

- Ives, J. D.
1962 : Indications of recent extensive glacierization in north-central Baffin Island, N.W.T. *J. Glaciol.*, v. 4, no. 32, 197-205.
- Jochimsen, M.
1966 : Ist die Grösse des Flechtenthallus wirklich ein brauchbarer Masstab zur Datierung von glazialmorphologischen Relikten. *Geog. Annaler*, v. 48A, no. 3, 157-164.
- Krumbein, W. C. and Pettijohn, F. J.
1938 : *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton Century Crofts, New York, 549 p.
- Littlewood, C. A.
1952 : Gravity measurements on the Barnes Ice Cap, Baffin Island. *Arctic*, v. 5, no. 2, 118-124.
- Løken, O. H.
1965 : Postglacial emergence at the south end of Inugsuin Fiord, Baffin Island, N.W.T. *Geog. Bull.*, v. 7, 3-4, 243-258.
- Løken, O. H. and Andrews, J. T.
1966 : Glaciology and chronology of fluctuations of the ice margin at the south end of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, N.W.T. *Geog. Bull.*, v. 8, no. 4, 341-359.
- Nichols, Robert L.
1952 : Marine and lacustrine ice-pushed ridges. *J. Glaciol.*, v. 2, no. 13, 172.
- Price, R. J.
1965 : The changing proglacial environment of the Casement Glacier, Glacier Bay, Alaska. *Inst. Brit. Geog. Trans. and Papers*, no. 36, 107-116.
- Rand Corporation
1963 : A report on the physiographic conditions of central Baffin Island and adjacent areas, N.W.T. Canada. Memorandum R.M. - 2837-1-PR, 270 p. USAF Project Rand.
- Reger, R. D. and Péwé, T. L.
1968 : Lichenometric dating in the central Alaska Range: in Péwé, T. L. *The periglacial environment (in press)*.
- Sim, V. W.
1961 : 1961 field notes: Home Bay Map Sheet, Baffin Island, N.W.T., *Geog. Br.*, 44 p. mimeo., (unpub.).
- Smithson, B. B.
1965 : The glacial geomorphology of the Upper Isortoq River, Baffin Island, N.W.T. Unpub. M.Sc. thesis presented to Univ. Western Ontario.
- Ward, W. H.
1952 : The physics of deglaciation in central Baffin Island (with appendix by M. E. Hale). *J. Glaciol.*, v. 2, no. 11, 9-23.
1959 : Ice action on shores. *J. Glaciol.*, v. 3, p. 437.
- Weertman, J.
1961 : Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glaciol.*, v. 3, 965-978.

LES PINGOS DE L'ILE PRINCE-PATRICK (76°N - 120°W)

A. Pissart*

RÉSUMÉ

Plus de 150 pingos ont été observés sur l'île Prince-Patrick. La majorité de ces buttes de glace d'injection se groupent en deux ensembles distincts:

Le premier comprend plus de 100 pingos situés sur la surface sommitale de l'île à une altitude voisine de 100 m. Ces formes s'alignent en deux rangées parallèles et se présentent généralement sous forme de buttes circulaires en plan, dont la hauteur et le diamètre n'excèdent pas respectivement 13 m et 250 m. Ne présentant aucune trace certaine d'évolution actuelle et ne montrant aucune relation avec la topographie, ces formes existent aussi bien dans les vallées que sur les sommets. Il est vraisemblable qu'elles sont en relation avec une structure géologique profonde.

Le second groupe de pingos est constitué de buttes qui sont situées à une altitude proche du niveau de la mer, au fond de deux baies éloignées l'une de l'autre de plus de 90 km. A côté de formes circulaires caractéristiques, appartiennent surtout à ce groupe des pingos allongés semblables à des eskers. Des coupes observées ont montré la disposition des couches dans le flanc des pingos et aussi le noyau de glace d'injection. Ils paraissent nés à la suite d'un mouvement positif du niveau de la mer ayant ennoyé la baie et causé la fusion de la partie supérieure du permafrost. Le rétablissement ultérieur du permafrost aurait été à l'origine de l'apparition de cette glace d'injection.

Quelques autres pingos, d'un type différent, ont été reconnus sur l'île.

ABSTRACT

More than 150 pingos have been observed on Prince Patrick Island. The majority of these domes of injected ice may be divided into two distinct groups:

The first group is made up of more than 100 pingos located on the surface of the island's summit at an altitude of about 100 metres. They are aligned in two parallel rows of domes, circular in ground plan, whose height and diameter do not exceed 13 metres and 250 metres respectively. Presenting no positive trace of present day evolution and showing no relationship with the topography, these forms exist in the valleys as well as on the summits. They are possibly related to some deep geological structure.

The second group of pingos is made up of domes at an altitude close to sea level and situated at the head of two bays more than 90 km distant from each other. In this group particularly are elongated pingos resembling eskers as well as those with the characteristic circular shape. Observed cuts have shown the arrangement of layers in the sides of the pingos as well as the core of injected ice. They appear to have developed following a definite change of sea level which drowned the bay and resulted in the melting of the upper permafrost. The later re-establishment of the permafrost may have begun with the appearance of this injected ice.

Other pingos of a different type have also been recognized on the island.

MS submitted May, 1966

*M. Albert Pissart est Chargé de Cours Associé au Laboratoire de géologie et de géographie physique de l'Université de Liège, dont le Professeur Paul Macar est

le Directeur. Pendant ses recherches dans l'Arctique, M. A. Pissart était employé par la Direction de la géographie à titre temporaire.

INTRODUCTION

Au cours de la dernière décennie, les recherches portant sur les pingos se sont multipliées. Nous rappellerons notamment les publications de F. Müller (1959), de J. Ross Mackay (1962), de G. W. Holmes, D. M. Hopkins et H. L. Foster (1963), et de G. C. Maarleveld.

De ces travaux, il résulte principalement que deux types de pingos, génétiquement différents, ont été reconnus dans l'Arctique. Cette distinction, déjà proposée par Porsild en 1938, paraît être aujourd'hui largement admise.

Le premier type de pingo est bien représenté dans le delta du Mackenzie. Il est constitué par des formes localisées dans des lacs peu profonds ou actuellement asséchés, et leur genèse est liée à cette position particulière. En effet, sous les lacs de l'Arctique dont la profondeur dépasse l'épaisseur de la glace d'hiver, le sous-sol n'est pas gelé et cela, même si dans la région existe un permafrost continu et profond. Si, à la suite d'un remblaiement ou d'une baisse de niveau lacustre, l'épaisseur de la lame d'eau diminue, le contenu du lac est en hiver entièrement transformé en glace, et le fond du lac lui-même commence à geler. De la sorte, le permafrost voisin progresse et vient conquérir la zone située sous le lac. Cette progression détermine l'encerclement d'une poche de sédiments gorgés d'eau et non gelés, par un sol gelé imperméable. L'augmentation de volume consécutive à la transformation en glace de l'eau de cette enceinte engendre une pression élevée qui injecte de l'eau profonde dans les couches supérieures où elle vient former le noyau de glace d'un pingo en croissance.

Ce mécanisme exige la présence d'un sol gelé profond et permanent qui correspond à un climat très rigoureux. La température moyenne annuelle des régions nord américaines où existe ce type de pingo varie selon Holmes, Hopkins et Foster, entre 12° et 22°F (-11° et -5,5°C).

Le second type de pingo apparaît dans des régions présentant un relief bien marqué. Des pentes sont en effet indispensables pour déterminer leur apparition. Ici, la pression nécessaire à l'injection n'est plus engendrée par le gel lui-même, mais par une circulation d'eau souterraine se produisant sous une couche gelée et alimentée par de l'eau superficielle descendant du versant. L'injection d'eau dans les couches supérieures gelées s'effectue en des

endroits situés en contrebas et où la couche supérieure gelée est moins résistante.

Les conditions climatiques nécessaires à l'apparition de ce type de formes sont bien moins rigoureuses que les précédentes. Les auteurs déjà cités mentionnent pour les pingos de l'intérieur de l'Alaska des températures moyennes annuelles de l'air variant entre 22° et 28°F (-5,5° et -2,2°C). Des pingos du même type ont cependant été décrits au Groenland par F. Müller dans des conditions plus rigoureuses, la température moyenne annuelle y atteignant parfois -10°C.

Nous avons montré dans un article récent (Pissart, 1965) que des traces de pingos existent en Belgique dans une situation topographique qui exclut les deux hypothèses génétiques décrites précédemment. Ces traces de pingos ont en effet été trouvées au sommet d'une crête relativement étroite où les mécanismes vus plus haut n'ont pu se produire.

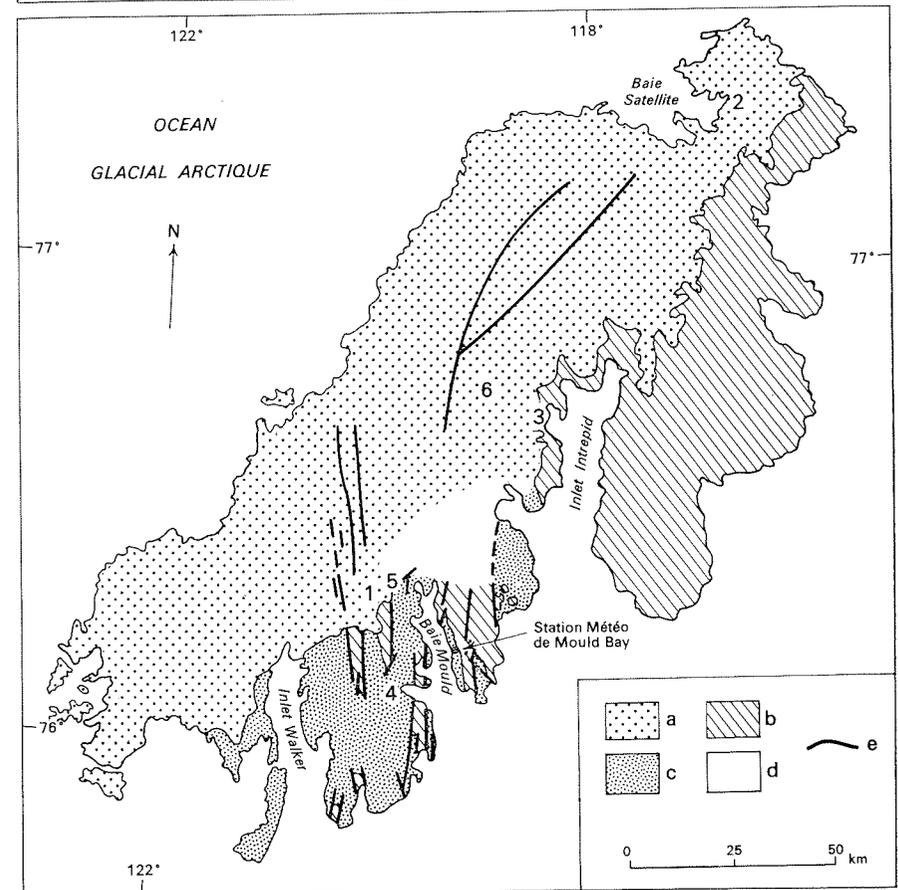
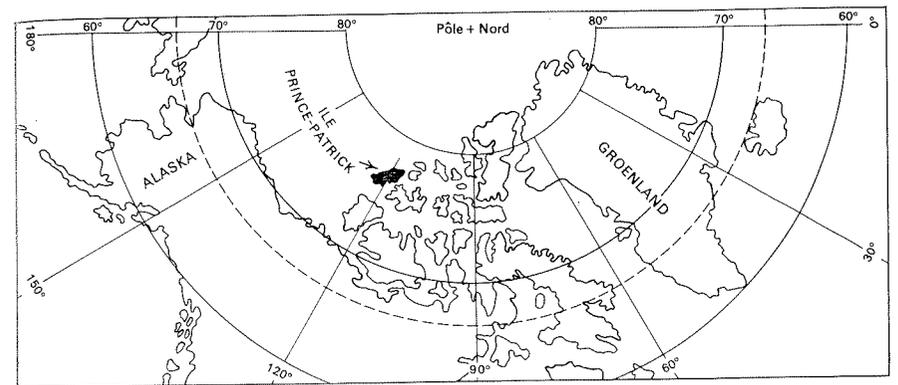
Plusieurs auteurs pensaient d'ailleurs avant nous que d'autres types de pingos existaient, puisque J. Ross Mackay (1962, p. 22) et F. Müller (1959) ont signalé quelques pingos qui n'appartiennent à aucune des deux catégories décrites plus haut. Les pingos de l'île Prince-Patrick, que nous allons présenter, sont également des formes d'une catégorie distincte et, à ce titre, ils méritent une attention spéciale.

GÉOLOGIE, HISTOIRE GEOMORPHOLOGIQUE RECENTE ET CLIMAT DE L'ÎLE PRINCE-PATRICK

L'île Prince-Patrick fait partie des îles Reine-Elisabeth et s'étend principalement entre le 76° et le 77° parallèle, de part et d'autre du 120° méridien de longitude ouest (Figure 1).

Située au bord de l'Océan glacial arctique, les deux tiers de sa surface se présentent comme une plaine maritime typique, en pente douce vers l'ouest et drainée par un réseau

FIGURE 1
Grands traits de la géologie de l'île Prince-Patrick, d'après Tozer et Thorsteinsson (1964, Figure 12).
a. Formation de Beaufort (Tertiaire ou Pléistocène).
b. Pennsylvanien, Permien, Mésozoïque et Tertiaire.
c. Ordevicien, Silurien et Dévonien.
d. Inconnu.
e. Failles.
1 à 6: emplacements des pingos étudiés.



dendritique caractéristique. Le substratum de cette région est constitué de couches subhorizontales de sables et de graviers reposant en discordance de stratification sur les formations secondaires et primaires qui affleurent à l'est de l'île. C'est sur cette formation sablo-graveleuse, appelée formation de Beaufort que se localise la majorité des pingos que nous avons étudiés. Bien que de très nombreux débris de bois y soient conservés, l'âge de cette formation de Beaufort n'est pas connu. Les auteurs qui l'ont étudiée (Tozer et Thorsteinsson, 1964, p. 167) ont établi qu'il s'agissait d'un dépôt datant du Tertiaire ou du début du Quaternaire. A en juger par l'importance de l'érosion postérieure à la mise en place de ces sédiments, nous pensons qu'il s'agit plutôt d'une assise d'âge tertiaire.

Les formations inférieures dont l'âge est tantôt dévonien et tantôt secondaire sont généralement peu inclinées. Toutefois, des failles radiales les découpent (Figure 1) et, comme Tozer et Thorsteinsson (1964, p. 20) l'ont observé, certains de ces accidents paraissent affecter la formation de Beaufort. En effet, ces auteurs ont remarqué sur photos aériennes, l'existence de lignes droites ou légèrement arquées, longues de plus de 50 km qui n'apparaissent pas dans la topographie, mais séparent des régions présentant une végétation légèrement différente. Le fait qu'elles prolongent parfois des failles reconnues dans les formations inférieures, explique que Tozer et Thorsteinsson y voient la prolongation des mêmes failles radiales.

L'histoire géomorphologique de la région n'est pas bien connue. Une grande glaciation au moins a recouvert toute l'île ainsi qu'en témoignent de nombreux erratiques. A part quelques très rares roches striées et des traces de nombreux chenaux d'écoulement d'eau de fonte glaciaire, les restes de la glaciation sont très peu apparents. L'érosion postérieure semble montrer qu'il s'agit d'une glaciation ancienne. Fyles (1965, p. 4) exprime la même opinion lorsqu'il écrit que la distribution des erratiques dans la partie est de l'île suggère que la grande glaciation qui les a amenés est antérieure à la dernière période froide.

Au Wisconsin, l'île ne paraît pas avoir subi une glaciation importante. Il est toutefois pro-

bable qu'une calotte glaciaire locale peu épaisse l'ait recouverte sans cependant laisser de traces nettes dans la topographie.

La géomorphologie de l'île Prince-Patrick est donc en grande partie périglaciaire. Le permafrost y est certainement très profond mais aucun sondage n'a été réalisé à ce jour et son extension n'est donc pas connue. Rappelons cependant qu'à 300 km au sud-est, sur l'île Melville, un sondage profond a montré que le sol était gelé jusqu'à une profondeur de 515 m (Hamelin et Jacobsen, 1964, p. 15). Sur photos aériennes, quelques indices d'existence de plages soulevées semblent apparaître. Sur le terrain cependant, aucun coquillage n'a pu être trouvé, les formes d'érosion marine sont peu nettes et, à ce sujet également, les connaissances sont réduites.

Le climat actuel de l'île Prince-Patrick est extrêmement rigoureux. Des observations météorologiques faites à Mould Bay depuis 1948, il résulte que la température moyenne annuelle est de -18°C (-1°F). Le tableau des températures moyennes mensuelles donné en appendice montre que la moyenne mensuelle ne dépasse 0°C , que pendant juillet et août, et que le gel est intense pendant neuf mois par an. La faiblesse des précipitations (moyenne annuelle 81 mm = 3.23 inches) permet de comprendre qu'une calotte glaciaire ne recouvre pas toute l'île de nos jours.

Le tableau des moyennes mensuelles qui rassemble des indications climatiques comparables pour l'île Prince-Patrick et des régions du Groenland et du delta du Mackenzie où ont été observés des pingos, permet de se rendre compte que le climat de la région étudiée ici est beaucoup plus rigoureux.

LES PINGOS, DESCRIPTION ET HYPOTHESES GENETIQUES

L'étude systématique des photos aériennes de l'île Prince-Patrick a révélé l'existence en plusieurs endroits de l'île, de buttes isolées, plus ou moins circulaires qui paraissent à première vue être des pingos. Souvent il a été impossible de décider s'il s'agissait réellement de buttes dues à l'apparition de noyaux de glace d'injection ou s'il s'agissait de simples collines dégagées par le hasard de l'érosion. Nous ne nous attarderons pas à la description des formes hypothétiques et nous décrivons seulement les

pingos indiscutables. La majorité de ceux-ci peuvent être groupés en deux ensembles totalement différents, au point de vue genèse et âge, comme en ce qui concerne leur localisation. Pour ces raisons nous les considérons séparément. Le premier de ces groupes de pingos est localisé à 18 milles (29 km) au nord-ouest de Mould Bay, au sommet de l'île (point 1 de la Figure 1), tandis que le second rassemble des formes apparues au bord de la mer et que nous avons observées près de la baie Satellite et de l'inlet Intrepid (points 2 et 3 de la Figure 1).

LES PINGOS LOCALISES AU SOMMET DE L'ILE, AU NORD-OUEST DE MOULD BAY

Ces pingos ont été reconnus pour la première fois pendant l'été 1964 par J. G. Fyles, chef de la section de la géologie du Pléistocène, ministère de l'Energie, des Mines et des Ressources. Il nous avait autorisé très aimablement à étudier ces formes et a eu la bienveillance de nous communiquer avant notre départ sur le terrain, les photos qu'il en avait prises. Nous l'en remercions très vivement.

Description du relief

Le plateau où se localisent les pingos observés s'étale à 18 milles (29 km) au nord-ouest de la station météorologique de Mould Bay. Il fait partie de la surface sommitale de l'île et les rivières qui y prennent leur source divergent; les unes s'écoulent vers l'ouest en direction de l'Océan glacial arctique, d'autres se dirigent vers le sud-ouest en direction de l'inlet Walker et d'autres encore, s'en vont rejoindre la mer au sud-est, dans la baie Mould.

Ce plateau dont l'altitude est d'environ 100 m est découpé par des vallées peu profondes mais très larges. Celles-ci offrent quelques particularités remarquables; souvent elles se continuent d'un bassin à l'autre sans qu'il existe de véritable tête de vallée. De ce fait, il est absolument impossible de tracer sur les photos aériennes la limite des différents bassins. Elles sont en outre disproportionnées, beaucoup trop larges pour les cours d'eau qui les empruntent aujourd'hui; enfin, elles se recoupent parfois perpendiculairement. Au total, elles sont inexplicables par la simple érosion normale et on ne peut les comprendre que comme des che-

naux d'écoulement glaciaire. Ces chenaux sont, avec quelques erratiques parfois volumineux, les traces les plus apparentes d'une glaciation dont l'ancienneté est attestée par le fait que les formes fluviatiles sont estompées par la solifluxion. Fyles (1965, p. 4) a également observé sur l'île Prince-Patrick une topographie dont l'origine morainique est possible: des collines ressemblant à des kames, et deux rides de graviers qui semblent être des eskers.

De nombreux étangs jalonnent les parties supérieures des vallées. Certains sont dus à la solifluxion qui apporte dans le fond des vallées de nombreux cailloux dont la taille dépasse la compétence des cours d'eau; n'étant pas emportés par l'eau courante, ils s'accumulent et finissent par engendrer des contre-pentes locales. D'autres proviennent de l'obturation des vallées par des pingos et d'autres encore, temporaires cette fois, sont occasionnés par des bancs de neige. Lorsque l'écoulement d'un petit lac dû à l'obturation de la vallée par un banc de neige se fait par une autre issue que le banc de neige lui-même, celui-ci n'est pas incisé par l'eau de fonte et si la neige persiste, ce petit lac subsiste sans doute plusieurs années.

Ajoutons, pour terminer cette description, que ce plateau est modelé dans les sables et graviers de la formation de Beaufort. Souvent, un certain pourcentage de sédiments plus fins est présent dans ces sables et c'est cette fraction fine qui permet le développement des phénomènes de solifluxion dont nous venons de parler.

La Figure 2 dessinée d'après photos aériennes montre la répartition des pingos que nous avons reconnus dans cette région. Elle permet d'observer que ces buttes sont très nombreuses, plus de 130, et qu'elles se groupent en deux alignements ouest sud-ouest — est nord-est, longs de plus de 15 km. Ces alignements très nets, séparés par une zone large de plus de 2 km sans aucun pingo, ne sont nullement en relation avec la topographie. Ils s'étendent selon la direction qui leur est propre sans tenir compte des formes du relief et les pingos qui les constituent sont localisés indifféremment sur les sommets, dans les fonds des vallées, et sur les versants.

En 1965, nous avons parcouru cette région durant sept jours avec W. S. B. Patterson, de

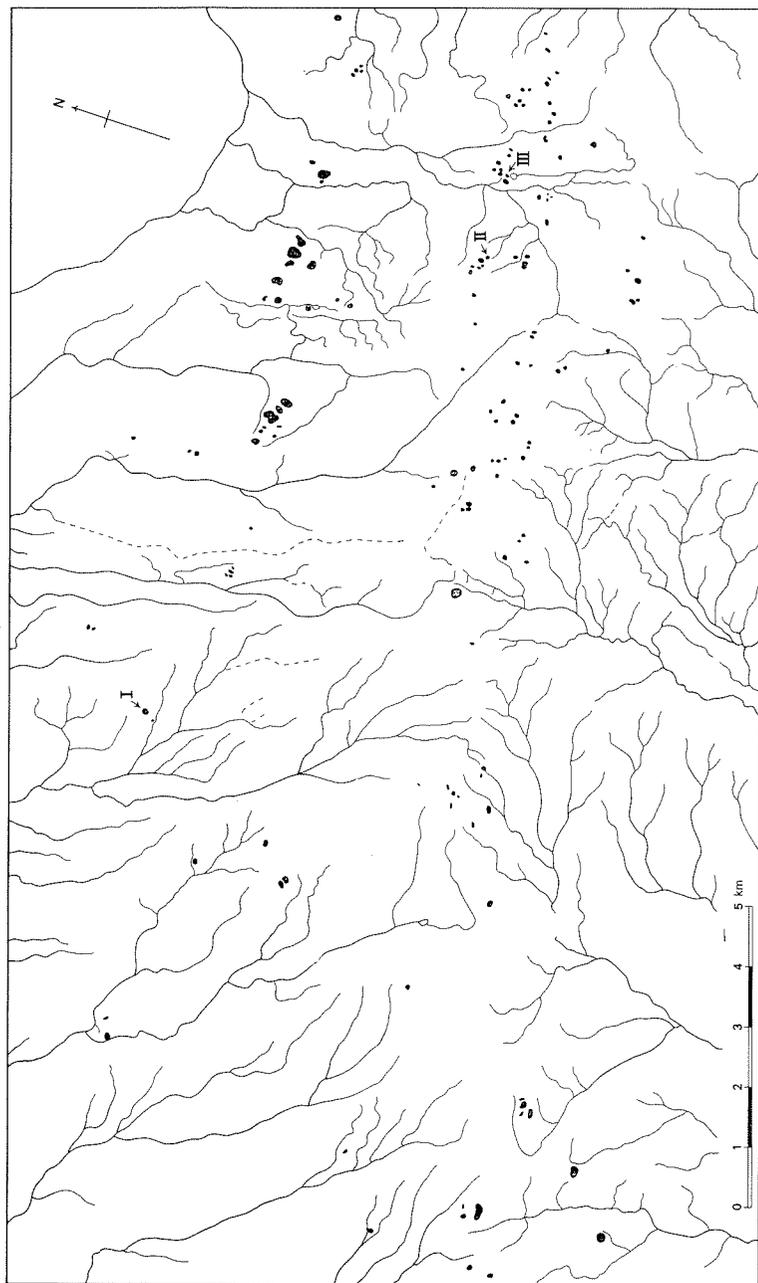


FIGURE 2. Pingos reconnus sur la surface sommitale de l'île Prince-Patrick, 18 milles (29 km) au nord-ouest de Mould Bay. Noter leurs alignements—Carte dessinée d'après des photos aériennes.

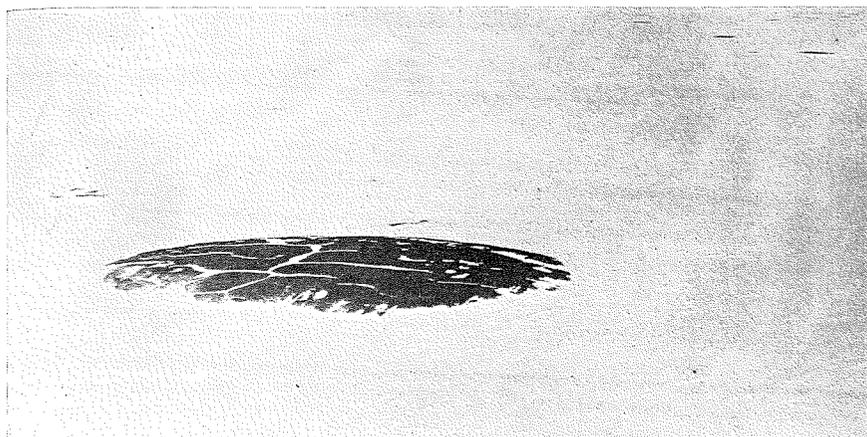


FIGURE 3. Pingo caractéristique, loupe circulaire peu élevée (2 m) au-dessus du plateau et apparaissant clairement au début de juin 1965 parce qu'elle a été dégagée de toute neige par la déflation éolienne.

l'Etude du plateau continental polaire, qui nous a aidés considérablement à effectuer ces mesures et qui a recherché longuement avec nous l'origine de ces formes. Le diamètre moyen des 70 pingos que nous avons mesurés sur le terrain est de 59 m, leur hauteur moyenne est de 3.30 m. Il s'agit donc généralement de formes de faible dimension: les plus petites buttes étudiées ont seulement un mètre de haut et 20 m de diamètre, la plus grande atteint 250 m de diamètre et 13 m de hauteur.

Généralement, ces buttes ont une forme en plan à peu près circulaire (Figure 3); les quelques pingos dont le pourtour dessine un tracé nettement différent sont dus à l'accolement de plusieurs buttes circulaires reconnaissables.

Les formes les plus petites ont le plus souvent un aspect de loupe, de coupole aplatie (Figure 4a). Quelquefois, au sommet de cette coupole existe un sommet plus aigu (Figure 4b). Un aspect en tronc de cône est fréquent pour les formes moyennes (Figures 4c et 4d). Quant aux buttes les plus grandes, elles présentent très généralement un aspect mamelonné irrégulier (Figures 5 et 6), car elles sont parsemées de sommets dont la disposition, vue sur des profils, semble montrer l'existence d'un cratère central (Figures 4e et 4f). Enfin, des buttes nées de la juxtaposition de deux, trois ou quatre formes circulaires bien individualisées ont une forme très variable en fonction de la

disposition des unités qui les constituent (Figure 4g).

Sur le terrain, ces différents types de pingos ne sont généralement pas dispersés sans ordre. Au contraire, ils sont le plus souvent groupés par catégories, qu'il s'agisse des formes les plus simples ou les plus complexes.

De nombreux pingos ont été examinés attentivement en vue de rechercher des traces d'évolution actuelle. Ils sont toujours recouverts de sables et de graviers. Les cailloux forment le plus souvent en surface une espèce de dallage qui, toutefois, ne masque pas totalement les sables sous-jacents. Les cailloux situés sur ces buttes sont souvent recouverts de lichens noirs, indice d'une certaine ancienneté et d'une certaine stabilité. Les éléments présentant un poli éolien sont assez rares, les cailloux à facettes éoliennes sont tout à fait absents. Ceci représente un fait général sur l'île Prince-Patrick, même là où les sables sont abondants. L'éolisation paraît faible parce que les vents violents sont très peu fréquents. (Pissart, 1966).

De légères dépressions ayant la forme des rigoles profondes de 10 à 20 cm dessinent sur ces pingos un réseau de polygones dont le diamètre atteint souvent 20 m. Les cailloux y sont plus nombreux, entassés les uns sur les autres comme si le sable qui les accompagnait avait disparu en profondeur. Parfois, des polygones plus petits de 5 m de diamètre, sont

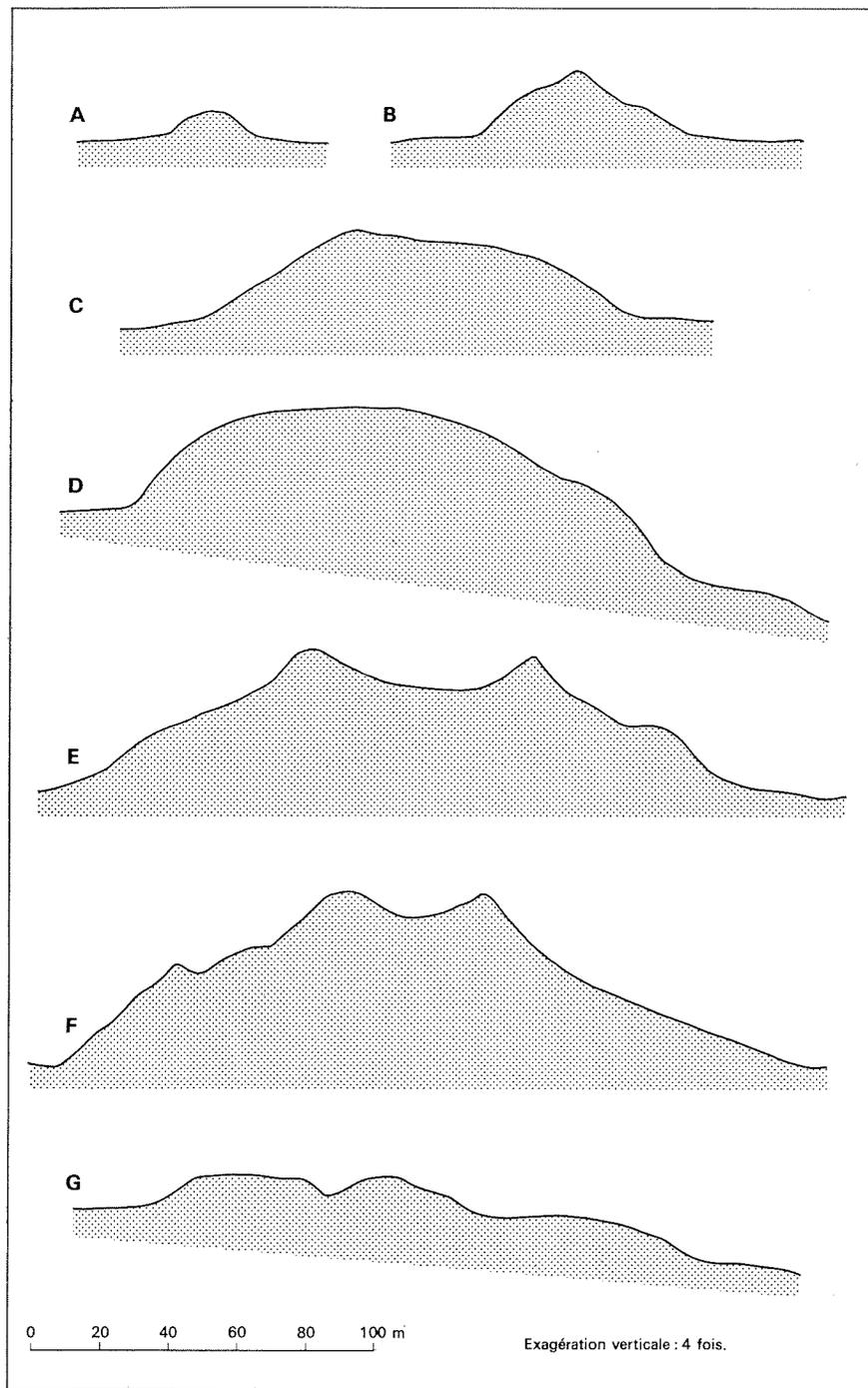


FIGURE 4
 Profils des différents types de pingos reconnus au sommet de l'île à 18 milles (29 km) au nord-ouest de Mould Bay. Ces profils ont été levés sur le terrain à l'aide d'un niveau d'abney et d'un mètre ruban.

emboîtés dans les précédents et pour ceux-ci les fissures qui les limitent sont moins profondes, moins marquées. La persistance de ces accidents sur des pentes fortes atteignait parfois 20 degrés, l'absence de lichens sur les bords de ces polygones où une certaine descente vers le milieu des fissures semble se produire, montrent que ces structures évoluent de nos jours. Nous verrons plus loin, en décrivant les coupes observées, qu'il s'agit de polygones de fente de gel tantôt à remplissage de glace et tantôt à remplissage uniquement minéral.

Comme nous l'avons vu plus haut, la forme des plus grands pingos est souvent irrégulière, car des sommets relativement aigus leur donnent une allure mamelonnée. Souvent ces formes sont associées à de petites dépressions de 1 à 3 m de diamètre et atteignant 50 cm de profondeur. Nous croyons que cet ensemble de faits est le résultat d'un début de fusion d'une masse de glace sous-jacente, noyau central du pingo. Si cette interprétation paraît évidente pour les dépressions fermées, elle demande cependant d'être étayée en ce qui concerne les sommets aigus. Trois arguments peuvent être avancés en faveur de cette façon de voir:

(a) Comme nous venons de le dire, ces sommets secondaires sont associés aux dépressions fermées.

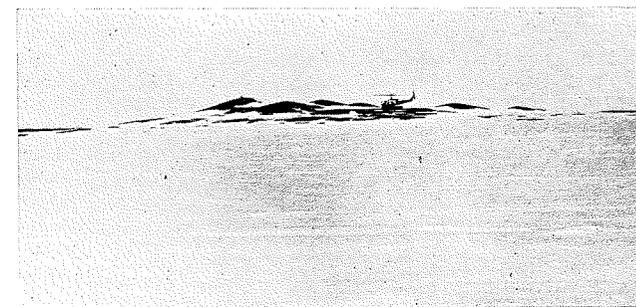
(b) Des buttes identiques ont été observées près de la baie Satellite sur des pingos indiscutablement en fusion (voir Figure 12).

FIGURE 5
 Grand pingo en fusion situé au sommet de l'île à 15 milles au nord-ouest de Mould Bay:

Hauteur maximum: 11 m.
 Diamètre: 210 m.



FIGURE 6
 Même pingo, vue aérienne.



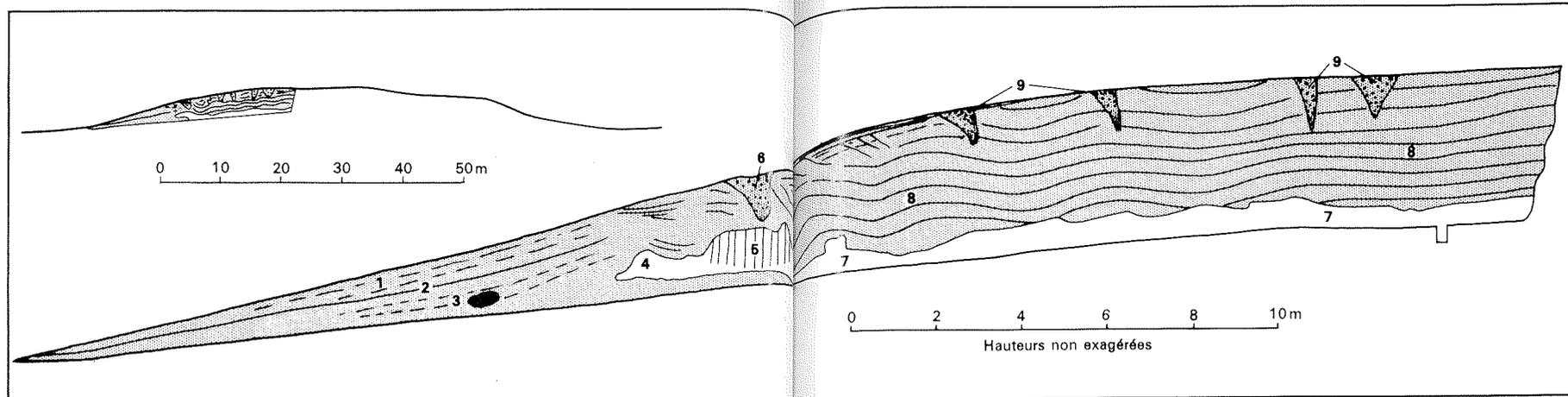


FIGURE 7. Coupe dégagée dans le pingo note II, sur la Figure 2.

1. Sables et petits graviers présentant un litage mal défini: dépôts de pente.
2. Contact peu net avec des sables et graviers plus grossiers.
3. Bloc de pierre de 0,7 x 0,5 x 0,3 m—erratique probable.
4. Glace d'injection probablement. Longueur des plus gros cristaux: 2 cm.
5. Glace de fente en coin, stratifiée verticalement.
6. Coin correspondant, dans la couche active, au coin de glace sous-jacent.
7. Glace d'injection. Dimension des cristaux: 0,2 à 1 cm.
8. Couches de sables et de graviers bien stratifiées et légèrement ondulées: formation de Beaufort probablement en place.
9. Structures de polygones de gel à remplissage minéral.

(c) Les quelques coupes que nous avons dégagées paraissent montrer que si une stratification régulière et parallèle à la surface s'observe sur le versant extérieur du pingo, celle-ci est souvent dérangée à l'emplacement des irrégularités qui existent en son centre, comme s'il s'agissait du résultat d'un affaissement de cette partie.

Les pentes de ces pingos sont généralement inférieures à 20 degrés et sont donc toujours nettement inférieures à la valeur de l'éboulis de gravité. L'inclinaison est la plus forte là où des bancs de neige subsistent tardivement, et c'est visiblement la conséquence de la nivation.

En conclusion, l'aspect des versants de ces pingos ne diffère pas de l'aspect des pentes des vallées voisines: les mêmes polygones de tundra y existent et ces pentes ont généralement une inclinaison inférieure à 20 degrés. Les pentes plus raides sont le résultat de l'action de la nivation. La fusion dont on observe les traces ne paraît pas se produire de nos jours, ou elle est, à tout le moins, si lente qu'elle n'est pas apparente extérieurement. En bref, nos obser-

vations ne montrent aucun signe certain d'une évolution actuelle.

Toutefois, Fyles nous a indiqué un pingo (numéro I sur la Figure 2) qui paraît présenter des traces d'évolution. Appartenant au type B de la Figure 4, il montre un sommet plus aigu au-dessus d'une forme générale de loupe. Ce sommet est dépourvu de lichens et ce fait suggère une évolution récente. Cette observation n'est cependant pas convaincante. La pente la plus forte de ce pingo ne dépasse pas 20 degrés et ne justifie donc pas une évolution plus rapide. La présence d'un sommet plus aigu où la couverture neigeuse est totalement absente pendant l'hiver ne favorise pas la conservation des lichens. Enfin, ce pingo, isolé au milieu d'une région très plane, est un excellent observatoire et il était, lors de notre passage, marqué de nombreuses traces de caribous. Ces animaux, en retournant les cailloux sous leurs pas, contribuent certainement à expliquer la rareté des lichens sur ce sommet. Au total, cette observation ne suffit pas à prouver que ces pingos grandissent de nos jours.

Coupe dans un pingo (Figure 7)

Du 16 au 23 juillet 1966, nous avons dégagé au moyen d'une pompe, une coupe dans le pingo numéro II sur la Figure 2. Situé au sommet d'une colline, ce pingo a été choisi parce qu'il présentait des conditions favorables à l'utilisation de la pompe, c'est-à-dire une pente suffisante et la proximité d'un petit lac temporaire fermé par un névé.

Le fait principal est la présence, entre 1.20 et 3 m de profondeur, d'une masse de glace continue. Il s'agit généralement d'une glace pure transparente et constituée de cristaux ayant de 0.5 à 2 cm de longueur, sans orientation préférentielle. Nous pensons qu'il s'agit de la glace même du pingo.

Ce noyau de glace a soulevé, en les déformant légèrement, les couches sablo-graveleuses de la formation de Beaufort. Ces dépôts, bien stratifiés et comprenant beaucoup de débris de bois, paraissent bien en place. A première vue, la masse de glace semble suivre un joint de stratification. Un examen plus détaillé montre qu'il n'en est rien: elle tronque les couches surincombantes. En deux endroits seulement, et chaque fois sur une longueur ne dépassant pas 1 m, existe à proximité de la glace une petite couche d'argile d'environ 0.5 cm d'épaisseur. Ailleurs, des sables et des graviers surmontent directement la glace.

A l'endroit marqué 5 sur la Figure 7, la glace montre des caractères différents. Elle

présente une allure verticalement stratifiée, les inclusions sont beaucoup plus nombreuses d'où sa couleur blanche et elle est pénétrée à la partie supérieure de fines stries verticales de sable. Il s'agit là d'un coin de glace (ice wedge) qui correspond en surface à l'une des légères dépressions qui dessinent le réseau polygonal décrit précédemment. A proximité de ce coin de glace, les couches sont très déformées et dessinent un synclinal pincé, sans doute en relation avec la croissance de cette structure.

La pente extérieure qui est en fait le versant d'une vallée est constituée de sables et de graviers remaniés et descendus sur la pente. En 3, un gros bloc que nous pensons être un erratique — car il paraît dépasser la compétence du courant d'eau qui a amené la formation de Beaufort — semble indiquer que ce dépôt de pente a une épaisseur de près de 1.50 m.

A la partie supérieure de la coupe, plusieurs coins de sable et de graviers apparaissent. Ils ne dépassent pas 1.2 m de profondeur tandis que leur largeur atteint au maximum 0.6 m. Développé dans la «zone active» du sol, ces structures ne comprennent pas de glace. Il s'agit de formes semblables aux *sand wedges* de Péwé (1959) ou aux *ground veins* des auteurs russes (Dylik, 1966). Au sein de ces coins, existe un triage net. Les éléments plus petits descendent plus rapidement que les éléments plus volumineux, dans les fissures qu'ouvre chaque

année la rétraction thermique du sol. L'existence et le développement concomitant de coins de glace dans le permafrost et de coins de sable et de graviers dans la «zone active», paraissent pouvoir s'expliquer par la différence de teneur en glace qui permettrait à la couche superficielle, en raison de sa moindre cohésion et de sa faible épaisseur, de s'ouvrir en un réseau de polygones à mailles plus petites que celles séparant les coins de glace (Pissart, 1967).

Dans un autre pingo (III sur la Figure 2), une section a été également réalisée. Ne dépassant pas 2 m de profondeur, elle n'est pas parvenue jusqu'au noyau de glace du pingo. Des coins de sable et de graviers y découpaient également la «zone active».

INTERPRÉTATION, GENÈSE ET ÂGE DES PINGOS

Résumons d'abord brièvement les principales observations dont l'explication de la genèse et de l'âge de ces pingos doit rendre compte.

(a) Leur disposition en deux lignes parallèles, qui ne sont ni en relation avec la topographie, ni avec l'hydrographie, ni même avec une quelconque structure visible en surface.

(b) Leur apparente stabilité actuelle: sauf dans un cas douteux, aucun mouvement ne semble se produire de nos jours.

(c) Leur volume parfois appréciable: le plus grand de ces pingos a élevé une masse de plus de 150,000 mètres cubes (m^3) au-dessus de la surface du sol. Si cette masse provient de l'augmentation de volume consécutive à la congélation d'eau en système fermé, la quantité d'eau qui lui a donné naissance devait être neuf fois supérieure, soit atteindre 1,350,000 mètres cubes (m^3).

(d) Leur âge postérieur à la grande glaciation qui a recouvert l'île, car ils sont parfois localisés au sein des chenaux creusés par les eaux de fonte de ce glacier.

Il est absolument indiscutable que ces pingos ne sont pas des formes nées de phénomènes se passant uniquement dans la partie tout à fait supérieure du sol. L'absence totale de relation avec les faits de surface l'établit définitivement. Il est en outre certain que leurs alignements sont dus à une structure géologique mais celle-ci doit être profonde. Il peut s'agir, soit de couches argileuses au sein de la formation de Beaufort, soit d'une structure géologique plus profonde développée sous cette formation. La

première hypothèse est gratuite, tandis que la seconde, par contre, trouve un certain appui dans la carte géologique de Tozer et Thors-teinsson. En effet, la carte que nous avons reproduite (Figure 1) montre que le substratum est affecté de failles; si celles-ci ont presque toutes une direction nord-sud, qui ne correspond pas à l'orientation des lignes de pingos reconnus, il en est cependant une autre orientée et localisée près du lac Landing qui semble se trouver dans le prolongement de la suite de buttes méridionales. Il nous paraît de ce fait possible que les deux alignements observés jaillissent des lignes de failles masquées sous l'épaisseur de près de 50 m des sables et graviers de la formation de Beaufort.

Si l'on admet que ces pingos sont en relation avec des failles affectant le socle, deux hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer leur naissance. La première consiste à croire que les failles ont permis la venue d'eau profonde, la seconde, que les failles ont déterminé la présence de véritables pièges géologiques retenant captive, dans les sables de Beaufort, une masse d'eau qui, en se congelant en système fermé, a donné les injections observées.

La première de ces hypothèses, venue d'eau profonde depuis ces failles et à travers le permafrost, est à priori très satisfaisante, l'épaisseur de la formation de Beaufort surincombante permettant de comprendre pourquoi l'alignement des pingos n'est pas parfait.

Par ailleurs, la dimension des formes que nous avons observées correspond bien à celle de pingos dus à la montée d'eau venant de la partie inférieure du permafrost puisque pour Shumskii (1959), ce type de forme atteint 10 à 12 m et parfois même 15 à 17 m. Toutefois, cet auteur souligne que ce type de butte de glace d'injection n'existe qu'en bordure de la zone à permafrost, là où l'épaisseur du sol toujours gelé est faible. Or, quand on se souvient que sur l'île Melville voisine, le permafrost à une épaisseur de plus de 500 m et qu'il est vraisemblablement aussi profond ici, cette hypothèse perd son attrait. Il est en effet peu probable que de l'eau ait pu trouver un chemin au travers d'une telle épaisseur de terrain gelé. Il serait par ailleurs tout à fait gratuit d'admettre que le permafrost soit ici moins épais, car rien ne conduit à penser que le gradient géothermique soit localement plus élevé.

Accepter que le permafrost épais actuel constitue réellement une barrière à la venue d'eau profonde, conduit à penser que ces formes sont nées avant l'apparition de cette barrière, soit peut-être au début du Wisconsin. Rien ne s'oppose en effet à ce que nous considérions ces pingos comme très anciens. Il est possible que ce soit l'établissement du permafrost lui-même qui, comme dans les pingos du type Mackenzie, ait déterminé l'apparition d'enceintes fermées et ait donné par la suite la pression nécessaire aux injections d'eau vers la surface. Dans ce cas, les alignements correspondraient à des «pièges» de nappe aquifère qui seraient peut-être également à mettre en relation avec la présence des failles dont nous avons parlé plus haut.

Seules, des recherches géophysiques déterminant à quoi correspondent en profondeur les alignements observés, semblent susceptibles d'apporter des éléments nouveaux capables de faire progresser la connaissance de la genèse de ces pingos.

Signalons de plus, qu'y voir des formes nées du refroidissement initial du climat n'est que reprendre l'explication proposée par Leffingwell en 1919 (p. 154) pour les pingos de l'Alaska.

De toute façon, leur localisation au sommet de l'île et loin de tout lac, fait de ces pingos indiscutablement des formes qui n'appartiennent ni au type Groenland, ni au type Mackenzie.

LES PINGOS SITUÉS AU BORD DE LA MER PRÈS DE LA BAIE SATELLITE ET DE L'INLET INTREPID

Des pingos d'un type entièrement différent ont été observés dans deux baies localisées aux points 2 et 3 de la Figure 1 et situées, l'une au nord-ouest de l'île au fond de la baie Satellite, l'autre dans un golfe secondaire de l'inlet Intrepid. Ces pingos sont apparus d'un côté comme de l'autre à une altitude très proche du niveau actuel de la mer et au milieu de dépôts alluviaux. Leur genèse est liée à cette position. Il est donc nécessaire de décrire les complexes géomorphologiques où ils se localisent.

LA BAIE SATELLITE

Comme il est possible de l'apercevoir en partie sur la Figure 8, un grand glacier s'étend

à l'est de la baie Satellite sur une largeur qui a en moyenne 2 km. Il a été suivi depuis l'extrémité nord de la baie sur une longueur de près de 10 km; il se continue donc en dehors de la Figure 8 sur près de 5 km. Il s'agit d'une plaine d'épandage, de profil légèrement concave, qui se poursuit vers l'amont par de larges vallées mortes. Sa pente générale varie de 0.6 degrés au sommet à 0.3 degrés à l'aval. Cette diminution d'inclinaison s'accompagne d'une diminution de la dimension des cailloux qui en recouvrent la surface. La plus grande longueur des gros éléments passe progressivement de 20 cm de longueur en Y sur la Figure 8, à seulement 8 cm, 1.5 km en aval soit en X sur la même Figure. De même entre V et W, la plus grande dimension des cailloux diminue progressivement et la médiane de 5 mesures de centile effectuées en surface tous les 200 mètres ont donné les valeurs suivantes: 12.5cm, 12.5cm, 11.5cm, 11cm, 10cm, 8.5cm, 6cm, 7.5cm, 4.5cm. Ailleurs, sur cette plaine d'épandage glaciaire existe une diminution générale de la taille des plus gros éléments, mais elle est beaucoup plus irrégulière, des apports des versants y occasionnent des perturbations. En outre, des emboîtements de niveaux existent localement comme par exemple celui de la partie T, en contrebas par rapport aux surfaces situées de part et d'autre.

Le glacier a, par ailleurs, au débouché des vallées d'amont une allure générale de cône très surbaissé que soulignent les polygones de tundra; ceux-ci sont en effet quadrangulaires et leurs bords suivent deux directions: les uns s'allongent selon la ligne de plus grande pente et ont un tracé rayonnant, les autres suivent plus ou moins les courbes de niveau et dessinent de ce fait des portions de cercle dont le centre est situé au débouché des vallées.

Ce grand glacier est inexplicable par la simple érosion normale. Le bassin des vallées qui y débouchent est en effet dérisoire, leur longueur en amont ne dépassant généralement pas 2 km. Par ailleurs, la ligne de partage des eaux de l'île est elle-même très proche, à environ 4 km à l'est, et de ce fait, aucune capture ou changement dans le drainage ne peuvent être envisagés pour expliquer les grands débits dont nous retrouvons les traces.

Pour ces raisons, nous croyons que ce grand glacier est une plaine d'épandage glaciaire, trace

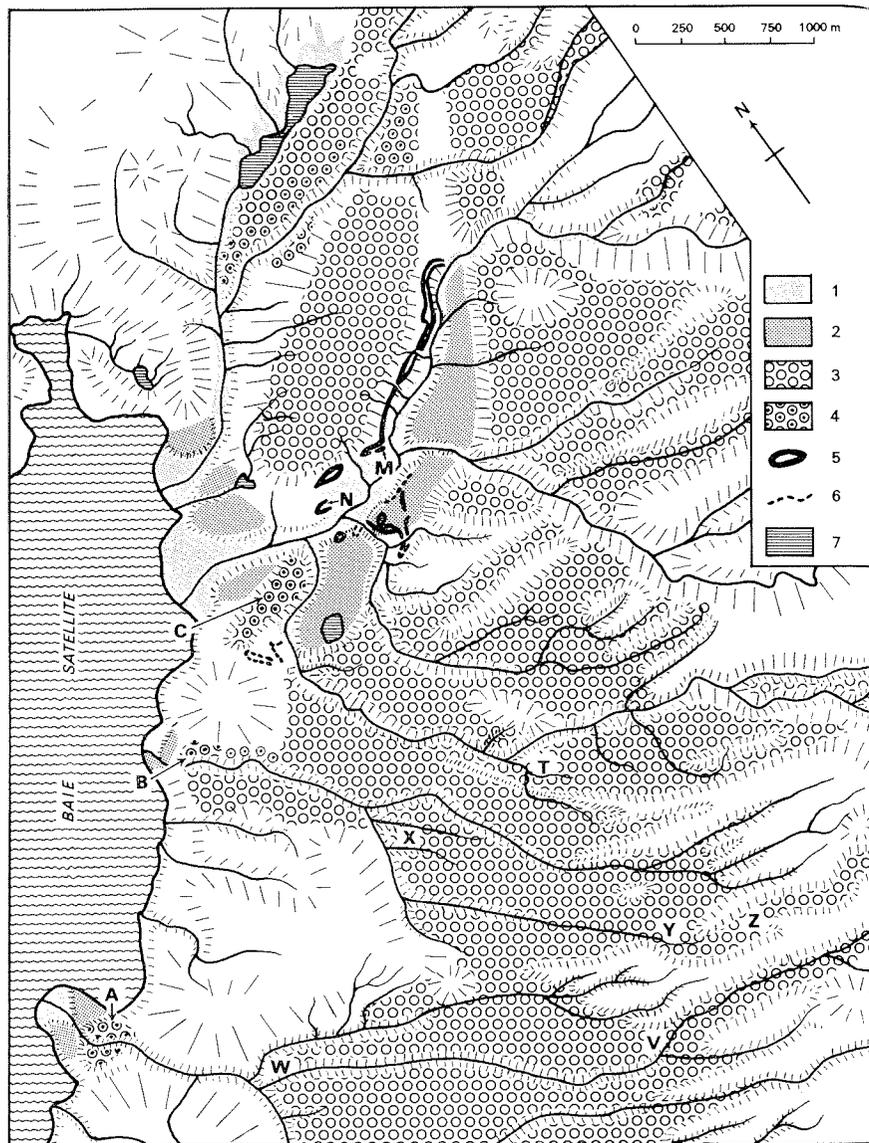


FIGURE 8. Croquis géomorphologique de la côte nord-est de la baie de Satellite où se localisent les pingos étudiés. Cette carte a été dessinée d'après les photos aériennes.

1. Lits majeurs des rivières.
2. Deltas et terrasses situés à environ 3.50 m au-dessus du niveau de la mer et des lits des rivières.
3. Plaine d'épandage glaciaire.
4. Dépôts deltaïques (avec foreset beds) raccordés à la plaine d'épandage glaciaire et dont les sommets sont au-dessus du niveau marin actuel de 10.7 m en A, de 13.80 m en B et de 12 m en C.
5. Pingo actuel, en fusion, comme le montre le centre blanc représentant le creux central.
6. Trace de pingo apparaissant seulement par la déformation des couches fluviales.
7. Lac.

d'une glaciation importante venue de l'est qui a amené sur l'île Prince-Patrick de nombreux erratiques. Cette glaciation est toutefois ancienne car cette plaine d'épandage est incisée profondément par de nombreux cours d'eau souvent de débit insignifiant.

La surface de ce dépôt fluvio-glaciaire se prolonge vers l'aval jusqu'à la côte actuelle. Elle se termine en cet endroit à environ 12m au-dessus du niveau de la mer par des dépôts deltaïques caractéristiques où apparaissent très bien les *foreset beds*. Les altitudes de 10.70 m, 13.80 m et 12.00 m correspondent aux sommets des extrémités des glacis où existent des *foreset beds*, soit aux points A, B, et C de la Figure 8. Il ne nous a pas été possible d'établir si ces variations sont la conséquence d'un changement du niveau de la mer au cours de l'apparition du dépôt fluvio-glaciaire.

Cette observation des dépôts deltaïques, répétée en quatre endroits s'échelonnant au fond de la baie sur 10 km, établit clairement que le niveau de la mer devait se trouver à un niveau proche de + 12 m lors du recul du glacier.

Deux lacs de plusieurs centaines de mètres de longueur, dont l'un est visible sur la Figure 8, et qui paraissent assez profonds, existent dans ce glacis. Leur explication est délicate. L'érosion postérieure ne peut en rendre compte et ils sont dus, soit à des culots de glace morte, soit plus simplement à des parties non entièrement colmatées lors de la formation du dépôt fluvio-glaciaire.

Des deltas inférieurs situés à environ 3.50m au-dessus du niveau de la mer existent en contrebas; ils ont été observés en six endroits, entre 3.25 et 4 m; trois d'entre eux apparaissent sur la Figure 8. Dans la partie inférieure de la vallée où se localisent les pingos que nous allons étudier, existe un certain nombre de basses terrasses qui se raccordaient à un ou plusieurs niveaux marins compris entre 2.50 et 3.50 m. La surface de ces terrasses est irrégulière: elle est déformée par des polygones de fente de gel, si bien qu'il nous a été impossible de décider avec certitude si tous les lambeaux appartenaient au même niveau, et s'ils se raccordaient tous aux deltas situés à



FIGURE 9. La baie Satellite; Photo prise le 18 juin, 1965.

1. Pingo en forme de volcan (diamètre 50 m, hauteur 3 m).
2. Pingo N de la Figure 8. Tronqué par l'érosion latérale de la rivière. (hauteur 7 m).

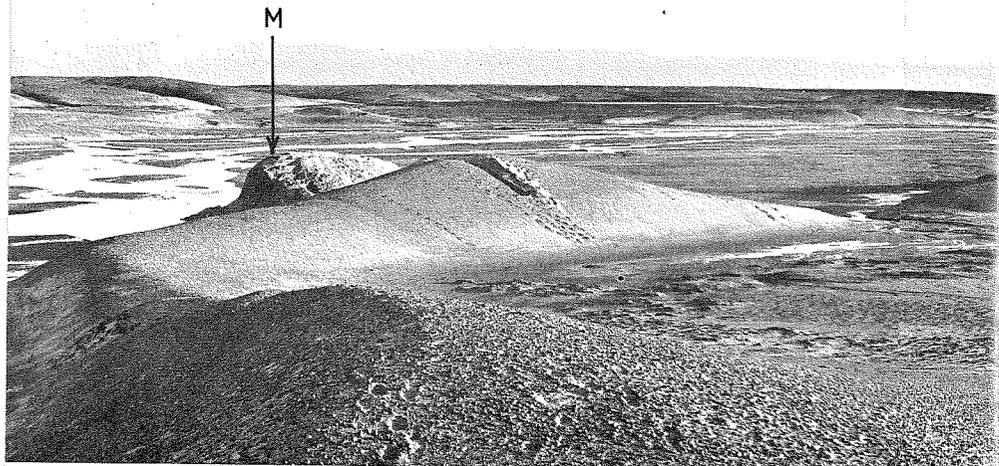


FIGURE 10. Extrémité ouest du long pingo de la baie Satellite. Le pingo est ici tronçonné par de petits cours d'eau. Le coupe montrée par les Figures 14 et 15 et inscrite M sur la Figure 8 est indiquée d'une flèche.

l'altitude de 3.50 m que nous venons de mentionner plus haut. Ces raccords étant cependant très probables, les deltas et terrasses de 3.50 m ont été représentés de manière identique sur la Figure 8.

Description des pingos

Les pingos situés au fond de la baie Satellite sont relativement peu nombreux. Leur différence d'aspect, visible sur la Figure 8, permet de les grouper en trois catégories et de distinguer selon leur forme en plan, des pingos ronds, ovales et très longs. De plus, existent des restes de pingos complètement ou à peu près complètement fondus, dont la forme originelle est parfois difficile à reconstituer.

Un seul pingo présente une forme conique tout à fait classique, avec en son sommet une dépression qui, dans sa position, fait penser au cratère d'un volcan. Ses dimensions sont cependant réduites puisque cette butte a seulement 50 m de diamètre et 3 m de hauteur (Figure 9).

Deux buttes un peu plus élevées (6 à 7 m), et présentant également à la partie supérieure des dépressions semblables, ont une forme en plan ovale. Elles constituent une transition avec

les pingos très allongés qui sont les formes les plus importantes que nous avons reconnues. La plus grande de ces formes se présente comme une longue ride semblable à un esker (Figure 10). Sa longueur atteint en effet 1.300 m tandis que sa largeur est variable, mais reste comprise entre 40 et 70 m, et sa hauteur ne dépasse pas 8.75 m. Elle diffère extérieurement d'un esker en ce que sa partie médiane est occupée par une dépression s'allongeant sur la majeure partie de la butte (Figure 11). C'est cette dépression axiale, trace de fusion indiscutable, qui a permis de reconnaître sur photos aériennes qu'il s'agissait d'un pingo; cette interprétation a été confirmée, comme nous le verrons plus loin, par la mise à jour en deux endroits distincts du noyau de glace d'injection. Localement, ce long pingo en fusion montre non seulement une dépression centrale, mais un relief mamelonné (Figure 12) qui ressemble à celui des grands pingos du sommet de l'île (Figure 5).

Outre ces traces de fusion dont nous venons de parler, ce long pingo est incisé par des vallons transversaux qui recoupent cette butte perpendiculairement à son grand axe (Figure 10). Ils sont l'œuvre des eaux descendant de la



terrasse voisine. Rien ne permet de savoir si cette érosion a été concomitante de l'apparition du pingo, ou lui a été postérieure.

A côté de ces formes en fusion, mais toujours en relief par rapport à la topographie

voisine, existent des pingos beaucoup plus évolués dont il ne reste que peu de traces. Ils se groupent sur la rive gauche de la rivière principale, et l'identité avec les autres structures apparaît principalement par l'allure redressée, presque verticale, que présente la stratification de part et d'autre d'un creux central peu apparent. La partie du noyau de glace située sous le niveau du sol est comprise dans le permafrost et de ce fait n'a vraisemblablement pas encore fondu. De là provient la différence d'aspect de ces formes avec les traces de pingos connus en Europe.

Localisation des pingos dans la topographie

Tous les pingos observés sont localisés nettement en contrebas de la plaine d'épandage présumée glaciaire. Ils se trouvent soit sur les terrasses inférieures que nous avons décrites, soit peut-être dans la plaine alluviale actuelle. Le pingo circulaire en forme de volcan s'élève sur une terrasse qui domine la rivière de 3.10 m, tandis que le très long pingo est sur une grande partie de sa longueur au contact immédiat de la plaine alluviale actuelle. En plusieurs endroits, il est d'ailleurs érodé vigoureusement par la rivière.

De l'ensemble de nos observations, il est

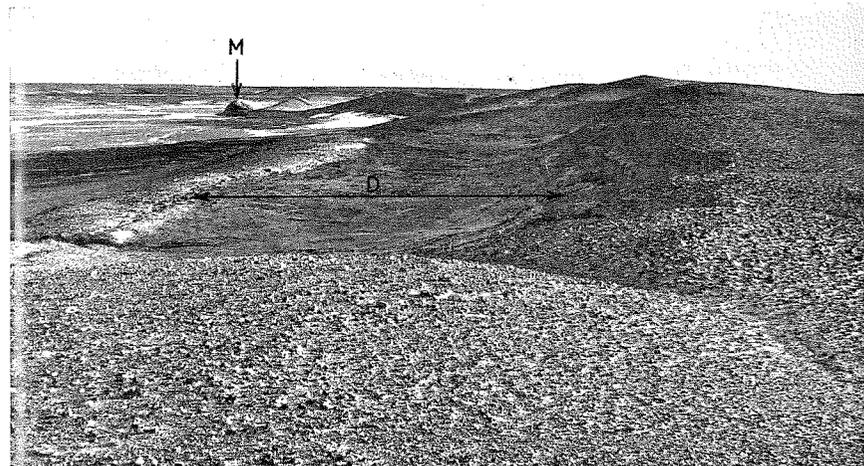


FIGURE 11. Même pingo de la baie Satellite. Vue de la dépression centrale (D), se poursuivant dans l'axe du pingo. La coupe montrée par les Figures 14 et 15 est indiquée par la lettre M.



FIGURE 12. Pingo de la baie Satellite. Aspect mamelonné résultant de la fusion irrégulière du noyau de glace et rappelant celui de certains pingos observés au sommet de l'île (voir Figure 5).

impossible de dire si certaines de ces formes sont apparues dans la plaine alluviale actuelle ou si elles sont toutes nées sur les basses terrasses. Les formes topographiques ne permettent pas de dire s'il existe deux générations de formes apparues à des niveaux différents, ou seulement un seul groupe de pingos du même

âge. L'ensemble des faits suggère cependant que deux ensembles distincts existent, l'un constitué des formes assez bien conservées situées près de la rivière actuelle, l'autre comprenant les structures presque totalement fondues qui sont réparties principalement sur les terrasses de la rive gauche.

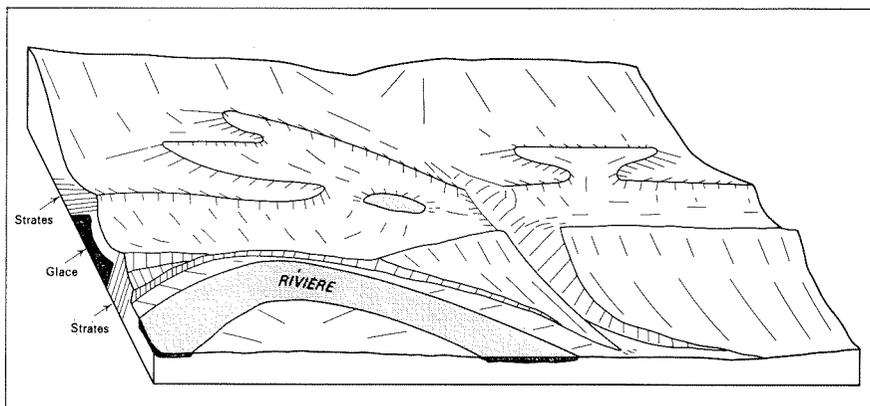


FIGURE 13. Croquis montrant la structure complexe que présente parfois le long pingo de la baie Satellite. De part et d'autre du noyau de glace, les couches sablo-graveleuses originellement horizontales ont été redressées.

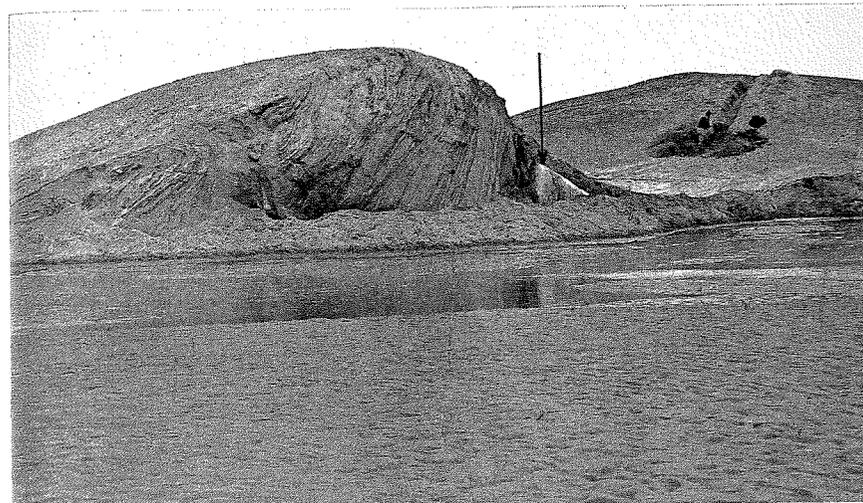


FIGURE 14. Coupe transversale dans le long pingo de la baie Satellite (point M de la figure 8). Cette coupe est décrite sur la Figure 15. Le noyau de glace d'injection actuellement en fusion est indiqué d'une flèche.

Coupes observées

Des coupes nombreuses ont été observées dans ces pingos. Beaucoup d'entre elles ont été dégagées à la pelle (avec l'aide de Leif Lundgard en 1965 et de Raymond Richard en 1966 que nous remercions ici) et n'ont montré que les 60 cm supérieurs du sol, épaisseur dégelée lors de notre séjour en cet endroit au début du mois d'août 1965. Deux entailles plus importantes ont toutefois été creusées par l'écoulement de l'eau de lacs localisés au sommet de pingos, écoulement que nous avons provoqué en creusant un petit chenal permettant au premier flot de s'écouler. Deux autres plus importantes ont été réalisées grâce à la pompe dont nous avons disposé en 1966. Ces entailles ont mis à jour la glace d'injection et ont confirmé que la disposition des couches est très redressée sur les versants des pingos. Cette inclinaison des strates sur les flancs est générale. Elle a été vérifiée en de très nombreux endroits car elles apparaissent en affleurement au sommet de la crête limitant les dépressions nées de la fusion. Ainsi, il est possible de suivre les couches redressées et de connaître la structure du pingo. Celle-ci n'est

pas toujours très simple. Parfois en effet, le pingo n'est pas constitué d'une loupe de glace de forme simple mais bien d'une masse présentant des apophyses comme l'indique la Figure 13.

La plus belle de toutes les coupes examinées était le résultat de l'érosion latérale de la rivière. La Figure 14 permet de voir le profil observé en 1965 et dont la localisation est donnée sur les Figures 8, 10 et 11 par la lettre M. Cette coupe dévoilait la structure de la moitié du pingo le plus long car elle s'étendait transversalement depuis l'extérieur de la butte jusqu'à sa dépression médiane. En 1966, une coupe a été dégagée dans l'autre moitié du pingo et a permis de voir le profil transversal complet de cette structure que nous présentons sur la Figure 15.

Le noyau de glace

La première observation montre que la dépression centrale correspond à une masse de glace. Celle-ci est constituée de cristaux atteignant 2 cm de longueur qui apparaissent clairement à l'oeil nu par l'orientation différente des inclusions gazeuses qui y sont parti-

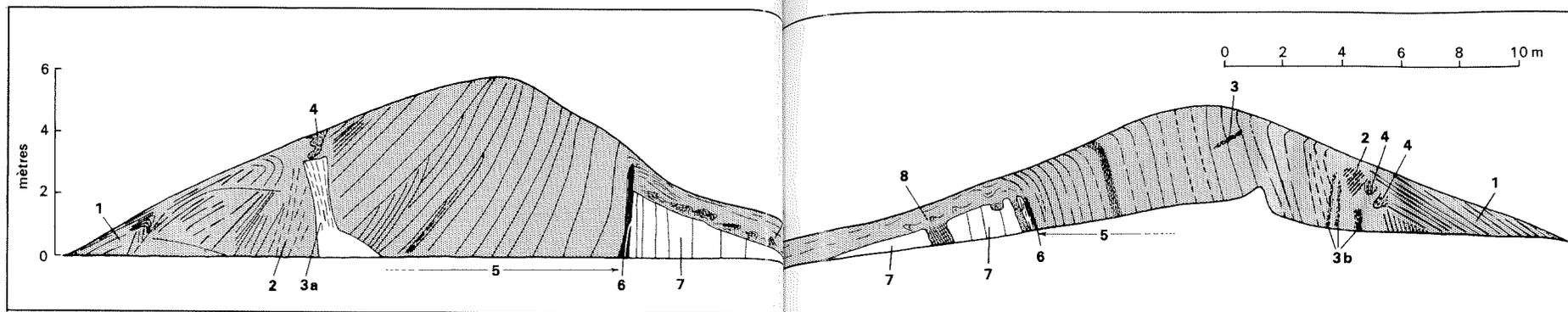


FIGURE 15. Coupe au travers du long pingo de la baie Satellite (voir photos 14 et 16).

1. Sables et cailloux présentant un litage mal défini: dépôts de pente.
2. Couches verticales, indistinctes.
3. a) Coin de glace (structure de polygone de fente de gel).
b) Coin de glace et de sable (structure de polygone de fente de gel).
4. Coins de graviers correspondant, dans la zone active aux structures de fente de gel.
5. Couches de sables et de graviers dont la granulométrie diminue dans la direction de la flèche.
6. Argile noire comprenant des foraminifères marins.
7. Glace d'injection du pingo.
8. Dépôts de pente.

culièrement nombreuses. Ces cristaux se présentent exactement comme les cristaux de glace d'injection que Fritz Müller (1959, Figure 15 b) a observé dans un pingo du Groenland. A cause des multiples inclusions gazeuses, la teinte de la glace est généralement blanchâtre; localement, la glace présente toutefois moins d'inclusions et est de ce fait, beaucoup plus transparente. La partie extérieure de la masse de glace, en contact avec les couches verticales de bordure, montre sur une largeur de 1.50 m d'un côté et de 3 m de l'autre, une stratification qui lui est parallèle (Figure 16). De l'extérieur en direction du centre, cette stratification est due, tout d'abord, sur 50 cm, à des lits sableux généralement très fins et plus loin à une coloration rougeâtre de la glace donnée par des dépôts d'oxydes de fer. Ces sels de fer sont particulièrement abondants à la partie supérieure du noyau de glace, au contact glace-dépôts de couverture où ils paraissent s'accumuler au moment de la fusion. Ils sont par ailleurs aisément explicables par la précipitation des sels contenus dans l'eau au moment où elle se congèle (Cailleux 1964; Ek et Pissart 1965). Cette allure stratifiée est locale et n'a pas été retrouvée ailleurs. Elle témoigne de la croissance lente du noyau de

glace au début de sa formation par arrivée successive de quantités d'eau peu importantes.

Une mince veine de glace très différente, dont les cristaux sont orientés perpendiculairement à la stratification, se détache à l'extrémité gauche de la masse de glace principale et pénètre obliquement dans l'argile voisine. Il s'agit vraisemblablement de glace de ségrégation.

A droite, la masse de glace comprend deux couches de sable disposées parallèlement à la stratification des formations soulevées et qui paraissent en faire partie.

Comme nous l'avons dit précédemment, un noyau de glace identique à celui-ci a été observé au coeur même de toutes les buttes étudiées, partout où une coupe assez profonde a été dégagée, c'est-à-dire en cinq endroits différents. Ces observations prouvent sans hésitation possible que les dépressions centrales des buttes examinées sont dues à la fusion du noyau de glace.

Le matériel entourant ce noyau de glace

Le matériel stratifié et repoussé par ce noyau de glace est principalement sableux et graveleux. Toutefois, plus on se rapproche du noyau de glace lui-même, plus le sédiment est fin,

pour être même franchement argileux au contact de celui-ci. Remarquons que P. A. Shoumsky (1955, p. 121) signale que la glace d'injection apparaît ordinairement au contact de couches perméables/couches imperméables, comme c'est le cas ici. Des modifications de couleur accompagnent les changements de granulométrie car avec l'apparition de la

fraction fine, les couches sont de plus en plus sombres, une teinte bleuâtre très foncée remplaçant la couleur jaune des sables.

Ces modifications générales de granulométrie et de couleur, bien apparentes lorsque l'on considère l'ensemble de la coupe, ne sont pas visibles lorsqu'on examine une partie de celle-ci. En effet, dans le détail, des bancs plus clairs



FIGURE 16. Détail de la photo 14 montrant le noyau de glace d'injection du long pingo en fusion. Remarquez l'allure générale stratifiée de la glace due, à gauche, à des parties minérales et, à droite, à des oxydes de fer rougeâtres.

datés au carbone-14 dans le laboratoire de la Commission géologique du Canada (échantillon n° GSC 854). Leur âge est de 7 090 ans \pm 150 ans. Vu leur position, ces restes organiques paraissent beaucoup plus jeunes que le pingo lui-même.

Enfin, des dépôts de pente, présentant un litage mal défini, existent sur les parties extérieures du pingo; ils recouvrent à droite la masse confuse où ont été trouvés les débris organiques datés.

INTERPRÉTATION

De cette description, nous retenons principalement les interprétations suivantes:

(a) Les couches soulevées constituent une série continue de dépôts marins et fluviaux originellement horizontaux. Il ne s'agit pas du substratum, c'est-à-dire de la formation de Beaufort, mais de sédiments déposés par la rivière.

(b) Ces couches ont été soulevées postérieurement à leur dépôt et une simple reconstitution géométrique permet d'affirmer que les couches les plus anciennes se sont déposées originellement à une profondeur d'au moins 10 m sous le lit actuel de la rivière.

(c) Les couches les plus anciennes de cette série, c'est-à-dire celles qui se trouvent à proximité du noyau de glace, sont constituées de sédiments fins qui se sont déposés en eau calme et ont une origine marine, comme l'atteste l'étude des foraminifères.

La forme très allongée du pingo principal est inhabituelle, nous l'avons déjà signalé. Peu d'auteurs ont décrit des pingos de cette espèce. Le plus ancien article mentionnant des formes semblables est, à notre connaissance, celui de Porsild qui, en 1938, a parlé de pingos très longs s'étirant parallèlement à la ligne de plus grande pente dans la presqu'île de Seward en Alaska. Stager (1956, p. 15) et aussi J. Ross Mackay (1962) ont également signalé dans le delta de Mackenzie, l'existence de pingos semblables à des eskers. Enfin, Lewis (1962) a récemment décrit dans la revue *Arctic* un petit pingo allongé s'étirant dans une plaine alluviale d'une rivière de l'Alaska.

La forme allongée de ces pingos n'a pas été expliquée à ce jour et rien dans la littérature ne permet de rendre compte directement des formes de l'île Prince-Patrick. Plusieurs hypothèses sont plausibles mais aucune n'est cer-

tain. A première vue, il semble très probable que ce long pingo correspond à un ancien cours de la rivière. Nos observations ne nous permettent pas d'éliminer complètement les circonstances qui ont donné naissance aux pingos que nous venons de décrire. Deux hypothèses différentes peuvent être défendues; nous les exposons ci-dessous.

La première consiste à voir dans les couches soulevées par les pingos, des formations fluviales et marines antérieures à l'apparition de la plaine d'épandage glaciaire qui a nivelé à environ 12 m au-dessus du niveau marin actuel, la zone où se localisent les pingos. Ces formations ne sont pas, en tous cas, les dépôts de la plaine d'épandage glaciaire, car le centile est beaucoup moins grand, et il est comparable à celui des alluvions actuelles du cours d'eau. Dans ce cas, ces formations débarrassées des dépôts fluvio-glaciaires mentionnés ont seulement été soulevées par la croissance des buttes de glace d'injection et ne témoignent en rien des conditions qui ont précédé l'apparition de ces formes. La genèse des pingos serait alors la suivante: à la suite de la baisse du niveau marin, la vallée, les terrasses et la plaine alluviale actuelle auraient été façonnées. Des conditions climatiques plus chaudes et une meilleure alimentation du cours d'eau auraient permis le dégel superficiel du permafrost sous le lit de la rivière sur une profondeur de plusieurs dizaines de mètres. Un refroidissement survenant alors, la reconquête par le permafrost de la zone dégelée a emprisonné, au sein du sol gelé, une enceinte fermée de sables gorgés d'eau permettant, par le mécanisme des pingos du Mackenzie, l'injection d'eau vers la surface.

Cette première hypothèse nous paraît peu vraisemblable. En effet, le cours d'eau dont l'écoulement actuel ne dure guère plus de quelques semaines par an est absolument incapable de faire fondre le permafrost. Un réchauffement climatique très important aurait été nécessaire pour que l'écoulement de ce petit cours d'eau dure assez longtemps pour permettre ce dégel du sol. Celui-ci aurait d'ailleurs dû se produire sur une profondeur de plusieurs dizaines de mètres, si l'on calcule le volume du sable gorgé d'eau qui, en se congelant, a donné la masse des pingos.

La seconde hypothèse que nous croyons plus

probable, encore que nous reconnaissons que les objections formulées soient insuffisantes pour rejeter définitivement la première, est la suivante. Elle consiste à voir dans les couches soulevées par les pingos, des formations ayant remblayé un golfe marin ou plus exactement une ria dont l'envahissement par les eaux aurait permis la fusion du permafrost. Postérieurement au façonnement de la plaine d'épandage glaciaire, qui nivelait le tout au dessus de l'altitude + 12 m, l'érosion aurait, non seulement creusé jusqu'au niveau de la plaine alluviale actuelle, mais aussi façonné une vallée plus profonde et cela, en relation avec une baisse du niveau marin, l'amenant en contrebas de son niveau actuel. Les formations soulevées correspondraient au colmatage du golfe qui serait apparu à la suite d'un mouvement positif cette fois du niveau de la mer. Sans cette «ria», le permafrost aurait évidemment fondu, au moins partiellement.

En d'autres termes, cette hypothèse prévoit les stades suivants:

(a) Le façonnement d'une plaine d'épandage glaciaire nivelant la région où se trouvent les pingos à une altitude supérieure à + 12 m

(b) L'abaissement du niveau marin, environ 10 m, sous le niveau actuel et la dissection de cette plaine d'épandage à partir de ce niveau de base

(c) Une élévation ultérieure du niveau marin l'amenant à sa position actuelle et créant une «ria». La pénétration des eaux marines dans la partie inférieure de la vallée y détermine la fusion au moins partielle du permafrost.

(d) Le colmatage de la «ria» et le rétablissement du sol gelé. La progression de celui-ci détermine l'emprisonnement entre le permafrost profond et le sol gelé superficiel d'une masse de sables gorgés d'eau.

(e) La congélation de ces sables gorgés d'eau engendrant l'injection d'eau sous pression vers la surface, par le même mécanisme que celui qui a donné naissance aux pingos du Mackenzie.

Cette hypothèse explique la variation granulométrique observée dans les formations surmontant le pingo. Elle paraît recevoir en outre un appui considérable dans le peu d'extension (voir Figure 7) des deltas actuels qui débouchent dans la baie Satellite. En effet, il est

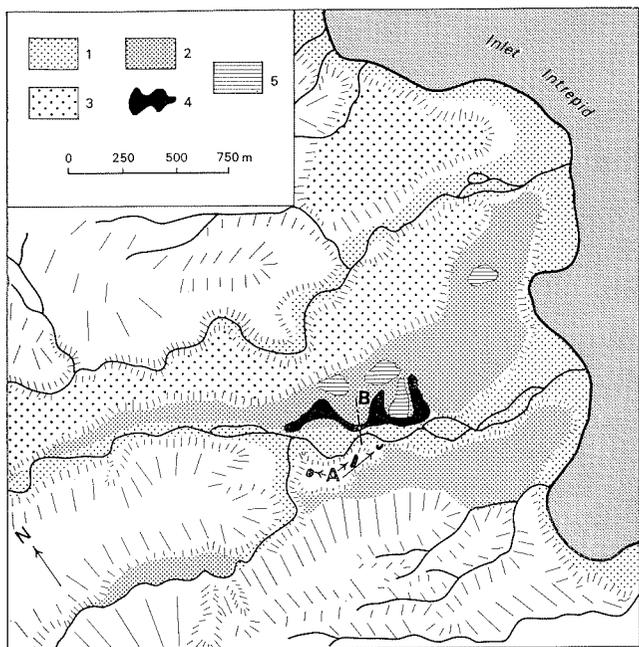


FIGURE 17
Croquis géomorphologique dessiné d'après photos aériennes, montrant la localisation des pingos observés près de l'inlet Intrepid.

1. Plaine alluviale actuelle.
2. Basse terrasse.
3. Terrasse élevée de plus de 10 mètres au-dessus du niveau marin.
4. Pingo.
5. Lac.

B indique la localisation de la coupe donnée à la Figure 18.

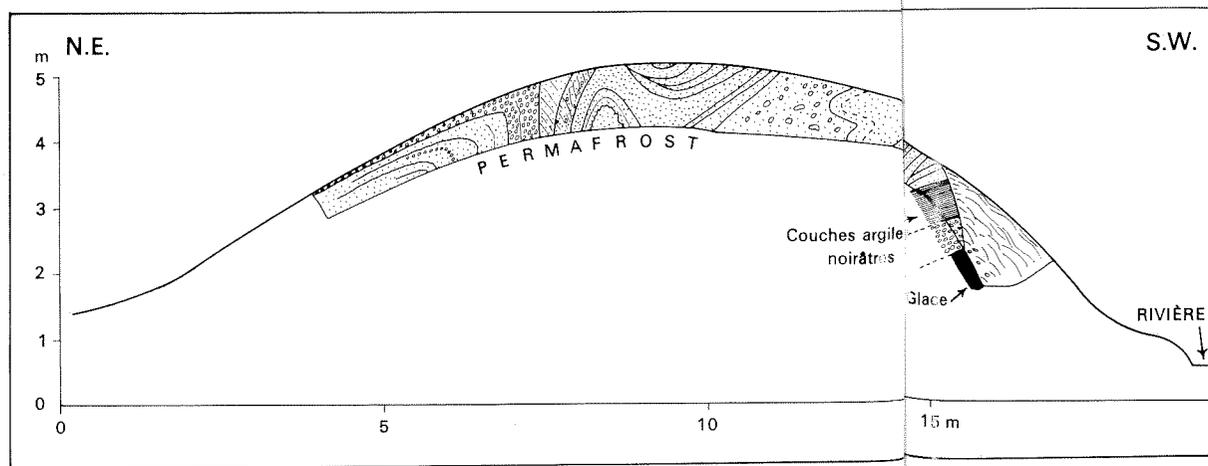


FIGURE 18
Coupe dans le pingo allongé de l'inlet Intrepid à la pointe B de la Figure 17 donnant la succession des couches, leur disposition et le noyau de glace d'injection. Cette coupe ne montre qu'un demi pingo, l'autre moitié ayant été détruite par l'érosion de la rivière.

étonnant de constater que l'encaissement de plus de 10 m de toutes les rivières dans la plaine d'épandage glaciaire ait seulement façonné dans cette baie pratiquement sans marée, des deltas qui pour les rivières principales n'atteignent que quelques centaines de mètres. Il y a là une discordance entre le cubage enlevé et la masse déposée qui ne paraît pouvoir se résoudre qu'en admettant l'existence sous le niveau marin actuel de deltas plus étendus mais complètement submergés.

Cette hypothèse est encore supportée par la présence à 100 km de là, près de l'inlet Intrepid de pingos identiques qui paraissent s'expliquer d'une manière semblable.

L'INLET INTREPID

A 95 km au sud-ouest de la baie Satellite, dans une baie s'ouvrant sur l'inlet Intrepid (Point 3 de la Figure 1), existe également un complexe de pingos qui présentent, avec ceux que nous venons de décrire, une grande similitude. Celle-ci réside dans la localisation de ces pingos au coeur d'un complexe de terrasses situé à l'embouchure d'un cours d'eau, et dans le fait que ces pingos sont apparus au niveau de la plaine alluviale actuelle, soit à une altitude très voisine de celle de la mer.

Le croquis donné à la Figure 17 montre mieux qu'une longue description, la localisation de ces formes et fait spécialement apparaître, ici encore, l'existence d'un pingo allongé sem-

blable à ceux que nous avons trouvés près de la baie Satellite; il a une forme complexe, et est sapé par l'érosion latérale de la rivière qui, localement, l'a complètement détruit.

Les coupes que nous avons dégagées ont prouvé que cette butte allongée était bien un pingo car, comme le montre la Figure 18, un noyau de glace repose ici également en dessous de dépôts sableux fins noirâtres, comparables à ceux qui ont été trouvés près de la baie Satellite, dépôts qui témoignent d'une sédimentation en eau calme, dans un lac ou dans la mer. Comme près de la baie Satellite, ces dépôts fins sont noirâtres dans le permafrost, mais deviennent bruns quand ils sont exposés à l'air libre. Une couche de 30 cm de sables et de graviers existe ici entre la glace et le matériel fin. Aucun test de foraminifère n'a toutefois été observé dans ces couches noirâtres. Les dépôts sablo-graveleux recouvrant ces couches fines ont une origine fluviale certaine.

La disposition des strates est en général identique à celle vue dans les profils levés près de l'inlet Intrepid: la stratification est presque verticale à proximité du noyau de glace. Le syncinal observé dans la coupe donnée à la Figure 18 est un accident unique, qui n'a pas été retrouvé ailleurs. Au sommet de la partie la plus élevée du pingo, affleurent des débris du substratum mésozoïque, paquets rougeâtres de sables et de grès fossilifères, dont la présence au milieu des sables fluviaux ne peut s'expli-

quer qu'en admettant que le pingo a pris ici naissance dans la roche secondaire sous-jacente, et en a soulevé une partie.

D'après ces observations, nous retrouvons ici, comme près de la baie Satellite, un long pingo apparu à peu près au niveau de la plaine alluviale actuelle et contemporain d'un remblaiement ayant suivi une période de sédimentation en eau calme.

La similitude existant entre ce pingo et ceux qui ont été observés à 95 km au nord, constitue un argument de poids en faveur de l'hypothèse qu'ils sont nés à la suite de fluctuations du niveau marin qui ont affecté toute la côte de l'île. Les terrasses situées à plus de 10 mètres montrent l'existence d'une première phase pendant laquelle le niveau marin était plus élevé qu'actuellement. Par la suite, une descente du niveau de la mer sous l'actuelle altitude zéro a permis l'incision de ces terrasses. Une dernière fluctuation eustatique, ou un dernier mouvement du sol, a transformé cette entaille en une ria et engendré la fusion du permafrost. Le colmatage de cette ria par la mise en place des couches fluviales soulevées par le pingo, a permis le rétablissement du permafrost et l'apparition d'un « système fermé » donnant naissance au pingo.

La forme allongée de cette butte de glace d'injection correspondrait peut-être à l'entaille que la rivière aurait creusée antérieurement au relèvement du niveau marin. Le fait que le pingo ne se prolonge pas jusqu'à la mer, s'expliquerait ainsi: à l'extrémité aval, les eaux mises sous pression ont pu, par des couches souterraines, s'échapper vers la mer. Le pingo n'est donc apparu que lorsque cette issue a été fermée par le développement du permafrost, à moins que des couches imperméables n'aient

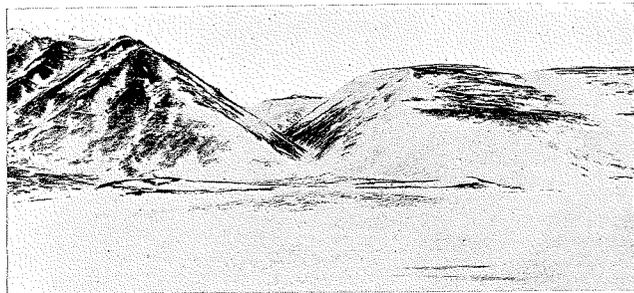


FIGURE 19
Photographie du pingo en fusion dont la Figure 20 montre l'aspect en plan.

déterminé elles-mêmes une enceinte fermée, dès le début du gel.

AUTRES PINGOS SUR L'ÎLE PRINCE-PATRICK

A

A 23 km au sud-ouest de la station météorologique de Mould Bay, de l'autre côté de la baie (point 4 de la Figure 1) existe un pingo dont l'aspect extérieur ne laisse aucun doute quant à sa nature. En effet, ce pingo est en fusion et se présente comme une butte allongée ayant en son centre une dépression longitudinale discontinue. La morphologie est donc identique à celle qui a été décrite précédemment dans les régions de la baie Satellite et de l'inlet Intrepid. Toutefois, sa localisation dans la topographie est différente comme on peut l'apercevoir sur les Figures 19 et 20. Il est en effet situé au pied d'un versant abrupt haut de plus de 150 m, sur un cône de déjection. La pente de ce cône est comprise entre 6 et 3 degrés. Constitué de débris de grès et de schistes dévoniens qui proviennent du substratum local, ce pingo est le seul que nous ayons aperçu qui ne soit pas dans des sables et des graviers. La surface de la butte montre en effet uniquement des cailloux et des blocs dont la longueur dépasse parfois 1 m et qui sont emballés dans un matériel limoneux.

La forte pente des bords de la dépression centrale, atteignant localement 42 degrés, atteste que la fusion du centre du pingo est récente ou actuelle. Aucun écoulement ou suintement d'eau ne paraît toutefois sortir de cette butte. Du fait de sa situation au fond d'une vallée, au pied d'un versant haut de plus de 150 m, ce pingo peut provenir de l'injection d'eau mise en charge sur le relief voisin et

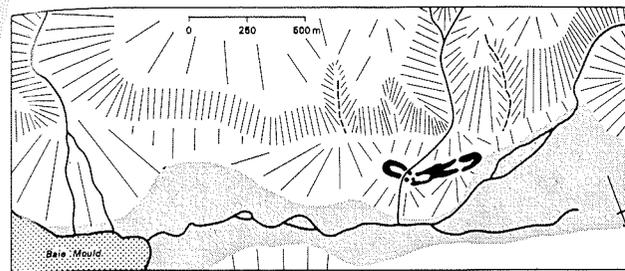


FIGURE 20
Croquis dessiné d'après photos aériennes et des levés de terrain montrant la forme et la localisation dans la topographie d'un pingo allongé et en fusion situé à 23 km au sud-ouest de la station météo de Mould Bay.

constituer de la sorte un exemple d'un pingo de type *Groenland*. Dans ce cas, comme il est cependant très improbable que pareil mécanisme ait pu se développer alors qu'existait le très profond permafrost actuel, il est vraisemblable que l'apparition de cette butte soit un phénomène très ancien.

B

Deux pingos, également très allongés, ont été observés à l'est du champ de pingos décrit en premier lieu dans cet article et situé à 23 km au nord-ouest de Mould Bay.

Le premier se trouve à l'emplacement du point 5 de la Figure 1 et s'allonge dans l'axe de la vallée sur plusieurs centaines de mètres: son origine est clairement indiquée par l'existence d'une dépression plus ou moins continue en son sommet. Sa hauteur maximum atteint 10,50 m. La genèse de ce pingo, situé dans l'axe d'une vallée importante façonnée vraisemblablement par les eaux de fonte glaciaire et s'étendant sur plusieurs centaines de mètres, n'a pas été comprise.

Le second pingo est localisé près de l'exutoire du lac Landing, à 16 km au nord-ouest de Mould Bay. Il s'agit d'un pingo allongé sur environ 100 m et large au maximum de 32 m. Comme la glace qui lui a donné naissance est à peu près complètement fondue, il se présente sous forme d'un bourrelet haut au maximum de 3 m, entourant une dépression centrale.

C

Enfin, quelques dizaines de petites buttes dues au gel existent à 60 km au nord de la station de Mould Bay (point 6 de la Figure 1), au sommet de l'île. Leur localisation est en cela identique à celle des pingos que nous avons décrits au début de cet article. Ces buttes sont,

en effet, dispersées sur le plateau horizontal constitué des sables et graviers de la formation Beaufort, dans la zone de relief indécis où les eaux se partagent entre les deux versants de l'île.

Ces buttes sont généralement circulaires, leur diamètre varie entre 30 m et 70 m et leur hauteur est toujours très faible, la dénivellation maximum observée atteignant seulement 2,10 m. Ces buttes sont souvent découpées par des polygones de tundra et apparaissent sur les photos aériennes comme des taches sombres, presque noires, dues à ce que les lichens y sont plus nombreux et recouvrent presque tous les cailloux.

L'origine de ces formes n'est pas connue. Aucune relation avec la topographie n'a été observée et aucun alignement n'a été constaté. Ces buttes n'existent que dans cette partie restreinte de la formation de Beaufort. Leur petite dimension en fait des formes comparables aux « Bugors » et il n'est pas exclu qu'elles soient dues effectivement à la croissance de lentilles de glace de ségrégation dans les couches parfois limoneuses de ce plateau très calme, où l'écoulement de l'eau est difficile.

CONCLUSION

Ce travail établit l'existence d'au moins deux types distincts de pingos sur l'île Prince-Patrick, soit loin au-delà du cercle polaire arctique. Ils n'appartiennent ni au type *Groenland* ni au type *Mackenzie*, et montrent que la variété des types de pingos est plus grande que certains ne le pensaient. Cette étude souligne en outre que, indépendamment de toute fluctuation climatique, des modifications du niveau marin peuvent donner naissance à des buttes de glace d'injection.

Tous les problèmes que posent ces pingos n'ont pu être résolus. Le principal est celui de leur âge. Il sera peut-être connu un jour par datation au carbone-14 des débris organiques qui se trouvent parfois dans les couches fines surmontant le noyau de glace.

Enfin, cette étude des pingos a fait apercevoir la complexité des fluctuations du niveau marin dans cette partie ouest des îles Reine-Elisabeth. La mer se trouvait tout d'abord à un niveau supérieur au niveau actuel puisque des deltas anciens existent à une altitude voisine de + 10 m. Ces deltas se sont édifiés alors qu'une grande glaciation recouvrait au moins une partie de l'île, car près de la baie Satellite, ces deltas se raccordent à une plaine d'épannage glaciaire. Si notre interprétation est exacte, la mer est ensuite descendue sous le niveau marin actuel pour subir finalement une hausse l'amenant là où nous la trouvons maintenant. Le dernier mouvement de la mer aurait donc été, sur l'île Prince-Patrick, positif, soit opposé en sens à ce qui existe dans le reste des îles Reine-Elisabeth où les plages soulevées sont extrêmement apparentes. L'absence du soulèvement isostatique semble indiquer qu'une grande calotte glaciaire Wisconsin ne s'est pas étendue sur l'île Prince-Patrick au cours de cette dernière période froide.

REMERCIEMENTS

La présente étude a été réalisée grâce à une bourse de travail libre du Conseil des Arts, bourse qui nous a permis d'effectuer, pendant les étés 1965 et 1966, des recherches sur la morphologie périglaciaire de l'île Prince-Patrick. Nos travaux dans cette région ont été possibles grâce à l'accueil que nous avons reçu à la Direction de la géographie et à la Commission géologique du Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources. C'est l'Étude du plateau continental polaire qui nous a donné les moyens matériels de travailler dans l'Arctique en nous fournissant parmi d'autres services le ravitaillement et le support aérien.

Nous leur en sommes extrêmement reconnaissants et nous voulons spécialement remercier ici, MM. F. Roots, coordonnateur de l'Étude du plateau continental polaire et J. D. Ives, directeur de la Géographie, pour leur bienveillance.

Par ailleurs, MM. P. Macar, professeur à

l'Université de Liège, A. Cailleux, professeur à la Sorbonne, J. G. Fyles, chef de la Section de la géologie du Pléistocène, de la Commission géologique du Canada, D. St-Onge du même organisme et W. S. B. Patterson de l'Étude du plateau continental polaire ont eu l'amabilité de relire et de critiquer le manuscrit. Leurs remarques ont permis d'améliorer notablement le texte original. Nous les prions d'accepter nos remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

- Cailleux, A.
1964 : Genèse possible de dépôts chimiques par congélation. *Soc. Geol. Fr., Compte Rendu Sommaire des Séances*, numéro 1, 11-12.
- Dylik, J.
1966 : Problems of ice wedge structures and frost fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, numéro 15, 241-291.
- Ek, C. et Pissart, A.
1965 : Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. *Acad. Sci. Paris, Comptes Rendus des Séances*, Tome 260, numéro 3, 929-932.
- Fyles, J. G.
1965 : Surficial geology, western Queen Elizabeth Islands. *Geol. Surv. Can., Report of Activities; field, 1964, Paper 65-1, 3-5.*
- Hamelin, L.-E. et Jacobsen, G.
1964 : Ile Melville (Canada arctique). Centre d'Études Nordiques, Travaux divers, numéro 5, Univ. Laval, Québec, 22 p.
- Holmes, G. W., Hopkins, D. M. and Foster, H. L.
1963 : Pingos in central Alaska. *Geol. Soc. Am., Special Paper 73, 173 p.*
- Leffingwell, E. de K.
1919 : The Canning river region, northern Alaska. *U.S. Geol. Surv., Professional Paper 109, 251 p.*
- Lewis, C. R.
1962 : Icing mound on Sadlerochit river, Alaska. *Arctic*, v. 15, no. 2, 145-150.
- Maarleveld, G. C.
1965 : Frost mounds: a summary of the literature of the past decade. *Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie no. 17, 3-16.*
- Mackay, J. Ross
1962 : Pingos of the pleistocene Mackenzie Delta area. *Geog. Bull.*, no. 18, 21-63.

- Müller, F.
1959 : Beobachtungen über pingos. *Med. om Grønland*, Bd. 153, Nr. 3, 126 p.
- Péwé, T. L.
1959 : Sand-wedge polygons - (Tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica - a progress report. *Am. J. Sci.*, v. 257, no. 8, 545-552.
- Pissart, A.
1965 : Les pingos des hautes Fagnes: les problèmes de leur genèse. *Annales Soc. Géol. Belg.* 88, 5-6, 277-289.
1966 : Le rôle géomorphologique du vent dans la région de Mould Bay (Ile Prince-Patrick, T. N.-O., Canada). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Band 10, Heft 3, 226-236.
1967 : Les polygones de tundra de l'île Prince-Patrick. A paraître dans les *Mélanges de travaux géographiques offerts au professeur O. Tulippe à l'occasion de son éméritat - Liège.*
- Porsild, A. E.
1938 : Earth mounds in unglaciated Arctic northwestern America. *Geog. Rev.*, XXVIII, January, 46-58.

- Shoumsky, P. A.
1955 : Principes de glaciologie structurale. Traduction par J. Pietresson de Saint-Aubin et A. Bauer dans *Annales du Centre d'études et de documentation paléontologiques*, numéro 22, 1957, 309 p.
- Shumskii, P. A.*
1959 : Principles of geocryology (permafrost studies). Part 1, General geocryology - Chapter IX, Ground (subsurface) ice; 274-327. Technical translation 1130 by C. de Leuchtenberg, N.R.C. Can., 1964, 118 p.
- Stager, J. K.
1956 : Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. *Can. Geogr.*, no. 7, 13-20.
- Tozer, E. T. and Thorsteinsson, R.
1964 : Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago. *Geol. Surv. Can., Mem.* 332, 222 p.

*Shoumsky et Shumskii sont des façons différentes d'orthographier le même nom; le premier est une transcription en français, le second en anglais.

APPENDICE I

Moyennes mensuelles et moyenne annuelle de température (en degrés C.), et précipitations à Myggbukta (Est Groenland), Tuktoyaktuk (Delta du Mackenzie, Canada) et Mould Bay (Ile Prince-Patrick).
Les données de Myggbukta et de Tuktoyaktuk sont extraites de F. Müller, (1959); les valeurs de Mould Bay ont été calculées sur place d'après les archives de la station météorologique.

Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	T° Moyenne annuelle	Précipi- tations annuelles en mm
<i>Myggbukta (Groenland), 73°30' N., 21°30' W.; (2 m above sea level): 1922-1937</i>													
-20.0	-20.0	-21.6	-16.2	-6.0	+1.4	+3.9	-3.1	-1.2	-10.4	-14.6	-17.9	-10.0	220
<i>Tuktoyaktuk, (Mackenzie) Territoires du Nord-Ouest, 69°27' N., 133°2' W.: 1948-1955</i>													
-28.0	-31.2	-24.7	-17.2	-5.7	+3.6	+10.5	+10.4	+3.6	-6.9	-17.1	-26.1	-10.7	185
<i>Mould Bay, Territoires du Nord-Ouest (Ile Prince-Patrick), 76°15' N., 119°21' W.: 1948-1965</i>													
-33.9	-36.0	-33.2	-23.8	-11.4	-0.2	+3.3	+1.4	-6.9	-17.3	-26.8	-31.4	-18°	81