau I.

Deux explications sont possibles: la première a une signification régionale et la deuxième a une signification purement locale. La première explication consiste en un réchauffement climatique de l'ordre de 2°C et la deuxième, en un réchauffement local, près de la surface, résultant d'une forte accumulation de neige dans la dépression où se situe le trou de forage.

Une comparaison des profils du site C97 et du site C111 nous porte à préférer la deuxième explication. Les données du site C111, où le couvert nival est uniforme, ne montrent pas de réchauffement entre 100 m et 20 m, contrairement aux données du site C97. Nous ne rejetons pas l'existence de plusieurs phases de réchauffement et de refroidissement dans les derniers siècles (la dernière phase ayant connu un refroidissement de 1°C à 2°C pendant les trois dernières décennies (fig. 2)). Nous voulons simplement faire remarquer que leurs effets ne se sont pas fait sentir dans les profils que nous possédons à l'heure actuelle. L'intervalle compris entre les thermistors était peut-être trop grand pour que nous puissions enregistrer toutes les nuances, élément dont nous tiendrons compte à l'avenir.

Deux autres fluctuations se sont produites à 90 m et 120 m pour le profil du trou C111, mais nous ne pouvons pas les expliquer pour l'instant. Les transitions lithologiques sont certainement en cause — des conglomérats aux grès à 113 m et des grès aux arkoses à 130 m — mais les différences de conductivité thermique entre les lithologies (tabl. II) sont trop faibles pour être responsables de telles fluctuations du profil thermique.

## LA RÉPARTITION DU PERGÉLISOL DANS LA RÉGION

Les données obtenues des câbles thermiques démontrent la présence du pergélisol dans tous les sites étudiés. Cependant, toutes ces données proviennent du plateau. Il faudrait de plus effectuer des levés thermiques complémentaires dans le fond des vallées. Là où les vallées ne sont pas occupées par des lacs, le couvert végétal consiste en une forêt d'épinettes et de mélèzes dont le tapis est composé de lichens et de mousses, et dans les dépressions, de tourbières dont le couvert se compose de sphaignes et de laiches. Des sondages ponctuels, effectués dans plusieurs sites à l'aide de petites sondes rigides terminées par un thermistor (PICHETTE et PILON, 1978), ont fourni des profils de température des sols représentatifs de la nature des différents terrains. Les résultats, dont nous faisons état dans le tableau III, nous permettent de prouver qu'à la mi-août, une couche de gel est encore présente, relativement proche de la surface, dans tous les sites. Nous pouvons ainsi parler d'une présence continu du pergélisol dans la région.

## L'ÉVOLUTION DE LA COUCHE ACTIVE DANS LES DIVERS TERRAINS

Pendant l'été 1978, nous avons suivi l'évolution du front du dégel à l'aide de câbles à thermistors introduits dans des trous de forages et de petites sondes rigides dans les sédiments meubles. Nous avons ainsi répertorié un grand nombre de sites montrant la plus grande diversité possible, tant par le type de végétation que par le type de sédiments (tabl. III). Nous avons étudié l'évolution de la couche active pendant la plus grande partie de la saison estivale, bien que nous ayons dû faire des extrapolations pour le mois d'août, afin de mesurer son épaisseur maximale en 1978.

La figure 8 montre les taux de pénétration du dégel pour les six sites les plus représentatifs. Elle montre aussi le total cumulatif des degrés-jours au-dessus de 0°C, enregistré à la station météorologique de Fort-Chimo durant l'été de 1978.

Tous les sites, sauf le site X11, révèlent un taux de *pénétration du dégel relativement linéaire, en dépit de* l'augmentation croissante des flux de chaleur de l'atmosphère vers le sol, tout au moins jusqu'à la fin de juillet. En se propageant en profondeur, la chaleur diminue rapidement, puisqu'elle est absorbée par la couche de sol comprise entre la surface et le niveau du dégel. La quantité de chaleur emmagasinée dans cette couche est en fonction de la chaleur spécifique du sol. D'autres propriétés thermiques influencent le taux de pénétration du dégel: ce sont la conductivité thermique des couches dégelées, la chaleur cachée liée *à la transformation de la glace en eau au front de dégel* et la chaleur spécifique des couches encore gelées sous le niveau du dégel.

Les propriétés thermiques d'un site donné varient en fonction de la teneur en glace et en eau du sol, c'est-à-dire suivant les taux d'humidité du sol, selon qu'il est gelé ou non. Ces taux d'humidité, à leur tour, dépendent de la granulométrie du sol, des irrégularités de la topographie qui facilitent l'écoulement des eaux et de la quantité des précipitations ou de la vitesse de la fonte des neiges pendant la période qui a précédé la prise de mesures. Malheureusement, nous ne possédons pas de mesures directes des taux d'humidité du sol, mais nous croyons que l'analyse des profils thermiques des divers sites dressés à plusieurs reprises pendant l'été nous permettra de découvrir des variations importantes du degré de diffusion de la chaleur

TABLEAU III

*Profondeurs du front de dégel des divers sites de la région du lac Jourdan, au mois d'août 1978, et évaluations de l'épaisseur de la couche active à la fin de la période de dégel.*

| Sites | Description du terrain | Position du front de dégel (cm) 4-6 août | 21 août | Épaisseur prévue (en cm) de la couche active à la fin de l'été |
|---|---|---|---|---|
| X11 | Lichens, mousses et Éricacées au-dessus de 2 m de débris morainiques sur un replat. | 500 | | 623 |
| C105 | Couvert végétal épars; sous-sol de graviers et gros blocs sur un sommet exposé. | 300 | | 374 |
| C109 | Lichens, mousses et Éricacées avec quelques arbustes au-dessus de 3 m de débris morainiques dans une petite dépression. | 180 | | 200 |
| C111 | Lichens, mousses et Éricacées au-dessus de 4 m de débris morainiques dans un col élevé. | 190 | | |
| A | Traces de véhicule; couvert végétal détruit. Sol sablo-limoneux, organique sur sol minéral. | 107 | | 127 |
| B | Champs de buttes gazonnées au-dessus de sables limoneux (périodiquement inondés). | 92 | 104 | 123 |
| E | Cercles de terre (ostioles) dans moraine délavée sur un replat exposé. | 122 | 144 | 161 |
| G | Forêt clairsemée de mélèzes et épinettes noires avec tapis épais de lichens et de mousses au-dessus de matière organique et de sables limoneux. | 80 | 83 | 98 |
| H3 | Tourbière avec *carex* spp. au-dessus de matière organique; eau à la surface. | 39 | 46 | 50 |
| H4 | Tourbière — butte cryogène avec couvert de lichens et mousses, au-dessus d'une couche de matière organique; pas d'eau à la surface. | 26 | 40 | 45 |
| H5 | Tourbière — butte cryogène avec couvert de lichens et mousses, au-dessus d'une couche de matière organique; pas d'eau à la surface. | 28 | 36 | 42 |
| H10 | *Carex* spp. et mousse noire au-dessus de matière organique; pas d'eau à la surface. | 30 | 34 | 36 |

dans les sols et de leur teneur en eau. Au moins un facteur favorise l'uniformité verticale des conditions d'humidité des sites (sauf le site XII): il s'agit de la granulométrie qui ne varie que très peu à l'intérieur de la couche dégelée. D'ailleurs, une étude des taux d'humidité des sols ayant une granulométrie semblable, à la baie aux Feuilles pendant l'été 1977 (PILON *et al.*, 1979), semble indiquer que les fluctuations verticales d'humidité sont de l'ordre de 10% entre 20 cm et 100 cm dans la couche dégelée, pourcentage qui ne devrait pas faire varier beaucoup les profils thermiques.

Les sites dont la courbe est la plus irrégulière sont les sites XII et A (fig. 8). La discontinuité du taux de pénétration du front de dégel au site XII s'explique par le fait qu'entre 2 et 3 m de la surface, on passe d'une couche de gros blocs avec matrice de sable (un mince tapis morainique) vers la roche en place constituée d'arkose. La teneur en glace de la couche de moraine provoque une absorption élevée de chaleur au moment de la fonte (l'effet de la chaleur cachée), ce qui ralentit la pénétration du front du dégel. Quand le front atteint la roche en place, si les meilleures conditions d'écoulement des eaux de la couche supérieure à travers la surface rocheuse prévalent, le faible pourcentage de glace et d'eau contenu dans la roche (de l'ordre de seulement 0 à 2% si la roche est saturée), permet une pénétration rapide du front de dégel, jusqu'à 5 m à la fin de la période d'observation en août.

Dans le cas du site A, l'irrégularité enregistrée entre le 19 et le 24 juin s'explique par la proximité du lac Jourdan. Un exhaussement du niveau du lac, au moment de la fonte des glaces, l'a rapproché jusqu'à 2 m

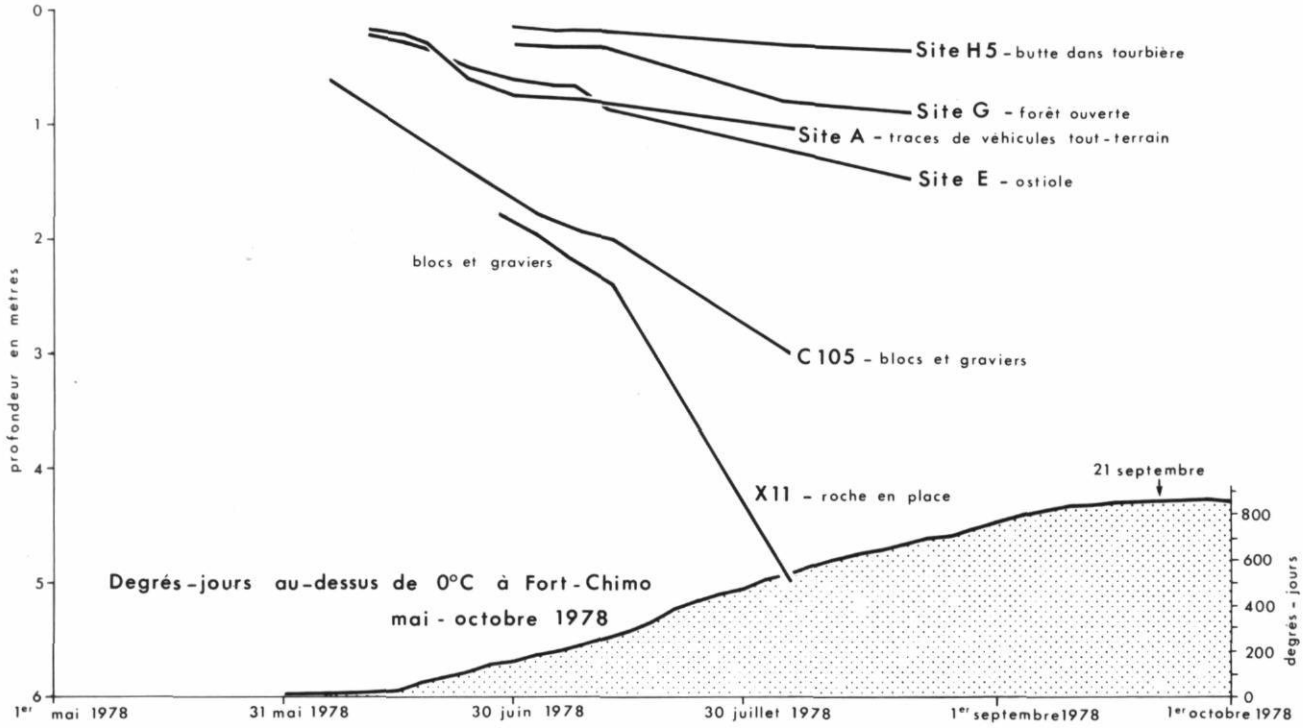



FIGURE 8. Taux de pénétration du front du dégel de six sites représentatifs de la région du lac Jourdan et total cumulatif des degrés-jours au-dessus de 0°C à Fort-Chimo pour une période correspondante.

*Rates of downward progression of the thaw front for six representative sites in the lac Jourdan area, plotted along with the cumulative totals for thawing degree days of screen level at the Fort-Chimo weather station for corresponding dates.*

du site. Ce nouvel apport de chaleur a abaissé brutalement le niveau de la nappe de gel.

L'examen de la figure 8 et du tableau III montre que la vitesse de pénétration du dégel varie beaucoup d'un site à un autre, selon la présence et le type de couvert végétal et selon les différentes teneurs en eau du sol. Dans les sites très humides, mal drainés, dont la surface est habituellement constituée de sédiments riches en matière organique (tourbe ou limons organiques), le niveau inférieur du dégel ne dépasse pas 0,4 à 0,5 m à la mi-août. Dans les sites relativement bien drainés, dont le couvert végétal épais recouvre des sédiments sablo-limoneux, le niveau inférieur du dégel atteint environ 0,9 m. Dans les sites sablo-limoneux dépourvus de végétation, par une action anthropique, comme c'est le cas sur le site A avec le passage d'un véhicule tout-terrain, ou par l'action de processus naturels, comme les cercles de terre (ostioles) du site E, le dégel pénètre jusqu'à 1 ou 1,5 m. Aux sites dont la surface est constituée par la roche en place ou qui sont recouverts de champs de blocs, de graviers et de sables morainiques, au couvert végétal peu dense, le dégel atteint des profondeurs de 3 à 5 m.

Il est clair que ces mesures ne correspondent pas à l'épaisseur totale de la couche active. L'arrivée à la surface de chaleur atmosphérique s'effectue jusqu'à la mi-septembre, puis cette chaleur se diffuse à travers le sol, si bien que le niveau inférieur maximal du dégel ne sera pas atteint avant les premiers mois d'hiver. Le front du dégel, qui ne descend que très lentement, sera alors rattrapé subitement par un front de gel, engendré par la nouvelle vague de froid.

Il existe plusieurs modèles théoriques destinés à évaluer la profondeur maximale de la couche active; JUMIKIS (1977) en critique quelques-uns. Cependant, il y a plusieurs limitations à l'utilisation de ces modèles; l'absence de données sur la teneur en eau du sol, la variable la plus importante, nous empêche de les utiliser pour le moment. Néanmoins, nous pouvons évaluer la position approximative du niveau inférieur du dégel à la fin de la période de réchauffement atmosphérique en faisant des corrélations graphiques entre les différentes positions du niveau du dégel à plusieurs dates entre la mi-juin et la mi-août et les totaux cumulatifs des degrés-jours au-dessus de 0°C. La figure 9 montre une très bonne corrélation linéaire entre les transformations logarithmiques de ces deux variables.

En nous servant de la figure 9, nous pouvons faire les extrapolations linéaires jusqu'à la date à laquelle les degrés-jours positifs cessent de s'accumuler (dans

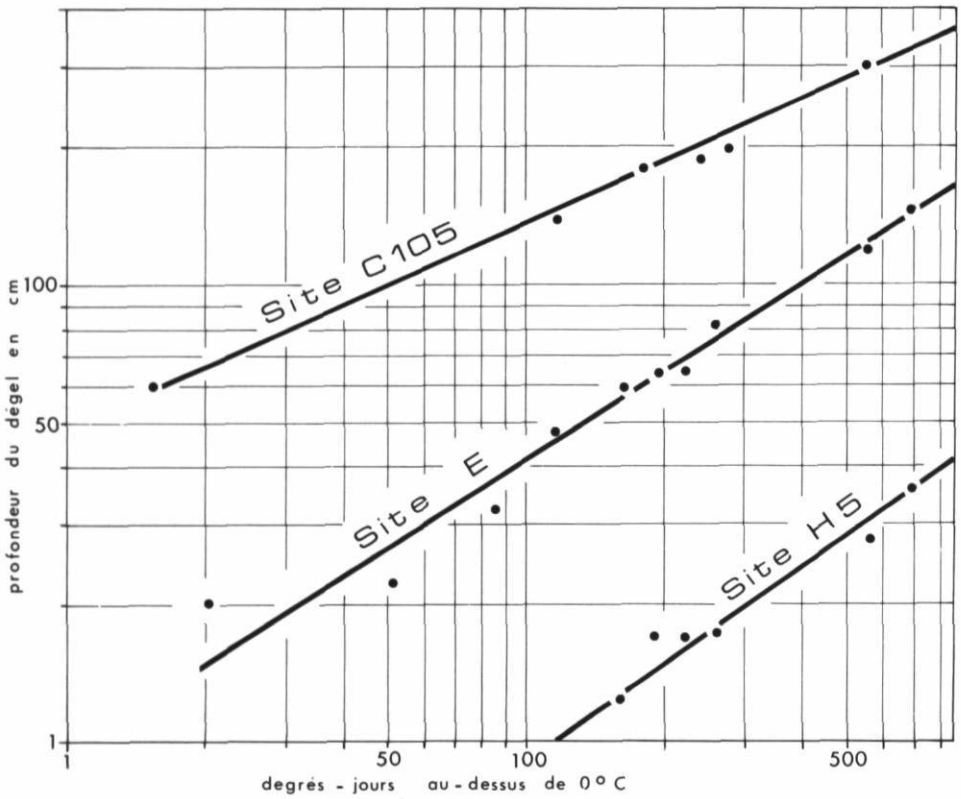



FIGURE 9. Corrélations entre les transformations logarithmiques des profondeurs des fronts de dégel et les totaux cumulatifs des degrés-jours au-dessus de 0°C pour la même période de l'été 1978.

*Correlations between logarithmic transformations of thaw front depths and cumulative totals for thawing degree days at screen level at Fort-Chimo weather station for corresponding dates in 1978, plotted for three sites. Note the extrapolations to the end of the thaw season in mid-September.*

ce cas le 21 septembre), afin d'obtenir une évaluation assez juste de l'épaisseur de la couche active à cette date. Il faudra faire des corrections mineures, si les conditions d'humidité des sols ont varié à la fin de l'été dans la couche dégelée, ou si le front de dégel traverse des couches dont la teneur en glace varie beaucoup. Après la fin de septembre, nous ne sommes pas en mesure de décrire la dernière phase d'évolution de la couche active, mais les données obtenues par ANNERSTEN (1964) pour la région de Schefferville suggèrent que les températures à 2 ou 3 m de profondeur dans les sites caractérisés par un mince tapis morainique sont maximales avant la mi-octobre. Ainsi, nous croyons que, jusqu'au 21 septembre, nos évaluations de l'épaisseur de la couche active sont justes pour la saison estivale de 1978.

## CONCLUSION

Nos recherches dans la région du lac Jourdan dans la fosse du Labrador, à 100 km à l'ouest de Fort-Chimo, nous ont permis d'observer une présence continue du pergélisol, sauf peut-être sous les plus grands lacs. Cette constatation nécessitera une légère modification des dernières cartes de BROWN (1977) et de IVES (1979), pour les basses terres de la côte sud-ouest de la baie d'Ungava et confirme les conclusions de GRAY et PILON (1976) sur la continuité du pergélisol dans la région de la baie aux Feuilles, à 70 km au nord.

L'épaisseur de la couche active, dans la région, varie entre 50 cm et 6 m, selon le taux de diffusion thermique et la nature du couvert végétal. La proximité du pergélisol de la surface et son régime thermique indique qu'il n'est pas relique, mais en équilibre avec le climat actuel.

Le pergélisol a une épaisseur d'environ 200 m sur le plateau à la limite de la ligne des arbres. Nous n'avons pu mesurer son épaisseur dans les fonds de vallées, mais nous croyons que le pergélisol sera plus mince dans les sites protégés, là où le couvert nival est plus épais.

Les fluctuations observées dans les profils thermiques enregistrés dans la roche en place ne peuvent pas encore être expliquées de façon satisfaisante. Néanmoins nous avons fait le point sur deux interprétations possibles: celle reliée aux changements séculaires du climat et celle reliée aux variations de la topographie et du couvert nival à proximité des trous.

S'il nous était possible de faire fondre la glace dans un ou deux des trous de forage les plus profonds, nous serions peut-être en mesure de recueillir de nouvelles données sur les fluctuations climatiques de l'Holocène supérieur, en nous servant d'un modèle semblable à celui de TAYLOR et JUDGE (1979) pour Purtuniq sur la côte nord de l'Ungava. Ces données viendront s'ajou-

ter aux autres renseignements paléoclimatiques que Lauriol et Gray recueillent dans cette région.

## REMERCIEMENTS

Ces recherches ont été rendues possibles grâce à des subventions du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, du Conseil national de la recherche en sciences naturelles et génie et du Centre d'ingéniérie nordique de l'École polytechnique. L'aide matériel et logistique de la Compagnie pétrolière Impériale et du ministère de la Défense nationale a été très appréciée. Nous tenons tout particulièrement à remercier M. Warren Boyd, géologue au service de l'Impériale pour ses conseils et son aide sur le lieu de travail. M. Alan Judge a effectué pour nous plusieurs analyses sur la conductivité thermique au laboratoire de la direction de la Physique du Globe et il nous a offert ses précieux conseils. Nous voulons aussi mentionner les étudiants et les autres personnes qui nous ont assistés: John Carmichael, Benoît Allen, Louis Baron-Lafrenière, Pierre Vincent, Denis Pichette, Guy Borduas et Bernard Lauriol. Enfin, nous remercions Nicole Carette et Pierre Gangloff pour avoir bien voulu lire le manuscrit et corriger les nombreuses fautes de français commises par le premier auteur.

## BIBLIOGRAPHIE

ANNERSTEN, L. J. (1964): Investigations of permafrost in the vicinity of Knob Lake, 1961-62, in *Permafrost studies of central Labrador-Ungava*, J. B. Bird, édit., McGill Sub-Arctic Res. Papers n° 16, p. 51-129.

BROWN, R.J.E. (1977): Permafrost map, *Hydrological Atlas of Canada*, Can. Comm. Intern. Hydrol. Decade.

BROWN, R.J.E. and KUPSCH, W. O. (1974): *Permafrost terminology*, NRC Canada, Tech. Mem. n° 111, 62 p.

FINDLAY, B. F. et GAGNON, R. M. (1976): Premiers résultats du réseau climatologique de la baie James, texte présenté au *Symposium sur le projet de la baie James*, Montréal, mai 1976.

GRAY, J. T. and PILON, J. A. (1976): Permafrost distribution at Tasijuaq (Leaf Basin) in the south west coast of Ungava Bay, New Québec, *Rev. Géogr. Mont.*, vol. 30, n° 4, p. 367-374.

HILLAIRE-MARCEL, C. (1979): *Les mers postglaciaires du Québec: quelques aspects*, 2 vol., thèse D.Sc., Paris VI, 294 pp.

IVES, J. D. (1960): Permafrost in central Labrador-Ungava, *J. Glaciol.*, vol. 3, p. 789-790.

——(1962): Iron mining in permafrost; central Labrador-Ungava, *Geogr. Bull.*, n° 17, p. 66-77.

——(1974): Permafrost, in *Arctic and Alpine environments*, Ives, J. D. et Barry, R. G., édit., Methuen, Londres, p. 159-194.

——(1979): A proposed history of permafrost development in Labrador-Ungava, *Geogr. phys. Quat.*, vol. 33, n$^{os}$ 3-4.

JUDGE, A. S. (1973): The prediction of permafrost thickness, *Can. Geotech. J.*, vol. 10, n° 1, p. 1-11.

JUMIKIS, A. R. (1977): *Thermal geotechnics*, Rutgers Univ. Press, New Brunswick, New Jersey, 375 p.

NICHOLSON, F. H. (1978): Permafrost distribution and characteristics near Schefferville, Quebec: recent studies, Compte rendu de la *3$^{e}$ Conf. intern. sur le pergélisol*, NRC Canada, vol. 1, p. 428-433.

——(1979): Permafrost spatial and temporal variations near Schefferville, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 33, n$^{os}$ 3-4, p. 265-277.

NICHOLSON, F. H. and GRANBERG, H. B. (1973): Permafrost and snowcover relationships near Schefferville, in *Permafrost: North Amer. Contrib. 2nd Int. Conf.*, p. 151-158.

PAYETTE, S. (1976): Succession écologique des forêts d'épinettes blanches et fluctuations climatiques, Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec, *Can. J. Bot.*, vol. 54, p. 1394-1402.

PAYETTE, S., OUZILLEAU, J. et FILION, L. (1975): Zonation des conditions d'enneigement en toundra forestière, baie d'Hudson, Nouveau-Québec, *Can. J. Bot.*, vol. 53, p. 1021-1030.

PAYETTE, S. et SEGUIN, M. K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 33, n$^{os}$ 3-4, p. 339-358.

PICHETTE, D. R. et PILON, J. A. (1978): Sonde pour profils de température des sols de CRDO, *Centre de Recherches pour la Défense*, Ottawa, Note technique, n° 78-17, 9 p.

PILON, J. A., ANNAN, A. P., DAVIS, L. GRAY, J. T. (1979): Comparison of thermal and radar active layer measurement techniques in the Leaf Bay area, Nouveau-Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 33, n$^{os}$ 3-4, p. 317-326.

SEGUIN, M. K. (1978): Temperature electrical resistivity relationship in continuous permafrost at Purtuniq; Ungava peninsula, Compte rendu de la *3$^{e}$ Conf. intern. sur le pergélisol*, NRC Canada, vol. 1, p. 137-144.

TAYLOR, A. et JUDGE, A. S. (1979): Permafrost studies in northern Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. 33, n$^{os}$ 3-4, p. 245-251.

THOM, B. G. (1969): New permafrost investigations near Schefferville, P.Q., *Rev. géogr. Montr.*, vol. 23, n° 3, p. 317-327.

WILSON, C. V. (1971): *Atlas climatologique du Québec*, Service de l'Environnement atmosphérique du Canada, Toronto.