

PINGOS ET PALSES: UN ESSAI DE SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES ACTUELLES

Par ALBERT PISSART

Université de Liège, Géomorphologie et Géologie du Quaternaire

I. Introduction

L'étude des buttes périglaciaires persistant pendant de nombreuses années que sont les paises et les pingos a considérablement progressé ces dernières années. On a découvert des buttes cryogènes tout à fait identiques aux paises mais qui ne possèdent pas de couverture tourbeuse. Nous pensons que l'appellation «palsas minérales» que leur donne *J. Cl. Dionne* (1978) est heureuse. En ce qui concerne les pingos, la découverte de formes sous-marines sur la plate-forme côtière du Canada est tout à fait surprenante. Il a été montré d'autre part que les circonstances d'apparition des pingos sont plus diverses qu'on ne le supposait. Enfin, les récents travaux de *J. R. Mackay*, dont il a présenté une synthèse remarquable en 1979, ont apporté beaucoup d'observations nouvelles en ce qui concerne les formes du delta du Mackenzie.

Dans le présent article, nous nous efforçons de résumer les données dont on dispose aujourd'hui sur les pingos et les paises. Nous terminons par une discussion terminologique basée sur les connaissances actuelles.

II. Les Paises

Les paises sont des buttes recouvertes de tourbe, localisées généralement dans des marais de la zone du pergélisol discontinu. Elles constituent parfois, lorsqu'on vient du sud, les premiers îlots de permafrost. Elles apparaissent suite à des phénomènes de cryosuccion¹⁾. Elles sont, en effet, constituées uniquement de glace de ségrégation.

¹⁾ Par cryosuccion, nous entendons la migration de l'eau vers le front de gel, où elle vient former des lentilles de glace de ségrégation.

1. MORPHOLOGIE

La morphologie des paises est très variée. Nous le montrerons en rappelant ici la classification qu'a présentée *R. Ahman* (1977) pour les buttes de Norvège septentrionale. Il distingue: *Les paises en forme de dôme (Fig. 1)*. Elles peuvent atteindre exceptionnellement 10m de hauteur. Elles ont en plan une forme circulaire ou ovale. Elles se localisent le plus souvent en des endroits où la tourbe est très épaisse et dépasse souvent 3 m.

Fig. 1: *Vue d'une palse en dôme de Laponie, recouverte de tourbe, découpée par un réseau de fissures.*



La glace de ségrégation est principalement localisée dans la tourbe. Quand elle se développe dans le sol minéral, la forme de la butte se modifie et devient plus complexe.

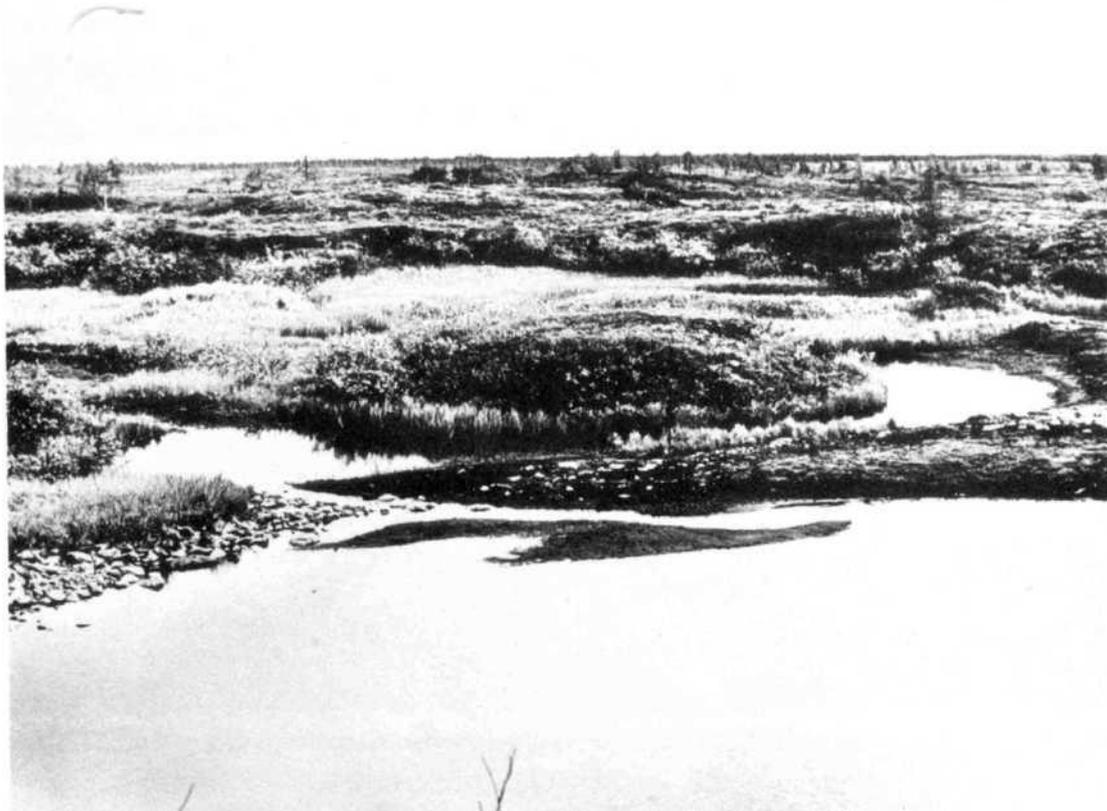
Les palses en forme d'esker ont généralement 2 à 6 m d'élévation. Elles peuvent avoir 50 à 500 m de longueur. Leur allongement est parallèle à la pente. La glace de ségrégation des formes les plus typiques se développe dans le matériel minéral sous-jacent.

Les palses cordées ne dépassent généralement pas 2 m de hauteur. Leur longueur varie de 25 à 100 m. Elles se présentent comme des rides allongées perpendiculairement à la pente. Une transition entre ce type de forme et des tourbières cordées a été observée. Ces formes sont constituées généralement de tourbe, mais de la glace de ségrégation peut se trouver aussi dans la partie supérieure du sol minéral.

Les palses en plateau apparaissent comme une très vaste surface soulevée de moins de 1,5 m. Elles couvrent souvent de 1.000 à 50.000m² mais peuvent atteindre 1 km². La surface de la palse est légèrement onduleuse et présente souvent quelques dépressions thermokarstiques inondées. La tourbe n'a qu'une épaisseur de 50 à 75 cm. La glace de ségrégation est accumulée dans le sol minéral sous-jacent.

Les palses complexes (Fig. 2) montrent un aspect très compliqué couvrant des étendues importantes. Des formes d'érosion et de désintégration y voisinent avec des formes en croissance. En général, la glace de ségrégation est développée dans le sol minéral.

Fig. 2: Palse complexe à 32 km à l'est de Fort Chimo, Canada. A l'avant-plan, dans un creux thermokarstique, une nouvelle palse est en croissance (46° 10 lat. N.; 67° 29 long. O.).



2. PALSES ORGANIQUES ET MINÉRALES

Toutes ces palses apparaissent sous une couche de tourbe. Aussi, plusieurs auteurs considèrent la couverture tourbeuse comme une de caractéristiques fondamentales des palses (Lundquist, 1965; Friedman et al., 1971). Seppälä en 1972 propose même de voir dans cette tourbe le caractère essentiel qui permet de faire la distinction entre palses et pingos. Ahman (1977) souligne d'ailleurs que depuis 1960, le terme palse était utilisé pour des formes développées uniquement dans la tourbe.

Il a toutefois été démontré progressivement, 1) que la glace apparaît non seulement dans la tourbe, mais aussi dans les formations sous-jacentes comme l'indique la classification de R. Ahman (1977) que nous avons résumée ci-dessus, 2) que la couverture de tourbe au sommet d'une palse peut être très mince; M. Seppälä (1980) décrit en Colombie britannique une forme recouverte seulement de 7 cm de tourbe, 3) que la couverture de tourbe peut même être complètement absente (Fig. 3). Il existe, donc, toutes les transitions entre les palsas constituées uniquement de tourbe et de glace et celles qui sont formées uniquement de matières minérales et de glace.

Fig. 3: Palse minérale dans le fond de la vallée de l'Avenau à 30 km à l'est de Fort Chimo, Canada (46° 10 lat. N.; 67° 30 long. O.).



Les buttes sans tourbe ont été dénommées buttes minérales cryogènes au Québec par *S. Payette* et al. (1976), *D. Lagerec* (1978), *S. Payette* et *M. K. Seguin* (1979). *J. C. Dionne* (1978) en a décrit de nombreuses formes en Jamésie (Québec subarctique) en leur appliquant le terme de «palse minérale», par opposition au terme «palse organique». *R. Ahman* (1977) nous paraît tout à fait d'accord avec cette terminologie puisqu'il propose d'appeler palse toute butte due à l'existence de glace de ségrégation. Signalons en passant que *P. Wramner* (1967) avait déjà décrit des palses minérales en Laponie et *A. Pissart* (1974) en avait supposé l'existence en étudiant des traces fossiles, dénommées viviers, sur le plateau des Hautes Fagnes en Belgique.

3. PHÉNOMÈNES DE FUSION

De nombreuses palses subissent des phénomènes d'érosion et de fusion. Souvent, au cours de leur croissance, les palses sont entourées d'une dépression circulaire. Celle-ci serait due, selon *R. Ahman* (1977), à l'affaissement de la tourbe suite au poids de la palse en croissance. Cette dépression est souvent inondée, et c'est depuis elle, par érosion thermokarstique (*Svensson*, 1961; *Wramner*, 1967; *Hamelin* et *Cailleux*, 1969), que la palse commence à fondre. Elle est attaquée latéralement et le matériau qui la recouvre s'éboule. *J. R. Mackay* (1978) a souligné que cette évolution était différente de celle des pingos qui, pour leur part, fondent généralement depuis le sommet.

Il convient toutefois de remarquer que des palses minérales disparaissent parfois, comme les pingos, par fusion sommitale (*D. Lagarec*, 1973; *J.-Cl. Dionne*, 1978; *A. Pissart* et *P. Gangloff*, en préparation) et donc que ce critère de distinction n'est pas absolu.

E. Schunke (1973) a décrit en Islande des champs de palses qui se sont individualisées suite à la fusion de palses en plateau. Il n'est pas toujours aisé, comme nous avons pu le voir lors d'une réunion de la commission périglaciaire

de l'U.G.I. qu'*E. Schunke* a dirigée en Islande, de séparer sur le terrain les formes en croissance et les formes en fusion.

A la surface des pases organiques, existe généralement un réseau de fissures béantes dont la maille a souvent une dimension métrique, traversant la couche active et pénétrant parfois de 10 à 20 cm dans le permafrost (*Åhman*, 1977). Ces fissures résultent soit de tensions existant lors de la croissance de la butte (*Svensson*, 1961), soit de phénomènes de dessiccation, soit d'actions de rétraction thermique l'hiver, quand le vent a enlevé la neige. *Åhman* (1977) pense que les fissures pénétrant dans le permafrost sont dues à ce dernier phénomène.

4. STRUCTURE INTERNE ET CONDITIONS D'APPARITION

Au sein des pases existe de la glace de ségrégation. Cette glace est, comme nous l'avons dit, apparue par cryosuccion. L'eau a été attirée vers le front de gel et s'est déplacée en suivant les films capillaires entre les particules du substrat. Cette glace est disposée en veines, principalement horizontales. Les lentilles peuvent être très épaisses. *M. Seppälä* (1980) a observé des couches atteignant 15cm d'épaisseur; *Zoltai* et *Tarnocai* (1971) ont parlé de couches de 10cm d'épaisseur.

Pour que des pases apparaissent, la première condition est l'existence d'un matériau favorable à la formation de glace de ségrégation. Les silts constituent, de ce fait, un matériau privilégié pour l'apparition de ces formes. *Åhman* (1977) a mesuré 19 à 50 % de silt et d'argile pour les pases en plateau; 57 à 86 % pour les pases complexes.

La glace de ségrégation, lorsqu'elle grandit dans le sol, doit soulever les formations surincombantes. Si la pression qu'exercent ces formations est trop grande pour la température existant dans le sol, la glace de ségrégation n'apparaît pas. Au contraire, l'eau est expulsée du sédiment.

Les possibilités d'apparition de la glace de ségrégation est régie, en effet, par une relation unissant pour un matériau déterminé la température et la pression à l'emplacement où grandissent les lentilles. La granulométrie du matériau joue évidemment un rôle essentiel. Si les valeurs présentées au tableau 1 sont exactes (tableau qui a souvent été utilisé par *Mackay* dans les discussions sur l'origine des pingos), ces données fournissent une indication des dimensions que peuvent atteindre les pases, du moins près de la limite du pergélisol, c'est-à-dire où la température dans le sol ne peut être très inférieure à 0°C. La faible densité de la tourbe est un facteur qui, en diminuant la pression qu'exerce le matériau surincombant, favorise le développement et l'élévation de ces buttes.

Une humidité suffisante est aussi indispensable pour qu'apparaissent des pases. Il faut encore pour qu'elles grandissent que la quantité de chaleur qui pénètre en été soit inférieure à la quantité qui s'en échappe pendant l'hiver.

Tableau 1. Valeur de la pression exprimée en kg/cm² qui limite l'apparition de glace de ségrégation (au cas où l'eau interstitielle n'est pas elle-même sous pression). D'après *Williams*, 1967, selon *Mackay*, 1971, p. 411.

Type de matériaux	Pression en kg/cm ²
Sable grossier	0
Sables moyens et fins	0 à 0,075
Silts moyens	0,075 à 0,15
Silts fins	0,15 à 0,5
Argile silteuse	0,5 à 2
Argile	> 2

Deux facteurs principaux sont invoqués pour en rendre compte, à savoir le rôle d'isolant de la tourbe et l'importance de la couverture neigeuse. Examinons ces deux influences:

La tourbe sèche est un bon isolant thermique. Pendant la saison chaude, ses propriétés isolantes sont maximum. En hiver, gelée avec une certaine quantité de glace, elle voit augmenter considérablement sa conductibilité thermique (*Zoltai et Tarnocai, 1971; Åhman, 1977*). L'hiver, les sommets des pases sont souvent déneigés ce qui facilite évidemment la pénétration du gel. La déflation éolienne qui s'exerce de préférence au sommet des buttes en est le plus souvent responsable (*Svensson, 1961; Åhman, 1977*). Si la dénudation n'est pas totale, l'accumulation de neige est cependant souvent moindre en cet endroit (*Payette et Lagarec, 1972*). Ainsi le gel pénètre plus facilement sur la palse que dans la région voisine (*Brown, 1970*). A la limite sud de la zone des pases, ces buttes peuvent supporter des peuplements denses de sapins noirs, et moins souvent des bouleaux. Sous ces boisements, l'épaisseur de neige qui recouvre le sol est moins forte; la végétation joue ici le même rôle que le vent plus au nord (*Zoltai et Tarnocai, 1971*).

Comme nous l'avons déjà écrit, les pases ont été partout observées dans la zone de pergélisol discontinu et même souvent à la limite sud de cette zone. Les données que nous avons rassemblées montrent qu'elles apparaissent en des régions où la température moyenne annuelle est comprise entre -1 et -5°C. *Payette et al. (1976)* signalent que les pases minérales auraient une extension plus septentrionale que les pases organiques.

La couche active qui recouvre le noyau de pergélisol au centre de la palse a une épaisseur variable. L'exposition joue évidemment un grand rôle (*Seppälä, 1976*). Des mesures ont été effectuées par divers auteurs. Citons, à titre d'exemple, 30 à 60 cm dans une région étudiée par *Schunke (1973)* en Islande; 43 à 127 cm sur une palse boisée étudiée par *Zoltai et Tarnocai (1971)* au Manitoba.

La profondeur à laquelle se trouve la base du noyau de pergélisol à la partie inférieure de la palse est en général beaucoup moins bien connue. *Evseev (1973)* a précisé que l'épaisseur de la masse gelée varie avec la hauteur de la palse. Elle atteint en général 6 à 8 m de profondeur pour des pases de 1 à 2 m de hauteur, 10 à 12 m pour des pases de 2 à 4 m d'élévation et 15 à 20 m pour des pases de 8 à 10 m. Il signalait aussi que cette épaisseur variait avec la température moyenne annuelle du lieu, l'épaisseur du noyau du pergélisol augmentant lorsque la

température moyenne s'abaisse.

III. Les Pingos

1. ASPECT EXTÉRIEUR

Les pingos ont le plus souvent une forme conique. Les plus élevés atteignent 50 m de hauteur, 48 m pour l'Ibyuk Pingo dans le delta du Mackenzie (Fig. 4). Ils ont cependant généralement une taille bien inférieure puisque, par exemple, pour la péninsule de Tuktoyaktuk, dans le delta du Mackenzie, 85 % des pingos ont moins que 20 m de hauteur (*Mackay, 1969*). Une taille minimum ne paraît pas requise pour mériter ce terme puisque *Mackay* en 1979 donne ce nom à des formes de 1 m d'élévation. Le diamètre des pingos varie entre 30 et 600 m (*Mackay, 1962*). Il existe une relation entre leur élévation et leur diamètre: ils sont d'habitude très larges et peu élevés, ou moins larges et très hauts (*Mackay, 1979*).

Fig. 4. Vue de l'Ibyuk pingo près de Tuktoyaktuk dans le delta du Mackenzie. Hauteur 48 m. D'après J. R. Mackay (1976), ce pingo s'est élevé de 2,8 cm de 1973 à 1975.



A côté de formes à peu près circulaires, existent des formes allongées (Müller, 1959; Mackay, 1966; Pissart, 1967; Tarnocai et Netteville, 1976; Rotnicki and Babinski, 1977; Pissart et French, 1976; Liestol, 1977). Certaines formes sont si longues qu'elles ressemblent à des eskers: Pissart (1967) a décrit sur l'île Prince Patrick (Canada) une butte de 1300 m de longueur et atteignant localement 8,75 m d'élévation.

L'inclinaison que présentent les pentes des pingos est très variable. Comme la butte initiale s'élargit fort peu au cours de sa croissance, les pentes s'accroissent progressivement au fur et à mesure du développement de la butte. Barr et Syroteuk (1973) et Mackay (1978) indiquent que la pente excède rarement 45°.

Deux types de fissures existent sur les pingos. Les premières ont une disposition radiale et convergent vers le sommet de la butte. Elles résultent de l'étirement de la couche de terre soulevée suite à la croissance de la butte. En s'élargissant, ces fissures permettent la fusion du noyau de glace sous-jacent. Ainsi, se développe au sommet de la butte une dépression qui a été amorcée par une simple action mécanique mais qui s'agrandit par phénomène thermo-karstique. Avec ces dépressions sommitales, qui évoquent des cratères, la ressemblance des pingos avec des volcans est frappante.

Les secondes fissures ont un tracé concentrique. Elles sont beaucoup moins évidentes et moins fréquentes que les fractures radiales; elles ont été décrites par divers auteurs (Müller, 1959; Mackay et Stager, 1966; Rampton et Mackay, 1971; Washburn, 1973). Mackay, en 1973, les a comparées à des cassures qui apparaissent lors de la mise en place de l'accolithes et a précisé que dans les

soulèvements et affaissements des «pulsating pingos» (voir plus loin) ces fractures étaient actives.

2. STRUCTURE INTERNE

Le centre des pingos est souvent constitué par une énorme lentille de glace, résultant de la congélation d'eau injectée dans le sol (glace d'injection). *Mackay* (1971, 1973, 1978) a insisté sur le fait que parfois de la glace de ségrégation peut être présente en grande quantité dans le noyau gelé des pingos. Nous discuterons cette question un peu plus loin.

Sous la glace peuvent exister par moment des lentilles d'eau libre. Elles ont été percées plusieurs fois par des sondages (*Mackay*, 1978). Auparavant par des nivellements, *Mackay* (1977) avait montré que certains pingos se soulèvent puis redescendent de quelques centimètres en quelques mois ou quelques jours. Il a donné à ces formes le nom de «pulsating pingos».

Les matériaux soulevés sont de natures très variées. Ils comprennent des roches meubles allant des argiles aux graviers et même parfois des roches cohérentes telles que des grès (*Müller*, 1959; *Åhman*, 1973) et des schistes (*Balkwill* et al., 1974). Un niveau plus argileux a été signalé quelques fois au contact de la glace (*Soloviev*, 1952; *Pissart*, 1967; *Pissart* et *French*, 1976). L'épaisseur de la couche soulevée varie considérablement; elle doit évidemment dépasser l'épaisseur de la couche active¹), sinon le pingo fondrait immédiatement. La plus grande épaisseur décrite semble être de 14 m pour l'Ibyuk pingo près de Tuktoyaktuk (*Müller*, 1959) qui est un des pingos les plus élevés du monde.

3. VITESSE DE CROISSANCE

La vitesse de croissance des pingos a été rarement mesurée. *Schumskii*, en 1964, parlait de vitesses de soulèvement allant depuis des valeurs imperceptibles jusqu'à 0,5 m par an. *R. Mackay* (1973, 1976, 1977 et 1979) a effectué pendant près de 10 ans des nivellements dans le delta du Mackenzie. La croissance la plus rapide observée était de 1,5m/an pendant les deux premières années de l'apparition des pingos; par la suite, la vitesse de soulèvement variait à l'inverse de la racine carrée du temps (*Mackay*, 1973). L'Ibyuk pingo, dont nous avons déjà parlé plusieurs fois, qui a 48 m d'élévation et pourrait être âgé de 1000 ans, s'est encore soulevé en deux ans, de 1973 à 1975, de 2,8 cm (*Mackay*, 1976). Les soulèvements les plus rapides sont interprétés comme résultant de l'injection d'eau en profondeur, car la vitesse de soulèvement dépasse celle qui pourrait résulter de l'augmentation de volume déterminée par la congélation d'eau profonde. Un soulèvement de 34 cm/an pour un pingo de 12 m d'élévation, au cours de la période 74-78, est la vitesse de croissance la plus rapide mesurée pour

¹ Il s'agit de l'épaisseur de la couche active après le soulèvement, épaisseur qui a pu être modifiée suite à celui-ci.

un pingo bien constitué (*Mackay, 1979*).

4. GENÈSE

Les mécanismes génétiques responsables des pingos sont classiquement de deux types. L'un comme l'autre visent à expliquer la mise sous pression de l'eau du sol. Le premier donne naissance aux pingos du delta du Mackenzie. Le second aux pingos du centre de l'Alaska ou du Groenland.

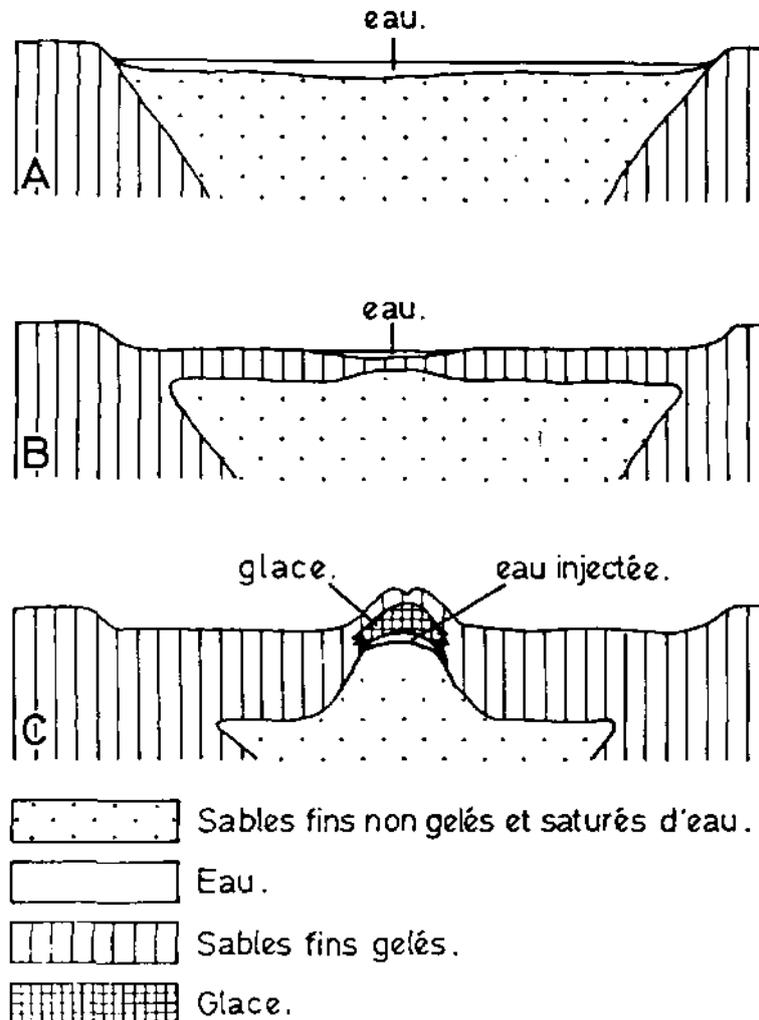
A) LES PINGOS NÉS EN SYSTÈME FERMÉ OU PINGOS DU DELTA DU MACKENZIE

Les pingos de ce type sont ceux qui sont le mieux connus actuellement. Ils ont été trouvés dans des régions où existe un pergélisol épais de plusieurs centaines de mètres. C'est le cas aussi bien dans le delta du Mackenzie qu'en Yakoutie centrale, où les formes de ce type sont très nombreuses. Les pingos apparaissent très généralement à l'emplacement d'anciens lacs. Ceux-ci jouent un rôle déterminant dans le mécanisme qui leur donne naissance. Le principe de base en a été pour la première fois énoncé par *Porsild* en 1938. Il a été par la suite complété et détaillé par de nombreux auteurs.

Sous les lacs de ces régions très froides existent, en effet, du moins si l'épaisseur de la lame d'eau est suffisante, des taliks (zone non gelée, Fig. 5). Cette zone non gelée s'explique d'une part parce que en hiver le gel n'atteint pas le fond du lac, et aussi parce que, en été, le rayonnement solaire pénétrant dans l'eau du lac y provoque un réchauffement considérable. La quantité de calories transmises au sol sous le lac est beaucoup plus importante qu'à la surface des régions voisines ou une plus grande partie de la chaleur est rayonnée dans l'atmosphère. Ainsi, la température du fond du lac est nettement plus élevée que la température de la surface du sol autour de celui-ci.

Si pour une cause quelconque (érosion ou sédimentation), l'épaisseur de la nappe d'eau diminue, le fond du lac commence à geler, il se forme alors sous celui-ci une poche de sédiments non gelés qui peut être fermée de toutes parts.

Fig. 5: Schéma illustrant l'origine des pingos apparus en système fermé, c'est-à-dire suite au développement d'une pression cryostatique au sein de la nappe aquifère (d'après Mackay, 1979).



Au sein de cette poche, lorsque le gel progresse, l'augmentation de volume de l'eau va créer une augmentation de pression (pression *Cryostatique*) qui provoquera une injection d'eau vers la surface.

Cette eau injectée sous pression peut arriver à la surface où elle s'écoule ou, si le phénomène se passe en hiver, elle s'accumule en un icing (*Schumskii, 1959; Mackay₁ 1977*). Si des gaz comprimés sont piégés avec la masse d'eau, la rupture de la couverture peut s'accompagner d'un jaillissement d'eau et de boue de plusieurs mètres de hauteur (*Schumskii, 1959*). Le plus souvent cependant l'eau est retenue dans le sol, sous une couche de matériaux de quelques mètres qui est soulevée. La poche d'eau est par la suite congelée en donnant naissance à de la glace d'injection, c'est-à-dire de la glace résultant de la congélation d'une masse d'eau injectée dans le sol.

La validité de ce schéma est actuellement bien établie. Elle a été vérifiée aussi bien en observant directement sur photos aériennes prises depuis 1935

l'apparition de pingos (*Mackay*, 1973, 1979) qu'en démontrant l'existence de taliks sous les lacs (*Johnson et Brown*, 1961; *Mackay*, 1977, 1978, 1979) et l'existence de poches d'eau sous pression sous les pingos (*Mackay*, 1977, 1978, 1979). *Mackay* a spécialement souligné (1979) que l'origine du système fermé n'était pas bien connue: elle peut résulter soit d'une enceinte gelée entourant complètement un talik, soit de la présence d'une poche limitée latéralement par le sol gelé et en profondeur par un niveau imperméable. *Mackay* indique encore que l'injection peut apparaître même si ce niveau est imparfaitement imperméable. Il suffit pour cela que l'eau s'écoule plus lentement en profondeur qu'elle n'est mise sous pression.

Comme nous l'avons déjà mentionné, *Mackay* (1971, 1973, 1978) a insisté sur le fait qu'à côté de glace d'injection, de la glace de ségrégation peut exister dans la masse centrale des pingos. Nous en parlerons de nouveau plus loin.

Des pingos appartenant à cette catégorie de formes nées en système fermé, ont été décrits dans d'autres circonstances. Et tout d'abord en relation avec le déplacement latéral des rivières. Le mécanisme est tout à fait identique à celui qui a été vu ci-dessus en relation avec des lacs; toutefois, les taliks sont, ici, liés à des chenaux de rivière. Le déplacement de ceux-ci permet la prise par le gel du talik qui s'était formé sous la rivière et détermine l'apparition d'un système fermé, à l'origine de l'injection d'eau vers la surface. Des formes semblables ont été décrites au Canada par *Mackay* en 1969, *Pissart* et *French* en 1976, *French* et *Dutkiewicz* en 1976, en Mongolie par *Rotnicki* et *Babinski* (1977) et en Chine par *Wang Shaoling* et *Yao Heqing* (1981).

Un mécanisme voisin a été détaillé sur l'île Prince Patrick (Canada) par *A. Pissart* en 1967. Ici, ce serait des variations du niveau de la mer qui auraient engendré dans une ria la fonte du pergélisol. Lorsque, à la suite du comblement de cette ria, un système fermé aurait vu le jour, il se serait produit des phénomènes d'injection donnant naissance à des pingos (*Pissart* et *French*, 1977). Certaines ont suivi le tracé de cours d'eau et donné les formes très allongées que nous avons déjà signalées dans cet article (*Pissart*, 1967). Un mécanisme semblable a été invoqué par *R. Åhman* (1973) qui a interprété un pingo déjà décrit par *Svensson* en 1969, comme résultant du développement du pergélisol dans, des sédiments récents. Ce phénomène se serait produit à la suite de l'accumulation de sédiments et du soulèvement du terrain au post-glaciaire.

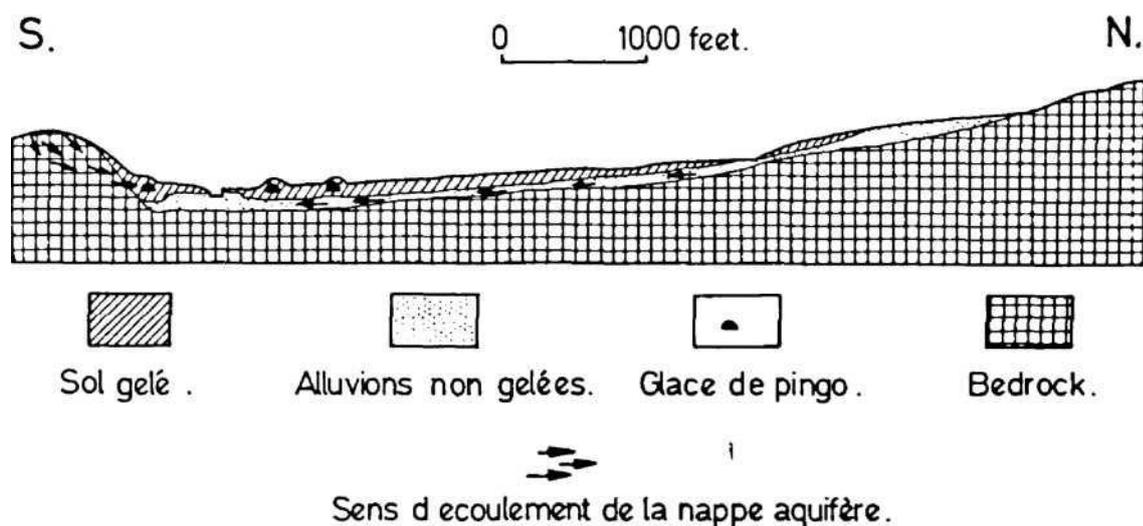
B) LES PINGOS NÉS EN SYSTÈME OUVERT

Cette catégorie de pingos est moins bien connue que ceux nés en système fermés. Leurs caractéristiques extérieures sont toutefois tout à fait semblables. A notre connaissance, la butte de ce type la plus élevée a 42 m d'élévation et a été décrite par *Liestol* au Spitzberg en 1977. Des buttes de 30m ont été signalées par *Müller* (1959) au Groenland et par *Holmes, Hopkins* et *Foster* (1968) en Alaska.

Le mécanisme fondamental, responsable de l'apparition de ces pingos, est encore la mise sous pression de l'eau du sol. Cette mise sous pression résulte cependant ici d'un simple phénomène *hydraulique*, c'est-à-dire de la mise en charge d'une nappe aquifère suite à une différence d'altitude. Ces pingos ne

peuvent donc apparaître que dans la partie inférieure d'un relief suffisamment marqué (Fig. 6).

Fig. 6: Schéma illustrant l'origine des pingos nés en système ouvert, c'est-à-dire apparus suite à l'existence d'une pression hydraulique au sein de la nappe aquifère (d'après Holmes, Hopkins et Foster, 1968).



Ce type de pingo a été décrit à la fois dans des régions de pergélisol discontinu et dans des régions de pergélisol continu.

Dans les régions de pergélisol *discontinu* (Sibérie: *Schumskii*, 1959; Alaska: *Holmes, Hopkins* et *Foster*, 1968; Yukon, Canada: *Hughes*, 1969), l'eau circule principalement sous le pergélisol relativement peu épais. L'alimentation de la nappe est réalisée par des espaces libres de pergélisol. En Alaska et au Yukon, la majorité des formes sont sur le versant d'adret. *Péwé* (1975) pense que sur ce versant l'eau trouve plus facilement la possibilité de pénétrer dans le sol.

Ces pingos apparaissent habituellement au pied des versants modérés (2 à 26° au Yukon selon *Hughes*, 1969) près du contact avec le fond de la vallée. A notre connaissance, aucun ne soulève la roche en place; ils affectent des dépôts de pente et des dépôts éoliens. Dans la localisation de ces pingos, l'influence de cassures affectant le substratum a souvent été observée. *Holmes, Hopkins* et *Foster* (1968) précisent qu'il s'agit de zones où la circulation de l'eau est plus aisée.

Ces pingos sont très dispersés. Leur densité en Alaska atteint au maximum 38 pour 1000 km². Ils sont très rares en Alaska dans les régions qui ont été glaciées, il y a moins de 25.000 ans (*Péwé*, 1978). *Hughes* (1969) qui a observé la même chose au Yukon, y voit l'effet soit du remaniement de dépôts superficiels par le glacier, soit de caractéristiques différentes du pergélisol en relation avec la glaciation.

C'est au Spitzberg et au Groenland que ces pingos en système ouvert ont été décrits dans des zones qui peuvent appartenir au pergélisol *continu*. La

démonstration de la continuité du pergélisol est parfois difficile. L'ensemble des données présentées par *Liestol (1977)* pour le Spitzberg montre des variations d'épaisseur du permafrost allant de 75 à 450 m dans la région de Svalbard, où il a décrit près de 70 pingos. Au NE du Groenland où ils décrivent 5 pingos, *Cruickshank* et *Colhoun (1965)* mentionnent des variations d'épaisseur du permafrost allant de 80 à 220 m. *F. Müller (1959)* considérait aussi que les pingos de l'est du Groenland appartenaient à une zone de pergélisol continu.

Aussi bien au Groenland (*Müller, 1959; Cruickshank* et *Colhoun, 1965*) qu'au Spitzberg (*Åhman, 1973*) et en Sibérie (*Schumskii, 1959*) existent des formes apparues en soulevant les roches consolidées du substratum. Ce sont toutefois des exceptions, la majorité des pingos sont développés dans des dépôts meubles (dépôts de pente, fluviaux ou terrasses marines).

Des sources pérennes ont souvent été observées, aussi bien en pergélisol discontinu que continu, à proximité immédiate ou même au sein de pingos plus ou moins dégradés (*Müller, 1959; Holmes, Hopkins* et *Foster, 1968*). Ces venues d'eau forment l'hiver des «naledi» qui ont été bien décrits au Spitzberg (*Liestol, 1977; Akerman, 1980*). En relation avec ces sources apparaissent parfois des groupements de pingos. La source étant obturée par le pingo, la venue d'eau se poursuit à côté en formant des buttes proches les unes des autres. Une excellente photographie publiée par *F. Müller* en 1959 illustre ce phénomène.

La preuve de l'existence d'une pression élevée sous un pingo de type ouvert a été rapportée dans un pingo de 18 m élévation et toujours en cours de croissance (20 cm/an) en Chine, sur le plateau de Quinghai Xizang (*Cui Shijiu, 1980*). Situé dans une région où l'auteur pense que le pergélisol est continu (bien que la température moyenne annuelle y soit de -4°C, lettre personnelle), un forage a traversé 14 m de glace avant de voir jaillir jusqu'à une élévation de 22 m, de l'eau, des gaz et de la boue. Malheureusement, nous possédons très peu de détails sur cette étude. L'auteur précise que les pingos sont localisés à un emplacement où se croisent des failles et qui se trouve à 4650 m, soit 500 m en dessous des sommets voisins.

Plusieurs auteurs se sont interrogés sur la pression requise pour déterminer le soulèvement du sol. *F. Müller (1959)* estimait la pression totale entre 2,5 et 18 atmosphères. *Holmes, Hopkins* et *Foster (1969)* ont parlé pour leur part de 6 à 22 atmosphères. Comme parfois la dénivellation ne paraît pas suffisante pour atteindre la pression requise pour expliquer certaines formes, *Holmes, Hopkins* et *Foster (1968)* se demandent si parfois la pression Cryostatique ne s'ajoute pas à la pression hydraulique pour donner naissance aux pingos qu'ils ont étudiés.

5. LE TYPE DE GLACE QUI EXISTE AU SEIN DES PINGOS

Pour les pingos de type ouvert, le type de glace a été rarement étudié. Seul *O'Brien (1971)* a décrit au Groenland de grands cristaux de glace qu'il considérait comme de la glace d'injection typique.

Dans le delta du Mackenzie, pour les pingos de type fermé, *J. R. Mackay* a

insisté sur le fait que de la glace de ségrégation existe en grande quantité au sein des pingos (*Mackay*, 1971, 1973, 1978). Il n'y a bien entendu aucune raison de considérer séparément à ce sujet les pingos en système ouvert et ceux en système fermé: tous les deux se forment d'une manière identique par mise sous pression de l'eau du sol. Ils doivent par conséquent posséder le même type de glace.

Mackay, en 1978, a aligné plus de 25 références d'auteurs qui, en URSS et en Amérique du N, ont décrit l'existence de glace de ségrégation dans le centre de pingos. Il ajoute que des observations réalisées dans 17 pingos de la région de Tuktoyaktuk (delta du Mackenzie) ont montré que 2 contenaient seulement de la matière minérale avec un haut pourcentage de glace, 5 montraient de la glace de ségrégation et de la matière minérale; pour 4 c'était à la fois de la glace de ségrégation et de la glace d'injection et 6 étaient constituées entièrement de glace d'injection. La description des deux premiers noyaux gelés ne permet pas de comprendre le type de glace responsable du soulèvement du sol. Par expérience, nous savons que la difficulté de reconnaître sur le terrain l'origine de la glace que l'on découvre au sein des pingos est parfois très grande. La publication d'*Alan Gell* (1978), qui a étudié soigneusement des échantillons de glace prélevés dans 3 pingos différents, le montre très clairement. Bien qu'il ait étudié au microscope polarisant les caractéristiques de divers échantillons, il n'a généralement pas pu définir leur origine.

Dans des sédiments grossiers comme des sables ou des graviers, à condition que ces sédiments soient complètement saturés, l'augmentation de volume au moment où gèle l'eau interstitielle a pour effet de provoquer une expulsion d'eau hors du sédiment. L'eau se déplace librement entre les cailloux ou les grains de sable. Si cette eau ne s'échappe pas, elle soulève le terrain sous-jacent et forme après congélation de la glace d'injection.

Dans des sédiments fins, les actions sont plus complexes: il y a concurrence entre 2 phénomènes, à savoir l'apparition d'une succion de l'eau vers le front de gel (donnant naissance à de la glace de ségrégation) ou une expulsion d'eau semblable à ce qui se produit dans des sédiments grossiers. La pression minimum qui provoque le passage d'un comportement à un autre est dénommée la «shut off pressure» par les anglophones. Elle a été déterminée en laboratoire et les valeurs pour différents sédiments ont été données au tableau 1 lors de l'étude des conditions d'apparition des palses au début de cet article.

En guise d'application des données du tableau 1, remarquons que, en l'absence de tout autre phénomène, dans des silts fins, en admettant une densité des sols de 2 kg/cm², une épaisseur de sédiments de 2,50 m, qui correspond à une pression surincombante de 0,5 kg/cm², suffit à interdire l'apparition de toute glace de ségrégation.

Toutefois, *J. R. Mackay* (1971, 1973, 1978) a souligné que si l'eau interstitielle est elle-même sous pression, cette pression vient contrecarrer l'effet de la pression limitant l'apparition de glace de ségrégation.

La formule qui exprime les *possibilités d'apparition de la glace de ségrégation* et qui a été utilisée par *Mackay* (1979, p. 35) est celle qui a été proposée par *Everett* (1961) et *Williams* (1967). Cette formule s'écrit:

$$0 < p_t - p_w < 2 \frac{\sigma}{r}$$

où p_t = la pression s'opposant au soulèvement par le gel, c'est-à-dire la pression des terrains surincombants, plus, si le soulèvement s'accompagne d'une déformation du sol, la résistance à cette déformation.

p_w = la pression de l'eau au contact de la glace, en entendant par là, la pression qui existe sous la glace indépendamment de tout phénomène de succion, c'est-à-dire la pression qui *affecte* la nappe aquifère à l'endroit considéré et indépendamment de toute progression du gel.

σ = la tension de surface glace/eau.

r = le rayon des ouvertures les plus grandes dans le matériau.

Le terme de droite dans cette équation, c'est-à-dire $2\sigma/r$ est caractéristique du matériau utilisé. Les valeurs qui y correspondent, mesurées en laboratoire, ont été données au tableau 1.

Cette équation montre donc que de la glace de ségrégation peut apparaître à n'importe quelle profondeur et sous n'importe quelle pression pour autant que la pression de l'eau interstitielle soit légèrement inférieure à la pression nécessaire pour soulever le sol superficiel (si p_w devient supérieur à p_t , il y a injection d'eau, d'où la nécessité du terme $0 < p_t - p_w$).

Sur la base de cette équation et du tableau 1, on constate que, dans des sables grossiers, de la glace de ségrégation ne peut en aucune manière apparaître. La possibilité de la voir se former dans des sables moyens et fins, comme dans des silts moyens, est très faible. Il faut pour cela que la pression ne soit, ni supérieure, ni inférieure de moins de $0,15 \text{ kg/cm}^2$ (tableau 1) à la pression nécessaire pour soulever la couche sous-jacente. Pour rester dans cette situation, il faut que la quantité de froid qui arrive pendant un temps t à l'emplacement où se forme la glace de ségrégation corresponde à celle que demande la congélation de la quantité d'eau du sédiment pendant le même temps t . En effet, si toute la masse d'eau expulsée ne constitue pas la lentille de glace de ségrégation, la pression augmente et de l'eau est injectée. Après cette injection, même si la pression revient à une valeur favorable à l'apparition de la glace de ségrégation, la poche d'eau libre apparue sous le pergélisol empêche la formation de nouvelle glace de ségrégation avant que sa congélation ne soit terminée.

Si l'on considère des sédiments plus fins, comme des argiles, pour lesquels les valeurs de la «shut-off pressure» sont plus élevées (tableau 1), l'apparition de glace de ségrégation est plus facile à concevoir; cependant alors, le phénomène est contrarié par la faible perméabilité du matériau considéré.

Au total donc, l'apparition de glace de ségrégation nous paraît se produire assez rarement sous les pingos. Elle peut toutefois se former, comme *J.R. Mackay* l'a démontré. Elle ne constitue cependant, à notre avis, qu'une partie faible de la quantité de glace qui se trouve au sein des pingos.

Soulignons toutefois que, en conséquence, la glace de ségrégation tout comme la glace d'injection qui est susceptible d'apparaître dans les pingos, impliquent l'un comme l'autre la mise sous pression de l'eau contenue dans le sol.

6. LES PINGOS SOUS-MARINS

Des formes absolument identiques aux pingos du delta du Mackenzie ont été reconnues (*Shearer* et al., 1971) sur le fond de la mer de Beaufort à 120 km au nord de la péninsule de Tuktoyaktuk. 78 buttes semblables ont été observées sur une superficie de 5000 km^2 à une profondeur qui ne dépasse pas 65 m. Le diamètre moyen de ces buttes est de 400 m à leur base, tandis que leur élévation moyenne est de 30 m. D'autres ont été découvertes en quelques endroits en dehors de la zone de 5000 km^2 étudiée, ce qui prouve qu'elles sont nombreuses sur la plate-forme continentale de la mer de Beaufort. L'origine de ces buttes est

toujours mal connue. On ne sait si ces formes ont été submergées après leur apparition ou si elles sont nées sur le fond de la mer. Dans les deux cas, il s'agirait cependant de formes du type Mackenzie, en relation avec la prise par le gel du fond de lacs. Les deux hypothèses rencontrent cependant des objections. Il est difficile d'admettre que ces pingos ont résisté à l'érosion lors de la transgression marine. Par ailleurs, bien que l'eau du fond de la mer en septembre 1970 soit généralement sous $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (et même parfois à $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, ce qui est la plus basse température possible pour la salinité des eaux), il est logique de se demander si, avec une température si peu inférieure à 0°C , la pénétration du gel est assez rapide et importante pour donner naissance à des pingos en système fermé.

7. BUTTES SAISONNIÈRES

Il s'agit de buttes relativement peu élevées (généralement inférieures à 3 m) dont la genèse est tout à fait identique à celle des pingos. L'eau est injectée dans la couche active pendant l'hiver, suite à une mise sous pression Cryostatique ou hydrostatique de la nappe aquifère (*Schumskii*, 1959). Comme cette couche active dégèle en été, la glace commence à fondre l'année même de sa formation. Si sa disparition n'est pas complète la première année, la fusion se poursuit lors des étés suivants.

Porsild (1938) avait décrit la formation d'une butte semblable dans le delta du Mackenzie. Au même emplacement s'est formé par la suite un pingo (*Mackay*, 1979), l'injection s'étant poursuivie ultérieurement dans le pergélisol.

Signalons aussi que *Cui Zhiju* (1979) a proposé d'appeler «pingos du Mont Wuli» des buttes saisonnières observées en Chine qui apparaissent par pression Cryostatique (système fermé) et peuvent atteindre 3 m d'élévation. En été, ces buttes explosent littéralement, en projetant jusqu'à 10 à 15 m de hauteur et sur un rayon de 10 m de la boue et de l'eau. Cette projection résulte de l'existence au sein des buttes de quantités importantes de gaz (probablement du CO_2). Après leur explosion, subsiste un cratère profond à l'emplacement où le phénomène s'est produit. Nous pensons que la période d'existence de ces buttes est trop courte pour mériter le nom de pingos; nous lui préférons le terme «buttes saisonnières du Mont Wuli».

IV. Conclusions

La distinction génétique fondamentale entre pingos et palses ne réside pas dans le type de glace que chaque forme contient, puisque de la glace de ségrégation et d'injection existent ensemble dans certains pingos typiques. Il semble possible cependant de les séparer d'après le mécanisme génétique qui intervient dans leur formation. La proposition de *Wramner* (1972) nous paraît particulièrement heureuse²⁾. Il souligne que la particularité des pingos est de nécessiter une mise sous pression d'eau profonde pour qu'ils apparaissent. Cette mise sous pression peut avoir pour origine le gel (pression Cryostatique: système fermé) ou la mise en charge d'une nappe par différence de relief (pression hydraulique: système ouvert).

Wramner (1972) propose, pour avoir une définition équivalente à celle donnée pour les pingos, de réserver le terme de palse aux buttes nées par simple cryosuccion: l'eau est aspirée vers le front de gel en suivant les capillaires du sol pour former uniquement de la glace de ségrégation.

Il nous paraît nécessaire de discuter un peu plus des différents critères de distinction qui ont été proposés. Précisons tout d'abord que tout le monde s'accorde à dénommer palsas, des buttes cryogènes persistant pendant plusieurs années, recouvertes de tourbe, localisées dans la zone du pergélisol discontinu et apparues suite à la formation de glace de ségrégation.

L'accord n'est pas unanime lorsqu'on veut étendre le terme de palse à des formes ne répondant pas à tous les caractères que nous venons de mentionner.

C'est ainsi qu'une proposition a été formulée de reconnaître comme caractéristique des palses l'existence d'une couverture de tourbe. Au point de vue génétique, cette proposition signifie que l'on reconnaît comme essentielle la faible conductibilité thermique que prend la tourbe lorsqu'elle est soulevée sur une palse. Cette simple définition ne peut être retenue parce que de la tourbe existe parfois sur des pingos typiques où cette action ne joue aucun rôle (voir *Mackay*₁ 1973, fig. 29, p. 20).

Bien qu'il existe toutes les transitions entre des palses constituées uniquement de tourbe et des buttes cryogènes d'origine semblable mais sans tourbe, c'est une altération du sens initial d'attribuer le terme palse aux formes sans tourbe. Cette modification du sens premier paraît toutefois acceptable si on précise bien qu'il s'agit de «palses minérales», l'adjectif «minéral» garantissant qu'il n'y a pas d'erreur sur la signification à donner au terme palse. Si, de la même manière, on étend le terme de palse à des buttes formées dans la zone de pergélisol continu, ou à des buttes formées suite à un système d'injection dans la couche active, il convient d'adjoindre au mot palse, un adjectif précisant bien la

²⁾ "... two main types are distinguished: pingos and palses. The former are caused by hydrostatic pressure and have a core of pure ice. The latter are caused by frost heaving, have an ice laminated frozen core P. *Wramner*, 1972, p. 49.

signification donnée au terme.

Distinguer, comme l'a fait *Wramner* (1972), les pingos et les paises par les conditions déterminant la migration de l'eau est une proposition qui nous paraît fort intéressante. Elle implique que la granulométrie du sol joue un rôle déterminant. Les graviers et les sables, au sein desquels l'eau se déplace aisément, sont particulièrement favorables à l'apparition des pingos, tandis que les sédiments fins, où l'eau circule difficilement, limitent leur possibilité d'apparition. Les paises, au contraire, nécessitent des sédiments permettant la circulation capillaire de l'eau. Elles ne peuvent apparaître dans des sables et des graviers; les silts sont particulièrement propices à leur croissance. Comme nous l'avons montré, leur élévation est d'ailleurs contrôlée par cette granulométrie: plus les sédiments sont argileux, plus les paises peuvent avoir une élévation considérable. Cependant, à un certain moment, l'imperméabilité du matériau bloque l'apparition des formes.

Il est difficile de donner une limite dimensionnelle aux pingos et aux paises. *Mackay* appelle «pingos» des formes qui n'ont pas plus de 1 m d'élévation et *Schunke* en Islande «paises» des buttes décimétriques. Plus importante que leur taille est leur persistance plusieurs années de suite. On pourrait admettre que quand des buttes se conservent plus de 5 ans, elles méritent le nom de paise et de pingo. Autrement, il s'agit de buttes temporaires.

Si le terme «pingo» est bien appliqué à une butte clairement limitée au premier coup d'oeil, le terme «paise» est donné aussi à une superficie étendue soulevée par de la glace de ségrégation (paise en plateau). Vu l'importance de la surface affectée, l'aspect de butte est alors forcément très atténué. Le terme de paise doit toutefois être conservé mais il faut bien insister cependant, comme le faisait *Åhman*, sur le fait que la limite de la paise doit être raide, c'est-à-dire bien marquée dans la topographie (c'est bien le cas pour les paises en plateau). Si une surface est soulevée par de la glace de ségrégation, elle ne mérite le nom de paise que pour autant que la dénivellation due à cette glace apparaisse clairement à la bordure de la zone soulevée.

Aucun terme n'est utilisé dans la littérature pour distinguer les paises résultant de la dégradation d'une paise en plateau et qui se décompose en paises de petites dimensions. Cette distinction est toutefois génétiquement très importante.

Ajoutons pour terminer que la température moyenne maximum qui autorise l'apparition de pingos en système fermé, soit -6°C selon *Washburn* (1979) se différencie de celle qui permet la croissance des paises (-1 à -5°C). Les pingos nés en système ouvert (température moyenne maximum de -2°C selon *Washburn*, 1979) peuvent par contre apparaître dans les mêmes conditions climatiques que les paises, et spécialement les paises minérales. Il existe donc un danger de confusion entre ces deux types de forme.

DÉFINITIONS RETENUES

PINGO: butte pluriannuelle bien individualisée due à une accumulation de glace dans le sol en conséquence de la mise sous pression de l'eau localisée sous le pergélisol ou dans un talik au

sein de celui-ci. *Types*: par un système *Cryostatique*: système fermé: type Mackenzie. par un système *hydraulique*: système ouvert: type E. Groenland.

PALSE: Butte pluriannuelle, limitée par un abrupt net, due à une accumulation de glace de ségrégation dans le sol. Cette glace résulte de la seule cryosuccion qui a attiré l'eau vers le front de gel. *Types*: - Si la palse est recouverte de tourbe, il s'agit d'une *palse organique*. - Si la palse est développée uniquement dans le sol minéral, il s'agit d'une *palse minérale*.

RÉSUMÉ

Un essai de synthèse des connaissances actuelles se rapportant aux buttes périglaciaires persistant pendant plusieurs années est présenté. L'aspect externe et la composition interne des pingos et des palses sont décrits. Les mécanismes génétiques sont discutés.

Les pingos apparaissant suite à la mise sous pression sous le pergélisol d'une nappe d'eau, soit par action cryostatique, soit par mise en charge hydraulique. Les palses se forment par cryosuccion. En relation avec ces mécanismes, les conditions climatiques d'apparition des différentes formes varient.

ABSTRACT

This paper presents a state-of-the-art review of periglacial (i. e. frost) mounds which last for many years. The external form and internal composition of pingos and palsas are described. Their genetic mechanisms are discussed.

Pingos result from pressure exerted under a permafrost layer by underground water, either by cryostatic action or by hydraulic pressure. Palsas form by cryosuccion (i. e. movement of water to the freezing plane to form segregated ice). The climatic conditions conducive to the formation of the different forms are mentioned.

Remerciements: Bernard Hallet a eu l'obligeance de relire et de critiquer ce manuscrit. Il a formulé plusieurs remarques qui nous ont permis d'améliorer notre texte. Nous l'en remercions vivement.

Bibliographie

Åhman, R. (1973): Pingos i Adventdalen och Reindalen pa Spitsbergen. — Svensk Geogr. Arsbok, 49, p. 190-197.

(1976): The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. — Biul. Peryglacjalny, 26, p. 25-31.

(1977): Palsar i Nordnorge. — Meddelanden from Lunds Universitets. Geogr. Inst. Avhandl. 78, 165 p.

Åkerman, J. (1980): Studies on periglacial geomorphology in West Spitzbergen. — Meddelanden f. Lunds Universitets. Department of Geography. 297 p.

- Balkwill, H. R., Roy, K. J., Hopkins, W. S. et W. V. Sliter (1974):* Glacial features and pingos. Amund Ringnes Island, Arctic Archipelago. — *Can. J. Earth Sci.* 11, p. 1319-1325.
- Barr, W. et M. Syroteuk (1973):* The pingos of the Tuktoyaktuk area. — *The Musk-Ox. A Journal of the North*, n°12, p. 3-12.
- Brown, R.I. E. (1973):* Ground ice as an initiation of landforms in permafrost regions. National Research Council. Technical paper n°431 of the Division of building research, p. 25-42.
- Brown, R.J. E. et W. O. Kupsch (1979):* Terminologie du pergélisol. — *Mémoire technique n°111 du Conseil national des Recherches du Canada*, 66 p.
- Burns, J. J. (1964):* Pingos in the Yukon-Kuskokwim delta, Alaska: their plant succession and use by Mink. — *Arctic*, 17, p. 203-210.
- Cruickshank, J. G. et E. A. Colhoun (1965):* Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, Northeast Groenland. — *Geogr. Annaler* 47A, p. 224-236.
- Cui Zhijiu (1980):* Preliminary study on some characteristic features of periglacial phenomena on Qinghai-Xizang Plateau. — *Revue Tongbao, Beijing, China*, 25, n°8, p. 700-705.
- Dionne, J. C. (1978):* Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. — *Géogr. Phys. Quat.*, 32, n°3, p. 187-247.
- Everett, D. H. (1961):* The thermodynamics of frost damage to porous solids. — *Trans. Faraday Soc.*, 57, n°465, part. 9, p. 1541-1551.
- Evseev, V. P. (1973):* Monticules de boursoufflement de migration. — *Actes de la 2e conférence internationale sur le permafrost. Yakutsk*, 2, p. 98-102.
- Forsgren, B. (1968):* Studies of paisas in Finland, Norway and Sweden 1964-1966. — *Biul. Peryglacjalny*, 17, p. 117-123.
- Fraser, J. K. (1956):* Physiographic notes on features in the Mackenzie delta area. — *Le géographe canadien*, n°8, p. 18-23.
- French, H. M. (1976):* The periglacial environment. — London and New York, 309 p.
- French, H. M. et L. Dutkiewicz (1976):* Pingos and pingo-like forms. Banks Island, Western Canadian Arctic. — *Biul. Peryglacjalny*, 26, p. 211-222.
- Friedman, J. D., Johansson, C. E., Oskarsson, N., Svensson, H., Thorarinsson, S. et R. S. Williams (1971):* Observations on Icelandic polygon surfaces and palsas areas. Photo interpretation and field studies. — *Geogr. Annaler*, 53, Ser. A, 1971, 3-4, p. 115-145.
- Gell, A. (1978):* Fabrics of icing-mound and pingo ice in permafrost. — *J. of Glaciology*, 20, n°84, p. 563-569.
- Gorbunov, A.P. (1969):* La région périglaciaire du Tian-Chan. — *Biul. Peryglacjalny*, 19, p. 151-174.
- Hamelin, L. E. et A. Cailleux (1969):* Les palses dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine. — *Rev. Geogr. Montréal*, 23, n°3, p. 329-337.
- Heim, J. (1976):* Etude palynologique d'un palse de la région de Richmond (Nouveau Québec - Canada). — *Cahiers de Géogr. du Québec*. 20, n°50, p. 221-238.

- Holmes, G. W., Hopkins, D. M. et H. L. Foster* (1968): Pingos in central Alaska. — Geogr. Surv. Bull. 1341 H. Washington, U.S.A., 40 p.
- Hughes, O. L.* (1969): Distribution of open system pingos in Central Yukon territory with respect to glacial limits. — Paper 69-34. Geol. Surv. of Canada, Ottawa, 8 p.
- Jahn, A.* (1975): Problems of the periglacial zone (translated from Polish). — Nation. Sci. Foundation, Washington D.C., 223 p.
- Johnston, G. H. et R.J. E. Brown* (1961): Effect of a lake on distribution of permafrost in the Mackenzie River delta. — Nature, 192, p. 251-252.
- Krinsley, D. B.* (1965): Birch Creek pingo, Alaska. — Prof. Paper 525 C. U.S. Geol. Survey. Washington D.C., p. C133-C136.
- Lagarec, D.* (1973): Eléments de la morphologie cryogène du golfe de Richmond, Nouveau Québec. — Cah. Géogr. Québec, 17, n°42, p. 465-482.
- (1976): Etude géomorphologique de palses dans la région de Chimo, Nouveau Québec, Canada. — Cah. Géol., n°92, p. 153-163.
- Leffingwell, E.* (1919): The Canning River Region, Northern Alaska. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 109, 251 p.
- Liestol, O.* (1977): Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. — Norsk Polarinst., Arbok 1975 - Oslo, p. 7-29.
- Lindqvist, S. et J. O. Mattsson* (1965): Studies on the thermal structure of a pals. — Svensk Geogr. Arsbok, 40, p.38-49.
- Lundquist, J.* (1969): Earth and ice mounds: a terminological discussion. — The periglacial environment. Editor *T. L. Péwé*, p. 203-215. Montréal. McGill-Queen'Univ. Press, 487 p.
- Maarleveld, G. C.* (1965): Frost Mounds. A summary of the literature of the past decade. — Meded. geol. Sticht. Nieuwe Serie 17, 16 p.
- Mackay, R.* (1962): Pingos of the pleistocene Mackenzie River delta area. — Geogr. Bull., 18, p.21-63.
- (1963): The Mackenzie delta area, N.W.T. — Geogr. branch. Mem. 8, Dep. Mines Tech. Survey. Ottawa, 202 p.
- (1965): Gas-domed mounds in permafrost, Kendall Island, N.W.T. — Geogr. Bull., 7, p.105-115.
- et *J. K. Stager* (1966): The structure of some pingos in the Mackenzie Delta area, N.W.T. — Geogr. Bull. (Canada), n°4, p. 360-368.
- (1972): Some observations on the growth of pingos. In: Mackenzie Delta area Monograph. — Edit. E. Kerfoot, Ontario, p. 141-148.
- (1973): Some aspects of permafrost growth. — Paper 73-1A. Geol. Surv. of Canada, Ottawa, p. 232-233.
- (1973): The growth of pingos, Western Arctic Coast, Canada. — Can. J. Earth Sci., 10, p. 979-1004.
- (1973): Problem in the origin of massive icy beds, Western arctic, Canada. — North American Contribution. Second Intern. Conf. on Permafrost. Nation. Acad. Sci., Washington, p. 223-227

- .- et *R. F. Black* (1973): Origin, composition and structure of perennially frozen ground and ground ice: a review. — North American Contribution. Second Intern. Conf, on Permafrost. Nation. Acad. Sci., p. 185-192.
- .- (1976): The age of Ibyuk pingo, Tuktoyaktuk peninsula, District of Mackenzie. — Geol. Surv. Can. Paper, 76-1B, p. 59-60.
- .- (1977): Pulsating pingos, Tuktoyaktuk peninsula, N.W.T. — Can. J. of Earth Sci., 14, n°2, p. 209-222.
- .- (1978): Sub-pingo water-lenses, Tuktoyaktuk peninsula, N.W.T. — Can. J. of Earth Sci., 15, n°8, p. 1219-1227.
- (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest Territories. — Geogr. phys. Quat., 33, n°1, p. 3-61.
- Müller, F.* (1954): Beobachtungen fiber Pingos. — Medd. om Grønland, 153 (3), 127 p. (Translation 1073 of the Canada Nat. Res. Council, 117 p., 1959).
- O'Brien, R.* (1971): Observations on pingos and permafrost hydrology in Schuchert Dal, N.E. Greenland. — Medd. om Grønland, Bd. 195, n°1, p. 1-19.
- Payette, S.* et *D. Lagarec* (1972): Observations sur les conditions d'enneigement à Poste-de-la-Baleine, Nouveau Quebec, hiver 1972. — Cahiers Géogr. Quebec, 16 (39), p. 469-481.
- Payette, S.* et *M. K. Seguin* (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau Québec. — Géogr. phys. Quat., 33, n°3-4, p. 339-357.
- Payette, S., Samson, H.* et *D. Lagarec* (1976): The evolution of permafrost in the Taiga and in the frost tundra, western Quebec-Labrador Peninsula. — Can. J. For. Res., 6, n°2, p. 203-22.
- Péwé, T. L.* (1975): Quaternary geology of Alaska. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper 835, 145 p.
- Pissart, A.* (1967): Les pingos de l'île Prince Patrick (76°N, 120°W). — Geogr. Bull. 9, p. 189-217.
- .- (1974): Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos? — Ann. Soc. Géol. Belg., 97, p. 359-381.
- .- et *H.M. French* (1976): Pingo investigations, north-central Banks Island, Canadian Arctic. — J. Can. Sc. Terre, 13, n°7, p. 937-946.
- .- et *H.M. French* (1977): The origin of pingos in regions of thick permafrost, Western Canadian Arctic. — Quaestiones Geographicae, 4, p. 149-159.
- .- et *E. Juvigne* (1981): Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn, Hautes Fagnes, Belgique. — Ann. Soc. Géol. Belg., 103, p. 73-86.
- Porsild, A. E.* (1938): Earth mounds in unglaciated arctic north-western America. — Geogr. Rev., 28, p. 46-58.
- Rampton, V. N.* et *J.R. Mackay* (1971): Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richard Island and nearby areas, District of Mackenzie. — Can. Geol. Surv. Pap. 71-21, 16 p.
- Rotnicki, K.* et *A. Babinski* (1977): Cryogenic Relief in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin. — Bull. Acad. polonaise Sc. de la Terre, XXV, n°3-4, 1977, p. 141-148.

Salmi, M. (1970): Investigations on palsas in Finnish Lapland. — Ecology of the subarctic regions, p. 143-153. Paris.

Schunke, E. (1973): Palsen und Kryokarst in Zentral-Island. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 4, p. 65-102.

Seguin, M. K. et J. Crepault (1979): Etude géophysique d'un champ de palses au Poste de la Baleine, Nouveau Québec. — Géogr. phys. Quat., 33, n°3-4, p. 327-337.

Seppälä, M. (1976): Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö. Finnish Lapland, in 1974. — Biul. Peryglacjalny, 26, p. 17-24.

.- (1972): The term "palsa". — Z. Geomorph. 16, 4, p. 463.

.- (1972): Pingo like remnants in the Peltojarvi area of Finnish Lapland. — Geogr. Annaler, 54A, p. 38-45.

.- (1980): Stratigraphy of a silt cored palsa, Atlin region, British Columbia, Canada. — Arctic, 33, n°2, p. 357-365.

.- (1982): An experimental study of the formation of palsas. — Proc. Fourth Canad. Permafrost Conf., Calgary, Alberta, March 2-6, 1981. Nat. Res. Council of Canada, Ottawa.

Shearer, J. M., Macnab, R. F., Pelletier, B. R. et 7. B. Smith* (1971): Submarine pingos in the Beaufort sea. — Science, 174, n°4011, p. 816-818.

Schumskii, P. A. (1959): Principles of geocryology (permafrost studies). Part I. General cryology. Chapter IX, ground (subsurface) ice. p. 274-327. — Technical translation 1130 by C. de Leuchtenberg, Nat. Res. Council of Canada, Ottawa 1964.

Soloviev, P. A. (1952): Les Boulgouniaks de la Yakoutie centrale. Chapitre 3 du livre Etudes des glaces éternelles dans la république de Yakoutie. — Edition Acad. Sc. U.R.S.S. Moscou, p. 227-258. En russe. Traduction orale de Madame Clemens.

Sparks, B. W., Williams, R. G. et F. G. Bell (1972): Pingos Grande-Bretagne. — Proc. R. Soc. A., 327, p. 329-343.

Stager, J. K. (1956): Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. — Canad. Geographer, 7, p. 13-20.

Svensson, H. (1961): Nagra iakttagelser fran palsomraden. — Norsk Geogr. Tidskr., XIII, 5-6, p. 212-227.

.- (1971): Pingos i Yttre Delen an Adventdalen. — Norsk Polarinst. Oslo, p. 168-174.

.- (1964): Structural observations in the minerogenic core of a pals. — Svensk geogr. Arsbok, 40, p. 138-142.

.- (1976): Pingo problems in the Scandinavian countries. — Biul. Peryglacjalny, 26, p. 33-40.

Tarnocai, C. et J. A. Netterville (1976): Some characteristics of a pingo in the Simpson Peninsula. — Can. J. Earth Sci., 13, p. 490-492.

Van Autenboer, T. et W. Loy (1965): Pingos in northwest Spitsbergen. — Norsk Polarinst. Arbok 1965, Oslo 1966, p. 75-80.

Thom, G. (1978): Disruption of bedrock by the growth and collapse of ice lenses. — J. of Glaciology, 20, n°84, p. 571-575.

Vernon, P. et O. L. Hughes (1966): Surficial geology. Dawson, Larsen creek and nash creek map-areas, Yukon territory. — Geol. Surv. Canada. Bull. 136, Ottawa, 25 p.

Wang Shaoling et Yao Heqing (1981): On the pingos along both banks of the Qing-Shui river on Qinghai-Xizang Plateau. — J. of Glaciology and Cryopedology, n°3, 3, p. 58-62.

Washburn, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. — London, 320 p.

-- (1979): Geocryology. — E. Arnold, New York-London, 406 p.

-- (1980): Permafrost features as evidence of climatic change. — Earth Sci. Rev. 15,p. 327-402.

White, S. E., Clark, G. M. et A. Rapp (1969): Palsa localities in Padjelanta National Park, Swedish Lapland. — Geogr. Annaler, 51 A, p. 97-103.

Williams, P.J. (1967): Properties and behaviour of freezing soils. - Norwegian Geotechn. Inst. Oslo, Publ. n°72, 119 p.

-- (1968): Ice distribution in permafrost profiles. — Can. J. Earth Sci., 5, p. 1381-1386.

Wramner, P. (1967): Studier av Palsmyrar i Laivadalen, Lappland. —Medd. Goteborgs Univ. Naturgeogr. Inst., n°86, p. 435-449.

-- (1972): Palslika bildningar i mineraljord nagra iakttagelser fran taavavuoma, Lappland. — Göteborg Univ. Naturgeogr. Inst. Guni rapport 1. Goteborg. 59 p.

Zoltai, S. C. (1970): Southern limit of permafrost features in peat landforms, Manitoba and Saskatchewan. — Abstr. of Papers; Geol. Ass. Can. Ann. Meeting, Winnipeg, 58.

-- et C. *Tarnocai* (1971): Properties of a wooded palsa in Northern Manitoba. — Arctic and Alpine Res. 3, n°2, 115-129.