

LES VIVIERS DES HAUTES FAGNES  
SONT DES TRACES DE BUTTES PERIGLACIAIRES.  
MAIS S'AGISSAIT-IL RÉELLEMENT DE PINGOS ? (\*)

par A. PISSART

(7 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

L'auteur présente une brève synthèse des connaissances se rapportant aux pingos actuels et décrit sommairement des formes semblables aux viviers observés en Laponie et dans les îles britanniques. Il montre que les buttes périglaciaires qui ont donné naissance aux viviers n'appartiennent à aucune des deux catégories classiques (système ouvert et système fermé) dans lesquelles on range d'habitude les pingos.

Sept sondages exécutés sur le plateau des Hautes Fagnes dans des zones où les « viviers » sont particulièrement bien développés ont montré l'existence en ces endroits d'une profonde altération physico-chimique qui a transformé les schistes reviniens en argile et les quartzites en sables. Au sein des zones sableuses existent de petites nappes aquifères. Une coupe transversale au travers d'un rempart de « vivier » (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart, J. Thorez, 1974) a permis de supposer que les « viviers » des Hautes Fagnes sont apparus par accumulation dans le sol de lentilles de glace de ségrégation à un moment où existait un pergélisol discontinu.

ABSTRACT

It is shown that the « viviers » of the Hautes Fagnes plateau belong to neither of the classic categories of pingo (open system, closed system).

Seven boreholes have been completed in the areas of the Hautes Fagnes where the « viviers » are particularly well-developed. They reveal the existence in these areas of a deep physico-chemical weathering which has transformed the revinian shales into clays and the quartzites into sands. These sandy zones act as aquifers (Ch. V). A transverse section across the rampart of a « vivier » (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart, J. Thorez, 1974) has shown that the « viviers » of the Hautes Fagnes formed during periods of discontinuous permafrost by accumulation, in the soil, of lenses of segregation ice. These hillocks were probably relieved of their snow cover by deflation and thus constituted regions of the soil which were particularly cold. The discontinuous permafrost allowed recharging of the aquifers during the summer.

REMERCIEMENTS

Mr. Delmer, Directeur du Service Géologique de Belgique, a fait exécuter plusieurs sondages dont il est question dans ce travail. Mr. Graulich, Ingénieur géologue, en a surveillé la réalisation. Par ailleurs, d'autres sondages moins profonds

(\*) Communication présentée le 7 mai 1974, manuscrit déposé le 1<sup>er</sup> juillet 1974.

(\*\*) Université de Liège, Laboratoire de Géologie et de Géographie Physique, 7, place du Vingt-Août, B-4000 Liège.

ont été réalisés grâce à un subside du Centre National de Recherches Géomorphologiques. Une coupe a pu être dégagée dans un pingo de la Brackvenn grâce à un crédit aux chercheurs du Fonds National de la Recherche Scientifique accordé à B. Bastin, E. Juvigné et A. Pissart.

Nous exprimons notre reconnaissance aux responsables des organismes et aux personnes que nous venons de citer pour l'aide qu'ils nous ont accordée. Sans eux, ce travail n'aurait pu être réalisé.

Enfin, nous tenons à remercier le Conseil Scientifique de la Réserve des Hautes Fagnes qui nous a permis de travailler au sein du Parc Naturel des Hautes Fagnes.

#### I. LES TRACES DES PINGOS DES HAUTES FAGNES DESCRIPTION SOMMAIRE (\*)

Les « viviers » des Hautes Fagnes se présentent sous forme de dépressions généralement remplies de tourbe et entourées d'un rempart. Sur les surfaces planes, les dépressions ont tantôt une forme circulaire, tantôt une forme irrégulière. Sur les versants, ces cuvettes s'allongent souvent parallèlement à la ligne de plus grande pente. Très fréquemment, elles restent alors ouvertes vers le haut de la pente, présentant, lorsqu'elles sont peu étirées, une forme en fer à cheval. Leur diamètre moyen est voisin de 80 m pour les formes circulaires; les formes allongées, par contre, ont une longueur supérieure pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (voir A. Pissart, 1963, p. 154, fig. 7d). Comme les dépressions sont remplies de tourbe, c'est de l'extérieur que les remparts sont les plus apparents. Ils peuvent atteindre une hauteur de 5 m. La profondeur des cuvettes remplies de tourbe est variable, allant de 1 ou 2 mètres jusqu'à 7,5 m.

Les figures que nous avons publiées en 1963 (fig. 7, p. 154) et 1965 (fig. 3, p. B285) donnent une excellente vue du tracé en plan de ces formes. Elles montrent aussi que généralement ces remparts sont groupés; les formes isolées sont très rares.

La photo aérienne donnée à la figure 1 permet au lecteur de se rendre compte de l'aspect de cette morphologie dans la Fagne de la Brackvenn, endroit où les « viviers » sont particulièrement bien développés.

En Belgique, ces formes n'existent que sur le plateau des Hautes Fagnes (40 km à ESE de Liège) et sur le plateau de la Baraque Fraiture (50 km au SSE de Liège), soit toujours dans des régions de topographie calme situées à une altitude supérieure à 500 m. Un millier de « viviers » y ont été reconnus. Ils couvrent ainsi environ 2.500 hectares. Des formes semblables existent sur une crête aplanie (la crête de Malchamps) dont la largeur ne dépasse pas 750 m. Ailleurs, les formes sont localisées sur des pentes dont l'inclinaison est toujours inférieure à 5 %.

Les plateaux où existent ces dépressions ont un substratum paléozoïque imperméable, composé de phyllades et de quartzites, en proportion variable. Ils sont recouverts de limon éolien, mélangé avec de l'argile provenant de l'altération tertiaire du substratum et des débris plus ou moins volumineux de quartzite. Les courbes granulométriques du matériel constituant les murs des remparts ont montré (A. Pissart, 1963, fig. 9, p. 156) un matériel très mal classé. Aucune structure n'a été observée dans ces remparts sauf la disposition verticale des cailloux qui a été expliquée comme résultant de la poussée latérale du noyau de glace.

(\*) La morphologie dont il est question ici a été décrite dans plusieurs articles (A. Pissart, 1956; A. Pissart, 1963; A. Pissart, 1965) aussi nous nous limiterons maintenant à en rappeler les caractères essentiels.

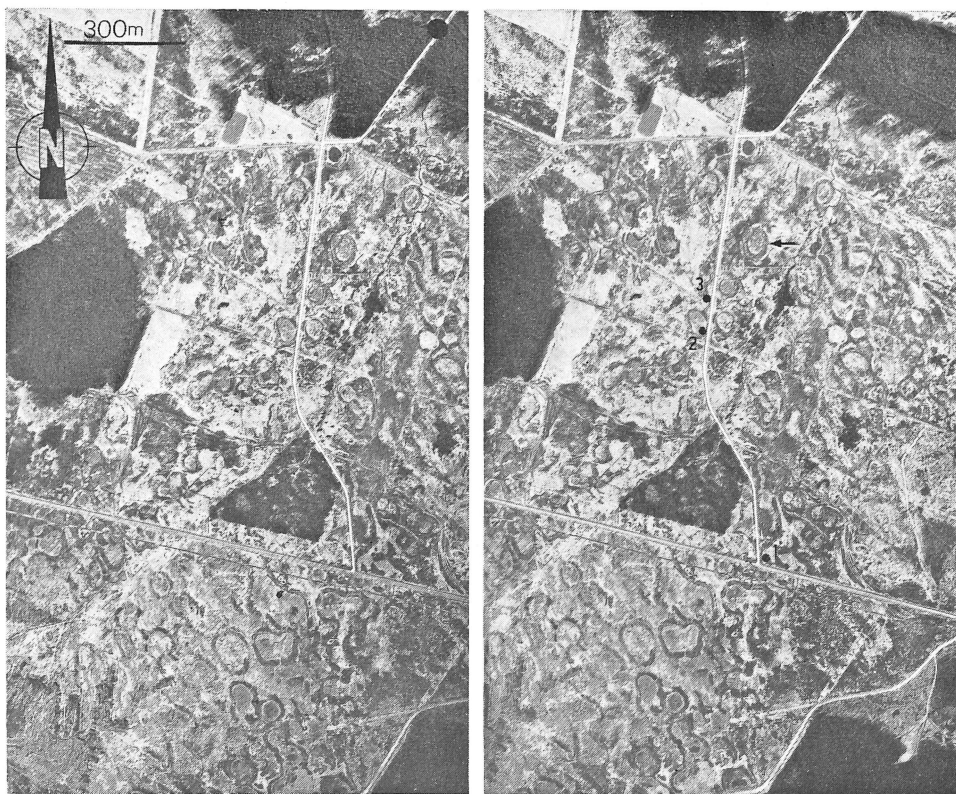


Fig. 1. — Couple stéréoscopique montrant le relief thermokarstique de la Fagne de la Brackvenn. Les chiffres indiquent les numéros des sondages effectués par le Service Géologique; les mêmes numéros sont employés dans cet article. La flèche montre la localisation de la coupe décrite par B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart et J. Thorez (1974).  
(Photos Ministère Travaux Publics, n° 60538-60539, 14-4-59).

Des éléments de datations des « viviers » de Hautes Fagnes ont été fournis par deux méthodes différentes, à savoir la palynologie et l'étude des minéraux denses. Une douzaine de profils palynologiques (rappelés par W. Mullenders et F. Gullentops, 1963) ont montré que les cuvettes ont commencé à se remplir de sédiments tourbeux au Préboréal. F. Gullentops (1969) a trouvé sur le plateau de la Baraque Fraiture, dans des traces de pingos comparables à celle-ci, des poussières volcaniques eiféliennes attribuées à l'Alleröd. Ces éléments eiféliens ont été reconnus uniquement dans les remparts et jamais dans le gyttja (base du remplissage tourbeux). Il en a conclu alors que les pingos s'étaient formés pendant le Dryas récent, courte période froide entre l'Alleröd et le Préboréal.

## II. L'ORIGINE DES VIVIERS DES HAUTES FAGNES LES DIFFICULTÉS D'INTERPRÉTATION

L'origine naturelle de ces dépressions n'a pas été immédiatement reconnue et des hypothèses diverses, toutes anthropiques, ont été avancées pour expliquer les

formes que nous venons de décrire (voir R. Bouillenne et collaborateurs, 1937). L'une d'elles qui consistait à considérer ces cuvettes comme des viviers de pisciculture est à l'origine du nom de « vivier » qui est dans la région communément utilisé pour dénommer ces formes.

En 1956, nous avons émis l'hypothèse que ces « viviers » des Hautes Fagnes étaient des traces de pingos (A. Pissart, 1956). Par ce terme, les esquimaux désignent des collines qui grandissent dans les régions soumises à un climat périglaciaire, à la suite de l'apparition dans le sol d'une grande quantité de glace. De telles collines sont bien connues dans quelques parties de l'arctique comme, par exemple, dans le delta du Mackenzie. Dans cette région, J. Ross Mackay (1962) en a dénombré 1450. Certaines d'entre elles dépassent 50 m de hauteur; elles constituent des reliefs importants dans cette plaine côtière et, à cause de cela, ils ont été mentionnés dès 1828 par John Franklin (J. Ross Mackay, 1973).

L'interprétation périglaciaire des viviers de Hautes Fagnes n'a pas été unanimement acceptée. Au moment où cette hypothèse a été émise, seuls G. C. Maarleveld et J. C. Van Den Toorn (1955) avaient décrit des traces de pingos dans une région (les Pays-Bas) ayant subi un climat périglaciaire durant le Pléistocène. Ce type de forme était, à ce moment, mal connu; aussi, J. Corbel (1961) avait-il écrit que l'existence de pingos, au Quaternaire, en Europe occidentale est « impensable car cela supposerait un abaissement de la température moyenne de 22° C, c'est-à-dire un bouleversement climatique sans précédent dans l'histoire géologique ». Cette affirmation catégorique s'explique aisément par le fait que l'on ne connaissait alors des pingos que dans des régions où existe un pergélisol profond. Ces formes semblaient donc n'apparaître que sous un climat extrêmement rigoureux. La description de nombreux pingos dans des régions de pergélisol discontinu, où la température moyenne est beaucoup moins basse (G. W. Holmes, D. M. Hopkins, N. L. Foster, 1963, 1968; O. L. Hughes, 1968) a enlevé toute signification à l'objection de J. Corbel.

Depuis les travaux de A. E. Porsild (1938), il a été très généralement admis que deux mécanismes distincts peuvent donner naissance aux pingos. Nous les résumerons ici très brièvement, car ils ont été rappelés dans cette même revue, il y a quelques années (A. Pissart, 1965).

On distingue d'une part les pingos nés en « système fermé » et dénommés pingos du « type Mackenzie » qui apparaissent suite à la congélation du fond de lacs qui viennent d'être asséchés ou colmatés par des dépôts. Sous les lacs assez profonds, en effet, même dans les régions les plus froides, les sédiments ne sont pas gelés. Au moment de leur congélation, ils sont entourés de toute part par des formations qui sont prises par le gel; il se produit alors un phénomène similaire à ce qui arrive lors du gel d'une masse d'eau dans un récipient fermé. La dilatation qui accompagne la transformation d'eau en glace, met sous pression les sédiments non gelés et détermine l'injection d'eau vers la surface. Le plus souvent cette eau n'arrive pas à la surface mais gèle à faible profondeur dans le sol en soulevant quelques mètres de sédiments et en constituant une butte que l'on dénomme « pingo ». Ce mécanisme exige donc 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 ce type de pingo apparaît est, selon G. W. Holmes, D. M. Hopkins et H. L. Foster (1963, 1968), comprise entre — 11° et — 5,5° C.

Le second type de pingo se forme en « système ouvert ». De beaux exemples en ont été donnés au Groenland par F. Muller (1959) et le nom de cette région leur est actuellement attaché. La mise sous pression de l'eau qui est injectée vers la surface

est réalisée par un système artésien dont la mise en charge est réalisée par la différence d'altitude d'une nappe d'eau souterraine localisée sous ou dans le pergélisol. Pour les pingos de ce type décrits au centre de l'Alaska, la circulation s'effectue entre un pergélisol peu épais et un bed-rock imperméable. D'après G. W. Holmes, D. M. Hopkins et H. L. Foster (1963, 1968), les températures moyennes de l'intérieur de l'Alaska, où ils observent des formes nées de cette manière, varient de  $-5,5^{\circ}$  à  $-2,2^{\circ}$  C.

Comme nous l'avons montré en 1955, les pingos dont on retrouve les traces sur le plateau des Hautes Fagnes ne peuvent appartenir à aucun des deux types que nous venons de mentionner. Le premier mécanisme (système fermé) peut être écarté parce qu'aucun lac n'a jamais existé au Quaternaire dans la zone où les pingos sont apparus; le second parce que un grand nombre de formes typiques ont été retrouvées sur des crêtes, par exemple la crête de Malchamps, où toute mise en charge d'une nappe aquifère par gravité est impossible.

Devant cette difficulté, nous nous efforçons depuis de nombreuses années d'obtenir des observations nouvelles afin de pouvoir expliquer comment se sont formés les « pingos » des Hautes Fagnes. Des données que nous avons recueillies récemment sont rassemblées dans cet article. Elles proviennent de deux sources :

a) les publications récentes traitant des buttes périglaciaires à noyau de glace, qui fournissent des éléments de comparaison avec les phénomènes que nous étudions.

b) la réalisation de sondages, le dégagement et l'étude d'une coupe au travers d'un rempart de « vivier ».

Dans les pages qui suivent, nous présenterons successivement ces données nouvelles. Nous serons ainsi amenés tout naturellement à la fin de cet article à préciser l'origine des viviers des Hautes Fagnes.

### III. L'ÉTAT DES CONNAISSANCES CONCERNANT LES PINGOS DE L'ARCTIQUE

Au cours de la dernière décennie, de nombreux pingos ont été décrits dans les régions arctiques, au point que la carte de la distribution de ces formes, publiée par G. C. Maarleveld en 1965, ne représente plus que partiellement leur répartition dans l'hémisphère nord. En Amérique du nord, de très nombreux pingos ont été décrits au centre de l'Alaska (G. W. Holmes, D. M. Hopkins et H. L. Foster, 1966, 1968) et dans le Yukon au Canada (O. L. Hughes, 1969) soit dans des régions de pergélisol discontinu. Le nombre de pingos reconnus sur la côte arctique de l'Alaska, du territoire du Yukon et du district de Mackenzie s'élève actuellement à 1500 (J. R. Mackay and R. F. Black, 1973). Au moins 200 pingos ayant sans doute la même origine ont été décrits dans le delta du Yukon-Kuskokwin en Alaska (J. J. Burns, 1964). Par ailleurs, plus de 100 pingos ont été trouvés très au nord sur l'île Prince Patrick (A. Pissart, 1967) et sur l'île de Banks (A. Pissart, 1974). De nouveaux sites ont par ailleurs été décrits au Groenland (J. G. Cruickshank and E. A. Colhoun, 1965; A. L. Washburn, 1969; N. P. Lasca, 1969; R. O'Brien, 1971) et des pingos ont été signalés au Spitzberg (T. van Autenboer et W. Loy, 1966; H. Svensson, 1969). En Eurasie, un grand nombre de pingos existent le long de la côte arctique comme le montre la carte de Frenzel, 1960 (carte reproduite dans A. L. Washburn, 1973, p. 160). La littérature russe est encore mal connue, mais nous ferons plusieurs fois référence dans ce travail à un article de P. A. Solovyev qui a été traduit à notre intention par Madame Clemens (Centre belge de documentation — Bibliothèque royale Albert I<sup>er</sup>, Bruxelles).

Les travaux récents ont confirmé qu'il était impossible de ranger dans les deux catégories mentionnées plus haut tous les pingos actuellement reconnus. J. R. Mackay (1962) et F. Muller (1959) avaient fait cette remarque pour quelques pingos qu'ils avaient étudiés. Les pingos alignés au sommet de l'île Prince Patrick (76° lat. Nord) décrits par A. Pissart (1967) ne peuvent être expliqués ni par une pression artésienne (ils sont sur un sommet), ni être mis en relation avec d'anciens lacs. Sur la même île, d'autres formes situées à proximité des côtes ont été mises en relation, comme A. L. Washburn (1950) l'a invoqué pour des pingos de l'île Victoria, avec un mouvement d'émersion de formations sous-marines. Des difficultés semblables de classification ont été éprouvées par G. W. Holmes, D. M. Hopkins et H. L. Foster (1968) lorsqu'ils ont décrit les pingos du centre de l'Alaska. En effet, s'ils les rangent dans la catégorie « système ouvert », ils font cependant remarquer sur la base d'observations (malheureusement limitées) et de considérations théoriques que la pression artésienne était, à elle seule, insuffisante pour arriver à soulever et à déformer les couches supérieures gelées. Des pressions dégagées par congélation sont vraisemblablement intervenues dans l'apparition de ces structures.

En bref, si un grand nombre des pingos sont effectivement expliqués par les mécanismes imaginés par Porsild dès 1938, il devient de plus en plus clair qu'il en existe d'autres, pour lesquels il faut chercher une explication différente ou au moins une adaptation des systèmes génétiques proposés.

Jusqu'à présent, très peu d'observations se rapportaient directement à la croissance des pingos. Cette lacune vient d'être, partiellement au moins, comblée, pour les pingos du delta du Mackenzie à la suite des travaux de J. R. Mackay (1973). Celui-ci a mesuré la croissance de 11 pingos qui paraissaient grandir de nos jours. Dans un petit nombre de cas, la vitesse de soulèvement varie considérablement d'année en année (par exemple, croissance de 21,2 cm pour la période 69-70; descente de 7,5 cm en 70-71 et croissance de 6,8 cm en 71-72). Ce type de résultat est interprété par J. R. Mackay comme dû à l'injection d'eau, c'est-à-dire déterminé par le mécanisme réputé responsable de l'apparition des pingos. La majorité des pingos étudiés ont donné par contre, des valeurs très constantes chaque année. Ces valeurs de soulèvement se rapprochent beaucoup des valeurs calculées de ce que devait être le soulèvement s'il était déterminé par l'apparition de lentilles de glace de ségrégation. A la suite de ces calculs, J. R. Mackay estime que la glace de ségrégation joue un rôle important dans la croissance des pingos du delta du Mackenzie. Le même auteur a souligné en 1972, puis en 1973 que la mise sous pression d'une nappe aquifère, à laquelle il est fait appel pour expliquer la glace d'injection, joue également un rôle important dans l'apparition de glace de ségrégation, en fournissant la quantité d'eau nécessaire. En 1972, J. R. Mackay ajoutait, en outre, que l'examen de la glace des pingos suggère que de nombreux pingos peuvent être formés tout autant de glace de ségrégation que de glace d'injection.

Une opinion identique a par ailleurs été exprimée dès 1952 par un chercheur russe P. A. Solovyev à propos des boulgounniakhs (pingos) du centre de la Yakoutie. Dans cette région à pergélisol profond, de nombreux pingos existent dans des dépressions thermokarstiques (alás) et des dépressions présentes sur des terrasses de la Lena. Ces pingos appartiennent à première vue au groupe « système fermé », « type Mackenzie ». P. A. Solovyev distingue dans cette région deux types principaux de boulgounniakhs : a) les grands boulgounniakhs dont la hauteur moyenne varie de 5 à 15 m et le diamètre de 30 à 80 m. Ils présentent des versants abrupts (pentes maximum comprises entre 16 et 40°) et des sommets généralement irréguliers car découpés par des fissures et des dépressions. b) les boulgounniakhs plats dont la

hauteur est généralement comprise entre 1,5 et 5 m tandis que le diamètre varie entre 50 et 100 m. Ces buttes présentent des pentes faibles (maximum 8 à 20°) et des sommets plats.

D'après des forages et des puits de recherche, seuls les grands boulgounniakhs ont un noyau gelé comprenant de grosses intercalations et des blocs de plusieurs mètres de glace pure (fig. 2). Les boulgounniakhs plats sont constitués de terre avec de petites entrecouches de glace (fig. 3).

La description montre nettement que le deuxième type de boulgounniakhs est constitué de glace de ségrégation. Le texte de P. A. Solovyev décrivant comment se forment ces buttes, montre que pour cet auteur, non seulement les boulgounniakhs

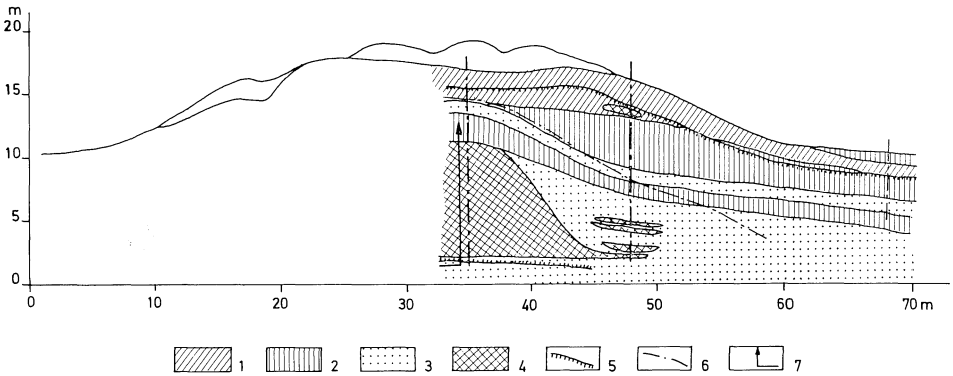


Fig. 2. — Coupe au travers d'un grand « boulgounniakh » du centre de la Yakoutie (près du lac Abalakh). Dessin donné par P. A. Solovyev (1952, p. 242).

1 : terrain sableux; 2 : terrain argileux; 3 : sable; 4 : glace; 5 : limite inférieure de la zone active; 6 : limite du noyau comprenant des lentilles de glace pure; 7 : pression de la nappe d'eau.

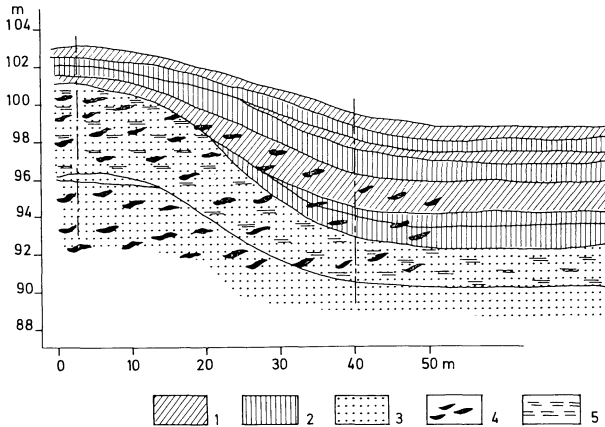


Fig. 3. — Coupe au travers d'un « boulgounniakh » plat du centre de la Yakoutie. Dessin donné par P. A. Solovyev (1952, p. 241).

1 : terrain sableux; 2 : terrain argileux; 3 : sable; 4 : petites lentilles de glace; 5 : terrain silteux.

plats, mais aussi la grande majorité des boulgounniakhs élevés sont formés de glace de ségrégation (\*). Il signale cependant que la nappe aquifère sous le boulgounniakhs a été trouvée plusieurs fois sous pression. Il insiste, en outre, sur l'alimentation possible de la nappe aquifère en été, par dégel des formations qui la recouvrent.

Ces articles établissent que la distinction entre buttes dues à la glace d'injection et buttes nées par croissance de lentilles de ségrégation n'est pas aussi tranchée qu'on le supposait jusqu'à présent dans la littérature occidentale. Entre les pingos formés de glace claire, massive, et les palses, buttes soulevant des couches de tourbe, et constituées de lentilles de glace de ségrégation, existent certainement des intermédiaires.

Rappelons que les palses ont des dimensions variables; ils peuvent atteindre 30 m de largeur, 150 m de longueur et 10 m de hauteur. Ces formes sont presque toujours localisées dans des marais et recouvertes de tourbe. Elles existent aussi bien au dessus d'un substratum non gelé que sur un permafrost. Ces formes sont localisées toujours dans la zone du pergélisol discontinu. Aucun des nombreux auteurs qui ont étudiés les palses n'ont cependant signalé qu'ils donnaient naissance à une dépression entourée d'un rempart. Et ici, l'absence de pergélisol permet de voir la morphologie qui subsiste après la fusion de la butte (\*\*).



Fig. 4. — Vue d'un grand pingo de la Yakoutie centrale (Photo A. Pissart, 1973).

(\*) Remarquons cependant que P. A. Solovyev n'emploie ni le terme de glace de ségrégation, ni celui de glace d'injection.

(\*\*) Il n'en est pas de même pour les pingos du haut arctique développés sur un pergélisol profond. En effet, généralement la fusion des buttes est déterminée par l'exposition de la glace interne en surface, phénomène qui peut se produire indépendamment de tout réchauffement climatique, à la suite, soit de la croissance du pingo, soit de son érosion superficielle. De ce fait, à proximité immédiate du pingo en fusion et dans ses remparts, subsiste le permafrost, avec une quantité de glace inconnue. La forme définitive que prendront les traces de pingos des régions arctiques après la disparition du pergélisol reste donc inconnue (J. R. Mackay, 1973, p. 1002).



V. P. Evseev (1973) a décrit au nord de la partie européenne de l'U.R.S.S. et dans la taïga de la Sibérie, des buttes dont la hauteur atteint 10 m et qui sont formées de glace de ségrégation. Ces buttes sont développées dans des formations argileuses et sableuses, quelquefois sous une couche de tourbe; elles forment des îlots de pergélisol au milieu de couches non gelées.

Ces buttes nous paraissent constituer un des termes de transition entre pingos et paises dont il était question plus haut. D'autres formes comparables ont été décrites par H. Svensson (1969) au nord de la Scandinavie, comme nous le mentionnons dans le chapitre suivant.

Signalons enfin que les pingos du delta du Mackenzie, comme ceux du centre de l'Alaska, sont en général relativement espacés les uns des autres. Des buttes aussi rapprochées que le sont les viviers des Hautes Fagnes, ne sont pas connues dans les régions froides actuelles. Des champs de paises, au contraire, peuvent montrer une semblable densité.

#### IV. LES FORMES SEMBLABLES AUX VIVIERS DES HAUTES FAGNES, DÉCRITES DANS LE MONDE

Depuis que G. C. Maarleveld et J. C. Van den Toorn ont interprété en 1955 comme des traces de pingos des dépressions fermées observées au Pays-Bas, la même hypothèse génétique a été proposée pour diverses dépressions reconnues en Europe et en Amérique. Un certain nombre de formes ainsi expliquées diffèrent des « viviers » des Hautes Fagnes, souvent parce qu'elles ne sont pas entourées d'un rempart marqué. Pour d'autres, la description est insuffisante, ou les formes ont été altérées de telle sorte qu'il n'est pas absolument évident qu'il s'agisse de témoins d'un même phénomène. Citons, à ce sujet, les travaux de M. J. J. Bik (1968, 1969) M. Boyé (1958), A. Cailleux (1956, 1957, 1961), J. Dylík (1964), R. C. Flemal (1972), R. C. Flemal, K. C. Hinley and J. L. Hesler (1969), J. J. Nossin (1961), K. Picard (1961), P. L. Ploeger and W. Groenman-van Waateringe (1964), Cl. Rousset (1964), R. T. Slotboom (1963), A. A. Velicko (1972) et G. Wiegand (1965). La description des formes décrites par ces auteurs, leur comparaison avec les formes du plateau des Hautes Fagnes et la discussion de l'origine de ces cuvettes nous entraîneraient beaucoup trop loin, aussi nous nous limiterons à examiner les formes dont la description établit la similitude avec celle de la Haute Belgique.

Jusqu'à présent, ces descriptions ne sont pas extrêmement nombreuses. Elles concernent le Pays de Galles (A. Pissart, 1963; E. Watson, 1971, 1973; E. et S. Watson 1972), l'Irlande (G. F. Mitchell, 1971, 1973), l'Angleterre (B. W. Sparks, R. B. G. Williams and F. G. Bell, 1972), la Laponie suédoise (A. Rapp and S. Rudberg, 1960), l'extrémité septentrionale de la Norvège (H. Svensson, 1962, 1964, 1969) et la Laponie finlandaise (M. Seppälä, 1972).

Les formes interprétées au Pays de Galles comme des traces de pingos sont réparties près de Llangurig (A. Pissart, 1963) sur la partie inférieure d'un cône de déjection accumulé dans une vallée large de 400 m et près de Cledlyn (E. Watson, 1971) sur le fond et les pentes inférieures d'une vallée secondaire (fig. 5). Elles se présentent comme les viviers des Hautes Fagnes avec des tracés en plan tantôt plus ou moins circulaires et fermés, tantôt restant ouverts vers l'amont. Le diamètre maximum des cuvettes atteint 120 m; le rempart le plus élevé surmonte de 6,50 m le sol voisin; les pentes les plus fortes de ces remparts atteignent 23°5. Une coupe

observée près de Llangurig a montré une structure arquée de couches graveleuses qui a été interprétée comme résultant d'une poussée latérale au moment de la croissance du noyau de glace. Ces formes ont été interprétées comme des traces de pingos

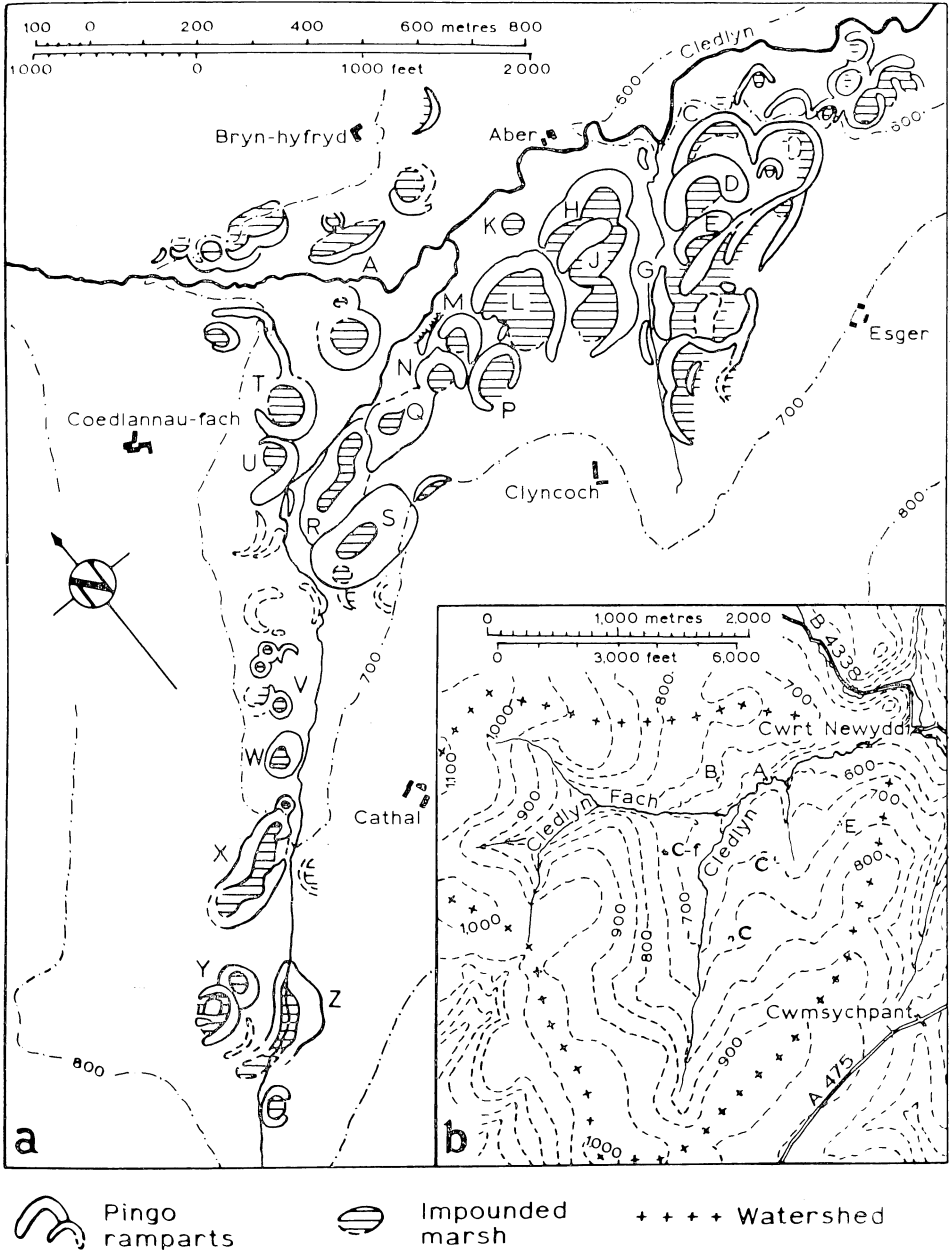


Fig. 5. — Schéma d'une morphologie identique à celle des viviers des Hautes Fagnes décrite au Pays de Galles par E. Watson en 1971 (p. 383, fig. 2).

du type « système ouvert ». Une étude palynologique d'échantillons de tourbe prélevée à la base des remplissages tourbeux d'une cuvette située près de Llangurig a montré qu'elle existait déjà au Préboréal (D. Trotman, 1963).

La description donnée par G. F. Mitchell (1971, 1973) des traces de pingos de la partie sud de l'Irlande établit leur similitude avec celles étudiées en Belgique. Elles se trouvent généralement à la partie inférieure de versants et dans le fond de vallées, mal drainées, où se sont accumulés des dépôts de solifluxion remaniant des formations morainiques.

Dans l'est de l'Angleterre, B. W. Sparks, R. G. B. Williams and F. G. Bell (1972) ont décrit une morphologie identique à celle des viviers des Hautes Fagnes. Comme en quelques régions de Belgique, les formes sont confuses par la grande variation de tracé des dépressions et par leur recouvrement. Leur densité est également très élevée; elle est en moyenne de 30 à 50 au km<sup>2</sup> mais peut atteindre 100 formes par km<sup>2</sup>. Leur diamètre varie de 10 à 120 m. Les auteurs distinguent des formes fraîches et estompées qui, par des études palynologiques du remplissage, ont été attribuées au pléniglaciaire et au tardiglaciaire. Ces dépressions sont localisées dans des couches de craie, en des endroits où les sources nombreuses constituent des conditions idéales pour la formation de glace du sol. Plusieurs coupes ont été observées dans des remparts; elles paraissent indiquer qu'ils se sont formés uniquement par descente du matériel sur le versant de buttes périglaciaires. Les auteurs soulignent que ces formes ne sont pas l'équivalent exact des pingos de l'arctique, et que leur densité est beaucoup trop grande pour que la comparaison soit possible. Aussi, ils parlent seulement de dépressions thermokarstiques dues à la fusion de la glace du sol.

Au nord de la Suède, Rapp et Rudberg (1960) ont décrit un type de lac spécial, circulaire ou elliptique, large de 10 ou 20 m et entouré par des rides de sol repoussé au sein desquels des blocs sont orientés tangentiellement.

En Norvège, H. Svensson a décrit des formes fossiles en 1962 et 1964. Il s'agit de dépressions entourées d'un rempart qui atteignent 100 m de diamètre. Le bourrelet s'élève jusqu'à 7 m au dessus du sol voisin. Ces formes ont été observées à l'extrême nord de la Norvège, au dessus de la limite de la forêt entre 250 et 600 m d'altitude. Elles se trouvent sur des surfaces planes ou faiblement inclinées. L'auteur note que les formes localisées sur des pentes sont situées à la partie supérieure de celles-ci. Le matériel d'un rempart a été analysé granulométriquement et contient 36 % de sable et 10 % de silt et d'argile.

En 1969, le même auteur a décrit également dans cette région septentrionale de la Norvège des formes qui évoluent de nos jours; la comparaison de photos prises en 1961, 1965 et 1967 établit clairement l'affaissement de la partie centrale de deux buttes qui se transforment ainsi en des cuvettes entourées d'un rempart, identique à des formes qui existent à proximité. Situés dans des dépressions remplies de dépôts fluvioglaciaires entre 400 et 600 m d'altitude, ces lacs sont entourés d'un rempart dont l'altitude ne dépasse pas 1,50 m. Le diamètre des formes étudiées atteint 40 m. La pente extérieure du rempart est très raide. Les courbes granulométriques montrent qu'ils sont constitués de matériel essentiellement silteux (2 à 3 % d'éléments inférieurs à 2  $\mu$ ; pratiquement pas de cailloux). H. Svensson a été frappé par la forme en plan régulière de ces dépressions et interprète le rempart comme résultant d'une poussée radiale du noyau de glace au moment du gel annuel.

H. Svensson considère que ces lacs circulaires entourés d'un rempart sont des témoins de « frost mounds » d'un type intermédiaire entre les paises et les pingos. Les buttes auraient été constituées de lentilles de glace de ségrégation et leur croissance aurait été favorisée dès que la forme aurait été amorcée, par l'action du vent qui enlevait la couverture neigeuse.

La fusion de la masse de glace comprise dans deux buttes est interprétée par l'auteur comme le résultat d'une légère élévation de température au cours des dernières décades.

En Finlande, M. Seppälä (1972) vient de décrire une trentaine de formes identiques à celles des Hautes Fagnes; elles sont groupées dans un territoire réduit : un carré de 600 m de côté qui correspond au fond d'une dépression (fig. 6). Des remparts entourent ces dépressions circulaires ou allongées. Certaines ne sont pas fermées vers l'amont comme des formes des Hautes Fagnes (A. Pissart, 1963) ou du Pays de Galles (Watson, 1971). La hauteur des remparts varie de 0,5 m à 4,50 m; le diamètre des dépressions fermées est compris entre 30 et 150 m. Les pentes extérieures des remparts ont généralement de 20 à 28°. Ils sont formés de dépôts morainiques sableux, très mal triés, comprenant des éléments caillouteux de toute taille, mais sans fraction argileuse. Dans un rempart où des excavations ont été creusées jusqu'à 1 m de profondeur, les cailloux plats sont apparus en position verticale, tandis que leur grand axe était souvent tangent à la limite extérieure du pingo.

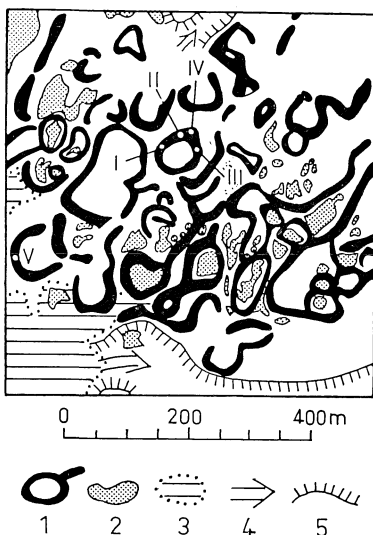


Fig. 6. — Schéma d'une morphologie identique à celle des « viviers » des Hautes Fagnes décrite en Laponie finlandaise par M. Seppälä (1972, p. 40, fig. 3).

1 : ride de matériel morainique; 2 : mare; 3 : marais tourbeux; 4 : direction d'écoulement de l'eau; 5 : extrémité d'un chenal de drainage tardi-glaciaire.

La similitude des formes observées en Belgique, au Pays de Galles, en Angleterre, au sud de l'Irlande et au nord des pays scandinaves est donc incontestable. Les

observations sont cependant généralement superficielles. Des granulométries du matériel des remparts ont été publiées par A. Pissart (1963), H. Svensson (1963), E. Watson (1971) et M. Seppälä (1972). La disposition individuelle des cailloux dans le rempart est notée par A. Rapp et S. Rudberg (1960) puis par M. Seppälä (1972). Une seule coupe montrant une structure nette dans un rempart a été publiée par A. Pissart (1963) au Pays de Galles qui dévoile que des dépôts stratifiés situés dans le rempart présentaient une structure arquée en épousant la forme extérieure. Les observations effectuées par B. W. Sparks, R. G. B. Williams and F. G. Bell (1972) pour un rempart d'Angleterre, ne montrent pas une structure semblable mais semblent témoigner d'une accumulation de matériel descendu sur le versant du rempart. Les observations publiées jusqu'à présent sont donc presque uniquement des observations de surface; la connaissance géologique des formations sur lesquelles sont apparues ces formes reste très réduite. Les sondages et les coupes réalisés récemment sur le plateau des Hautes Fagnes présentent donc un intérêt qui dépasse celui des formes étudiées. Nous décrivons ci-dessous les résultats des sondages réalisés. La description d'une coupe au travers d'un rempart est publiée séparément (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart et J. Thorez, 1975). Nous rappellerons dans nos conclusions les enseignements que l'on peut en tirer.

#### V. LES SONDAGES DE LA BRACKVENN ET LA CRÊTE DE MALCHAMPS

En 1965, nous avons émis l'hypothèse que les pingos des Hautes Fagnes étaient apparus en des endroits où, en profondeur, existaient des couches de sable; celles-ci auraient été comprises entre le limon superficiel et l'argile imperméable reposant sur le Paléozoïque quartzo-phylladeux. Des couches perméables en grand sont, en effet, indispensables pour que se produisent les injections d'eau, qui, classiquement, donnent naissance aux pingos. Ces couches perméables du plateau des Hautes Fagnes auraient pu être constituées soit de sables oligocènes, soit de sables provenant de la désagrégation du Paléozoïque (A. Pissart, 1965).

En 1971, nous avons obtenu de la part du Centre National de Recherches géomorphologiques, puis du Service Géologique de Belgique, des sondages sur la crête de Malchamps (entre Spa et Francorchampa) et dans la Fagne de la Brackvenn (près de la frontière entre Eupen et Mntjoie) pour vérifier l'existence de ces couches sableuses et éclaircir les problèmes de l'origine des pingos. Ces sondages ont été exécutés dans des zones où les viviers sont nombreux et caractéristiques. Nous présentons ci-dessous les données obtenues grâce à ces forages en débutant par les observations de la Brackvenn avant de voir celles de la crête de Malchamps.

##### *Les sondages de la Fagne de la Brackvenn*

Le sondage du parking de la réserve naturelle des Hautes Fagnes (sondage 1, fig. 1).

Localisation : 20 m au NE du carrefour entre la route Eupen-Mutzenich et la route forestière parallèle à la Getz Bach.

Altitude : 613 m. La description de ce sondage, les résultats de multiples analyses, portant sur les sédiments qui ont été recueillis ainsi que leur interprétation ont été présentés dans une note publiée par J. Thorez, E. Juvigné, A. Pissart et R. Paepe (1974). Aussi, nous nous limiterons ici à en rappeler seulement les conclusions essentielles.

Ce sondage a recoupé 14 m de dépôts de pente comprenant une grande quantité de limon. Ce dépôt surmonte une forte épaisseur (8 m) de matériel provenant essentiellement de la désagrégation physico-chimique du substratum. Au sein de cette formation, l'étude microstructurale a dévoilé l'existence d'une réorganisation plasmique et de fissures qui paraissent dues à la croissance de lentilles de glace de ségrégation. En dessous de ce dépôt, de 21,80 m à 23,00 m de profondeur, le sondage a traversé le substratum revinien très altéré.

Deux autres sondages ont été réalisés dans la Fagne de la Brackvenn. Espacés de 60 mètres, ils ont été localisés à proximité d'une série de pingos dont l'alignement avait attiré notre attention. Cet alignement est parallèle à la direction de la stratification telle que l'indique la carte géologique de l'endroit.

*Sondage 2* — 640 m NW du sondage 1. A 6 m à l'W de la route forestière de la Getz Bach. (voir figure 1) Altitude 600 m.

- |       |         |   |
|-------|---------|---|
| 0-    | 20 cm   | Limon humifère brunâtre comprenant des débris de quartzite.                                 |
| 20-   | 60 cm   | Limon argileux gléifié comprenant des débris de quartzite — couleurs: blanc, ocre et jaune. |
| 60-   | 162 cm  | Limon gris bleu avec débris de quartzite.   |
| 162-  | 200 cm  | Limon panaché avec nombreux débris de paléozoïque.  |
| 200-  | 245 cm  | Limon plus clair avec débris de phyllades et de quartzite.                                  |
| 245-  | 260 cm  | Limon clair avec débris de quartzite.   |
| 260-  | 275 cm  | Limon sombre avec des débris de phyllades.  |
| 275-  | 350 cm  | Limon plus argileux avec de nombreux éléments paléozoïques.                                 |
| 350-  | 400 cm  | Argile blanche avec des débris de paléozoïque; paraît très imperméable.                     |
| 400-  | 460 cm  | Argile brune avec des débris de quartzite et de quartzophyllade.                            |
| 460-  | 570 cm  | Roche gréseuse très altérée aquifère.   |
| 570-  | 580 cm  | Argile blanche avec rares éléments de quartzite.  |
| 580-  | 610 cm  | Quartzite très dur, quoique altéré.   |
| 610-  | 910 cm  | Argile blanche très compacte avec rares éléments de quartzite.                              |
| 910-  | 1050 cm | Argile blanche très compacte.   |
| 1050- | 1105 cm | Argile blanche avec des débris de phyllades lie de vin.                                     |
| 1105- | 1170 cm | Quartzites et quartzophyllades altérés.   |
| 1170- | 1185 cm | Argile gris bleu avec des débris de phyllades et de quartzophyllades.                       |
| 1185- | 1370 cm | Quartzophyllades très altérés; couleur rouge.   |
| 1370- | 1390 cm | Grès noir très altéré; s'écrasant sous les doigts.  |
| 1390- | 1400 cm | Phyllades altérés en argile blanche.  |
| 1400- | 1440 cm | Quartzophyllades altérés.   |
| 1440- | 1685 cm | Grès très altéré (la sonde sort un sable fin).  |
| 1685- | 1740 cm | Phyllades gris foncé s'écrasant sous les doigts.  |
| 1740- | 1750 cm | Quartzite avec cubes de pyrite.   |
| 1750- | 1770 cm | Phyllades altérés s'écrasant sous les doigts; Strati inclinée de 45°; couleur noire.        |
| 1770- | 1780 cm | Quartzophyllades très altérés mais toujours résistants.                                     |
| 1780- | 1810 cm | Quartzophyllades et phyllades noirs très altérés.   |
| 1810- | 1900 cm | Quartzite à cubes de pyrite.  |
| 1900- | 2500 cm | Quartzite + quartzophyllades + phyllades altérés.   |

Interprétation : 0- 350 cm : limon et dépôts de pente.

350-2500 cm : Substratum revinien profondément altéré.

*Sondage 3* — Sur les côtés de la route, 60 m au N du sondage 2, c'est-à-dire à 700 m au NW du carrefour réunissant la route forestière de la Getz Bach à la route Eupen-Mutzenich — (voir localisation sur fig. 1). Altitude 599 m.

- 0- 15 cm Revêtement de la route.
- 15- 75 cm Sol humifère tourbeux.
- 75- 120 cm Limon blanchâtre, sans caillou.
- 120- 260 cm Limon brunâtre.
- 260- 300 cm Non observé.
- 310- 350 cm Phyllades noirs altérés en argile; schistosité toujours visible.
- 350- 400 cm Non observé.
- 400-1250 cm Phyllades noirs devenant progressivement plus résistants.  
C'est seulement à 1000 cm que l'on trouve des éléments ne s'écrasant pas facilement sous les doigts.

Interprétation : 0- 280 cm : limon.  
280-1250 cm : paléozoïque très altéré.

Ces sondages de la Fagne de la Brackvenn montrent donc essentiellement l'existence d'une profonde altération chimique du substratum revinien (phyllades,

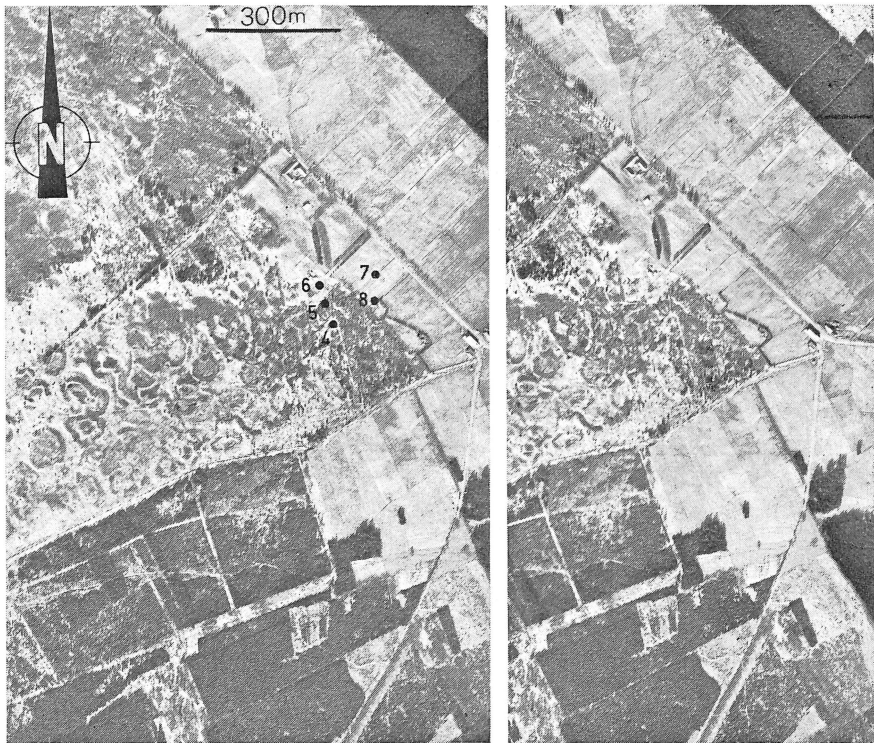


Fig. 7. — Couple stéréoscopique montrant le relief thermokarstique de la crête de Malchamps. Les chiffres indiquent les numéros des sondages mentionnés dans le texte. (Photos Ministère Travaux Publics, nos 69630-69631, 26-2-59).

quartzophyllades et quartzites) dans la zone où existent les viviers. Cette altération chimique a donné naissance d'une part à des argiles et d'autre part à des sables.

#### *Les sondages de la crête de Malchamps*

En plusieurs endroits, sur la longue crête horizontale de la Vecquée, qui s'étire de Hockai jusqu'à proximité de Stoumont, soit sur environ 15 km (altitude 560-575 m) existe un grand nombre de viviers. La figure 7 en montre quelques-uns, à savoir ceux de la Fagne de Malchamps, à quelques centaines de mètres à l'est de la route Stavelot-Francorchamps. C'est en raison de sa facilité d'accès que cette zone à viviers a été choisie pour effectuer des sondages. Elle correspond à un site très particulier, celui d'une crête de quelques centaines de mètres de largeur qui n'est surmontée d'aucune pente susceptible de mettre en charge une nappe hydrostatique.

Quatre sondages ont été réalisés sur cette crête de Malchamps, à quelques dizaines de mètres les uns des autres de façon à connaître les conditions géologiques locales. La figure 7 donne la localisation de ces sondages. Les quatre premiers (N<sup>os</sup> 4-5-6-7) ont été réalisés par le Service du Génie Civil de l'Université de Liège; l'appareil utilisé (une tarière montée sur un camion) présentait l'inconvénient de remanier le matériel et de ne pouvoir percer les blocs résistants de quartzite revinien. Afin de compléter les observations recueillies en cet endroit, un sondage plus profond (19 m) a été effectué par le Service Géologique.

#### *Description des sondages*

*Sondage 4* — Localisation : voir figure 7.

- 0- 20 cm Empierrement de la route.
- 20- 50 cm Limon humifère sur limon argileux jaune avec des taches rouille.
- 50- 80 cm Limon + argileux, comprenant des débris altérés du substratum (quartz + phyllades).
- 80-190 cm Idem + débris de silex cacholonisés.
- 190-300 cm Idem avec de nombreux débris de quartzophyllades.
- 300-420 cm Argile jaune avec des débris de quartzite revinien.
- 420-550 cm Phyllades altérés rougeâtres + éléments résistants de quartzite. Eau sous pression rencontrée à 512 cm. En 10 minutes, le niveau monte de 70 cm.
- 550 cm Sondage arrêté par un obstacle indéterminé.

Interprétation : couverture limon + argile à silex de 0 à 300 cm. Revinien altéré de 300 à 550 cm.

*Sondage 5* — Localisation : voir figure 7.

- 0- 30 cm Empierrement de la route.
- 30-105 cm Limon jaune comprenant des débris de silex, un quartz roulé, des débris de revinien.
- 105-170 cm Argile bleue comprenant surtout des silex.
- 170-180 cm Limon jaune avec des débris de revinien.
- 180-280 cm Alternances de débris (broyé par la tarière) de quartzite revinien, de quartzophyllades et de phyllades altérés.
- 280-380 cm Débris de phyllades et de quartzophyllades altérés.
- 380-460 cm Idem, mais plus humide.
- 460-485 cm Idem, mais plus sec.



- 485-520 cm Niveau résistant; quartzite revinien désagrégé. Eau à 510 cm.  
 520-580 cm Phyllades altérés; secs à partir de 550 cm.  
 580-635 cm Quartzite revinien altéré, très dur.  
 Niveau aquifère à 600 cm montant immédiatement à 340 cm, puis plus lentement jusqu'à 270 cm.  
 635 cm Sondage arrêté sur un niveau résistant.

Interprétation : 0-180 cm : Limon + argile à silex + éléments remaniés du Revinien.  
 180-635 cm : Revinien très altéré. Niveau aquifère sous pression à 6 m.

*Sondage 6* — Localisation : voir figure 7.

- 0- 90 cm Remblais.  
 90-240 cm Limon avec cailloux divers — Niveau humide entre 150 et 200 cm.  
 240-310 cm Phyllades peu altérés — très résistants.  
 310 cm Arrêt du sondage sur un niveau très résistant.

Interprétation : 0-240 cm : Dépôts de solifluxion remaniant du limon, de l'argile silex, des éléments du substrat.  
 240-310 cm : Roche en place très altérée.

*Sondage 7* — Localisation : voir figure 7.

- 0-320 cm Argile à silex.  
 320-405 cm Substratum revinien altéré : phyllades + quartzites.

*Sondage 8* — Localisation : voir figure 7. — En bordure N d'une mare située à 130 m au NE de la borne I.G.M. et à 280 m à WNW du carrefour de la route Spa-Francorchamps et du Chemin de Neuville.

- 0- 40 cm Sol humifère noir.  
 40- 325 cm Limon argileux avec débris de silex.  
 325- 500 cm Argile à silex brune.  
 500- 560 cm Argile avec débris de silex et de revinien très altéré.  
 560- 770 cm Argile très différente, douce comme du talc de couleur blanche, brune puis rougeâtre.  
 770- 930 cm Phyllades très altérés brun clair et rouges.  
 930-1040 cm Phyllades moins altérés.  
 1040-1100 cm Quartzite très dur, pratiquement non altéré.  
 1100-1180 cm Phyllades très altérés.  
 1180-1200 cm Quartzite peu altéré.  
 1200-1230 cm Phyllades très altérés.  
 1230-1280 cm Quartzite peu altéré.  
 1380-1490 cm Quartzophyllades altérés.  
 1490-1620 cm Quartzophyllades peu altérés.  
 1620-1900 cm Phyllades, quartzites et quartzophyllades, avec cubes de pyrite, pratiquement non altérés, de couleur bleu-foncé; stratification inclinée de 45°.

Interprétation : 0- 560 cm : Limon + argile à silex.  
 560-1900 cm : Revinien très altéré sur 5 m d'épaisseur et de moins en moins altéré en profondeur.

Ce sondage était réalisé à proximité immédiate d'une mare occupant un vivier et a, de ce fait, été constamment inondé. Aucune observation concernant une nappe aquifère n'a donc été enregistrée.

Ces 5 sondages réalisés sur une superficie réduite, dans une zone où existent des traces de pingos caractéristiques établissent, comme dans la Fagne de la Brackvenn, l'existence d'une très profonde altération chimique tertiaire qui a donné des parties sableuses aquifères, mais surtout d'épaisses masses d'argile. En outre, existent en différents endroits, plusieurs mètres d'argile à silex.

#### *Les enseignements des sondages*

Aussi bien dans la Fagne de la Brackvenn que sur la crête de Malchamps, les sondages réalisés ont montré l'existence d'une profonde altération chimique du substratum. Celle-ci a donné, par décomposition des phyllades, des masses d'argile imperméable et en moindre quantité par désagrégation des quartzites, des parties sableuses plus perméables. Au-dessus de ces formations existe localement sur la crête de Malchamps de l'argile à silex. Partout, des limons éoliens, plus ou moins mélangés avec des éléments provenant du substratum, constituent la couverture superficielle.

Au sein de ces formations et spécialement dans les têtes de bancs quartzitiques décomposés existent de petites nappes aquifères locales. Aucune n'a cependant l'importance de la nappe aquifère dont j'avais supposé l'existence en 1965, lorsque je m'efforçais de trouver un mécanisme périglaciaire susceptible de donner des masses importantes de glace d'injection.

En bref, les observations recueillies grâce à ces sondages semblent toutes rendre très improbable l'apparition de glace d'injection et indiquent qu'il faut chercher une autre origine à la glace des buttes qui ont grandi, en climat périglaciaire sur le plateau des Hautes Fagnes.

#### VI. CONCLUSION :

##### SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES ; ORIGINE DES VIVIERS DES HAUTES FAGNES.

Les traces de pingos du plateau des Hautes Fagnes sont localisées dans des zones où le substratum cambrien de phyllades et de quartzites est profondément altéré. Cette altération, d'âge au moins tertiaire (\*), témoigne d'un climat plus chaud que celui qui règne actuellement en Belgique. Elle a transformé les phyllades en argile et les quartzites en sables. Sur les pentes, ces produits d'altération ont été mélangés avec une quantité variable de limon éolien.

C'est au sein de ces dépôts que sont apparues les masses de glace qui ont donné naissance aux « viviers » dont il est question dans le présent article.

Leur localisation au-dessus de la cote de 500 m, localisation que nous avons notée dès 1956, n'est vraisemblablement pas contrôlée par une variation climatique liée à l'altitude, mais est sans doute simplement en relation avec l'extension de cette profonde altération physico-chimique.

De petites nappes aquifères sont présentes dans les formations plus sableuses.

(\*) Il n'est, en effet, pas exclu que cette altération existait au moins en partie sous les dépôts tertiaires et secondaires dont on retrouve des témoins sur le haut plateau.

Certaines correspondent aux têtes de bancs du substratum revinien; elles peuvent être mises en relation avec l'alignement de « viviers » parallèle à la stratification que nous avons notée en 1971; en d'autres endroits, ces zones sableuses étirées le long de la pente ont permis la circulation de l'eau et expliquent les viviers allongés dans le sens de la pente. (E. Muckenhausen, 1960).

Ces nappes aquifères locales ont donné naissance, en climat périglaciaire, à des accumulations de glace dans le sol. Celles-ci ont soulevé le sol et ont certainement fait apparaître en surface des buttes marquées. Après leur fusion, à l'emplacement de ces buttes ont subsisté des cuvettes entourées d'un rempart : les viviers des Hautes Fagnes. Les buttes dont on retrouve actuellement les traces ont été dénommées « pingos » en 1955, à un moment où nous ne connaissions que ce type de butte périglaciaire. C'est sur la base de l'explication génétique des pingos que en 1965, nous avons formulé l'hypothèse que sous les zones à pingos, il devait exister en profondeur une nappe de sable suffisante pour déterminer l'injection d'eau vers la surface. Les sondages qui ont été réalisés récemment pour apporter de nouveaux éléments d'observation ont montré que ces épaisses couches sableuses n'existaient pas et ont établi qu'il était difficile de conserver la même interprétation. En effet, les nappes aquifères paraissent trop réduites pour déterminer l'apparition de quantités importantes de glace d'injection. Le matériel très argileux rend, en plus, très aléatoire l'alimentation pendant l'été des nappes par d'hypothétiques fissures dans le pergélisol superficiel, pergélisol qui est indispensable pour sceller une enceinte donnant naissance à l'injection. Suite à nos observations, il ne paraît absolument plus possible que les « viviers » témoignent de buttes formées de glace d'injection (\*).

Par ailleurs, comme nous l'avons écrit au chapitre III de cet article, la littérature établissait, jusqu'il y a quelques années, une distinction tranchée entre les pingos dus à la glace d'injection et les paises, grandissant dans des zones tourbeuses par croissance de glace de ségrégation. Cette séparation définitive ne peut être retenue. D'une part, les pingos les plus caractéristiques peuvent être formés, au moins en partie, de glace de ségrégation et d'autre part, des buttes constituées de glace de ségrégation se développent en dehors de couches tourbeuses localisées à la limite S des zones de pergélisol où apparaissent les paises. Les structures décrites par J. Thorez (J. Thorez, E. Juvigné, A. Pissart et R. Paepe, 1974) dans un sondage de la Brackvenn semblent bien témoigner directement de l'existence de glace de ségrégation.

En conséquence, nous pensons maintenant que les viviers des Hautes Fagnes sont les restes de buttes formées essentiellement de glace de ségrégation. Pour permettre l'alimentation de la nappe aquifère qui fournissait l'eau aux buttes en croissance, un pergélisol continu ne devait pas exister. On se trouvait alors dans un système voisin de celui qui permet la croissance de paises ou de celui donnant les « monticules de boursoufflement de ségrégation » décrits par Evseev en 1973. Entre les buttes en croissance n'existe pas de pergélisol. Les buttes elles-mêmes constituent des flots de pergélisol, sans doute parce qu'en hiver la déflation éolienne emporte la neige et expose les buttes à l'action du gel.

L'étude de la structure d'un rempart (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart, J. Thorez, 1974) est en accord avec cette interprétation. Elle a démontré que le rempart étudié n'est pas dû à la descente de matériel sur le versant du pingo, mais

(\*) Nous avons déjà montré, en 1965, que les buttes périglaciaires qui ont existé sur les Hautes Fagnes n'appartenaient à aucun des types connus de pingos de l'Arctique. Nous avons supposé qu'il s'agissait d'un type différent, mais dû quand même à de la glace d'injection.

résulte d'une poussée profonde de la masse de glace en croissance. Celle-ci a dû grandir non seulement verticalement mais aussi latéralement en repoussant les formations où elle apparaissait. Cette croissance latérale déjà invoquée par E. Muckenhausen (1960) pour rendre compte des formes allongées selon la pente, ne pouvait se produire qu'au contact zone gelée et zone dégelée. En plus, la déformation des couches qui a été observée dans la coupe étudiée ne peut être acquise que dans des matériaux non consolidés par le gel. Il est, de ce fait, vraisemblable que des cicatrices de vrais « pingos » formés par apparition de glace d'injection au sein de couches gelées, et de ce fait rigides, soient fort différentes des traces des buttes périglaciaires étudiées ici. Le déplacement du sol gelé par une poussée latérale est, en effet, improbable dans ce cas et les remparts ne devraient être constitués que du matériel descendu sur les pentes de la butte. Les formes identiques aux viviers des Hautes Fagnes, à savoir des cuvettes entourées d'un rempart régulier qui ont été décrites dans les Iles Britanniques et en Scandinavie (voir chapitre IV), témoignent donc de conditions climatiques moins rigoureuses, au moment de leur croissance, que celles qui sont nécessaires pour faire apparaître les pingos. Une température moyenne annuelle à peine inférieure à 0° C paraît seulement requise.

Des observations nouvelles sur des formes identiques de l'Arctique sont vivement souhaitées pour préciser les processus responsables et les conditions d'apparition de ces formes. Lorsque sera acquise une bonne connaissance des processus qui, dans les régions périglaciaires actuelles, donnent naissance aux viviers, il sera possible de décider si le terme « pingo » peut être appliqué aux buttes qui ont existé sur le plateau des Hautes Fagnes. Comme il est évident maintenant que ces formes ne peuvent être assimilées aux pingos typiques de l'Arctique, le terme « pingo » ne peut être utilisé en Belgique qu'en exprimant des réserves sur sa validité.

Rappelons enfin pour terminer que l'étude d'un rempart sur le plateau des Hautes Fagnes (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart, J. Thorez, 1974) a permis de préciser que la butte périglaciaire qui lui a donné naissance est apparue après l'interstade d'Arcy — Stillfied B (après 26.000 ans B. C.). C'est la seule précision dont on dispose actuellement en ce qui concerne l'apparition de ces formes. Les formations remplissant la cuvette, c'est-à-dire postérieures à la fusion de la glace, ont généralement été datées de l'Holocène. Rappelons toutefois que G. Woillard (A. Pissart, E. Juvigné, G. Woillard et J. Thorez, 1972) a montré, pour une forme au moins, que la cuvette existait déjà à l'Alleröd.

#### SUMMARY

After a summary description of the basins enclosed by ramparts, which form the « viviers » (fish-ponds) of the Hautes Fagnes (section I) the author shows that the frost mounds which have formed them, do not belong to the two classic types into which pingos are usually classified, those of the open and those of the closed system, (section II). A short review of our present knowledge indicates that there are pingos which belong to neither of these two types, and shows that recently several workers have attributed great importance to segregation ice in the growth of these mounds, (section III). Remains of frost mounds similar to the « viviers » of the Hautes Fagnes have been described in the British Isles and Scandinavia. Forms in a state of melting at present have been observed in the north of Sweden (H. Svensson, 1969), (section IV).

Seven bores have been made on the plateau of the Hautes Fagnes in areas

where the « viviers » are particularly well developed. They have shown at these localities the existence of deep physicochemical weathering which has altered the Revinian (Cambrian) slates to clay and the quartzites to sand. In the sandy zones there are small aquifers (section V). A cross-section through the rampart of a « vivier » (B. Bastin, E. Juvigné, A. Pissart and J. Thorez, 1974) has shown clearly that it was formed largely by the lateral thrust of the ice core during its growth and not by the downslope mass movement of the beds forming the top of the periglacial mound.

In conclusion, the « viviers » of the Hautes Fagnes have formed by the growth of lenses of segregated ice in the ground at a time of discontinuous permafrost. The mounds were cleared of their snow cover by deflation and therefore formed areas of particularly cold ground. Discontinuous permafrost allowed a recharge of aquifers during summer. The density of the « viviers », the absence of an important aquifer, the clayey nature of the beds in which the ice formed and such points of comparison available to date, do not allow a simple grouping of the periglacial mounds of the Hautes Fagnes with classic pingos, that is with those pingos which have a core of injection ice, (section VI).

## BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN, B., JUVIGNÉ, E., PISSART, A., THOREZ, J., 1974. — Étude d'une coupe dégagée au travers d'un rempart de pingo dans la fagne de la Brackvenn. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. **97**, pp. 341-358.
- BIK, M. J. J., 1968. — Morphoclimatic observations on prairie mounds. *Zeitschrift für geomorphologie*, **12**, n° 4, pp. 409-469.
- BIK, M. J. J., 1969. — The origin and age of the prairie mounds of southern Alberta, Canada. *Biul. Peryglacjalny*, n° **19**, pp. 85-130.
- BOUILLENNE, R. et L., avec la collaboration de S. Defossez, Ch. Dubois, J. Damblon et A. William, 1937. — Les viviers du plateau de la Baraque Michel. *Bull. Soc. Royale des Sciences de Liège*, T. **12**, pp. 404-427.
- BOYE, M., 1958. — Laguny Landów. *Biuletyn Peryglacjalny*, **6**, pp. 29-56.
- BURNS, J. J., 1964. — Pingos in the Yukon-Kuskokwim Delta, Alaska : Their plant succession and use by Mink. *Arctic*, **17**, 203-210.
- CAILLEUX, A., 1961. — Mares, lacs ronds et loupes de glace du sol. *Biuletyn Peryglacjalny*, **10**, pp. 35-41.
- CAILLEUX, A., 1956. — Mares, mardelles et pingos. *C. R. Acad. Sci.*, **242**, pp. 1912-1914.
- CAILLEUX, A., 1957. — Les mares du Sud-Est de Sjealland (Danemark). *C. R. Acad. Sci.*, **245**, pp. 1074-1076.
- CORBEL, J., 1961. — Morphologie périglaciaire dans l'Arctique. *Ann. de Géographie*, **70**, 377, pp. 1-24.
- CRUICKSHANK, J. G., and COLHOUN, E. A., 1965. — Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, Northeast Greenland. *Geografiska Annaler*, **47A**, 224-236.
- DYLIK, J., 1964. — L'étude de la dynamique d'évolution des dépressions fermées à Josefow aux environs de Lodz. *Rev. Geom. Dynamique*, **15**, n° 10-11-12.
- EVSEEV, V. P., 1973. — Monticules de boursoufflement de migration. *Actes de la 2<sup>e</sup> conférence internationale sur le Permafrost — Iakutsk 1973 — Tome 2*, p. 98-102.
- FITZPATRICK, E. A., 1960. — Geomorphic notes from Vestspetzbergen, *Biuletyn Peryglacjalny*, n° **7**, 159-164.
- FRENZEL, B., 1960. — Die Vegetations — und Landschaftszonen Nord — Eurasiens Während der Letzten Eiszeit und Während der Postglazialen Wärmezeit. I, Teil : *Allgemeine Grundlagen, Akad. Wiss. u. Lit. Mainz Abh. Kl. Math.-Naturwiss.*, 1959 (13), 937-1099.

- GULLENTOPS, F. et MULLENDERS, W., 1969. — The age of the pingos of Belgium. *The periglacial environment, past and present*. Edited by T. PEWE, p. 321-326. Mc Gill, Queen's University Press, Montreal.
- HOLMES, G. W., D. M. HOPKINS, H. L. FOSTER, 1963. — Distribution and age of pingos of interior Alaska. International Conference Permafrost Proceedings, Lafayette, Ind. 1963. *U.S. Natl. Research Council Publication*, **1287**, pp. 88-93.
- HOLMES, G. W., HOPKINS, D. M., FOSTER, H. L., 1968. — Pingos in Central Alaska. *Geological Survey Bulletin*, **1241**-H-Washington, pp. H 1-H 40.
- HUGUES, O. L., 1969. — Distribution of open-system pingos in central Yukon territory with respect to glacial limits. *Geol. Survey Canada*. Paper 69-34, 7 p.
- LASKA, N. P., 1969. — The superficial geology of Skeldal, Mesters Vig, Northeast Greenland. *Medd. om Grønland*, **176**, 3, 56 p.
- MAARLEVELD, G. C., 1965. — Frost Mounds. A summary of the litterature of the past decade. *Med. Geol. Stichting*. Nieuwe Serie, n° 17, pp. 1-16.
- MAARLEVELD, G. C. and J. C. VAN DEN TOORN, 1965. — Pseudo-sölle in Noord-Nederland. *Tijdsch. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, **72**, pp. 344-360.
- MACKAY, J. R., 1962. — Pingos of the Pleistocene. Mackenzie delta area. *Geogr. Bulletin*, n° 18, pp. 21-63. Ottawa.
- MACKAY, J. R., 1973. — The growth of Pingos, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. **10**, n° 6, pp. 979-1004.
- MITCHELL, G. F., 1971. — Fossil pingos in the South of Ireland. *Nature*, Lond., **230**, 43-4.
- MITCHELL, G. F., 1973. — Fossil pingos in Camaross Townland, Co. Wexford. *Proceedings of the Royal Irish Academy*, Vol. **73**, Section B, n° 16, pp. 266-282.
- MUCKENHAUSEN, E., 1960. — Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Band II, pp. 5-11.
- MULLER, F., 1959. — Beobachtungen über Pingos. *Medd. om Grønland*, v. **153**, n° 3, 127 p.
- NOSSIN, J. J., 1961. — De Reliefontwikkeling in Zuidoostelijk Friesland dans « Boven-Boorng gebied ». *Publication n° 178 of the Frisian Academy*. Publ. Laverman N.V., Drachten, Holland.
- O'BRIEN, R., 1971. — Observations on pingos and permafrost hydrology in Schubert Dal., N.E. Greenland. *Medd. om Grønland*, **195**, I, 20 p.
- PEWE, T. L., 1969. — The periglacial environment. Edited by T. L. PEWE, Montreal. Mc. Gill Queen's University Press, 487 pp.
- PICARD, K., 1961. — Reste von Pingos bei Husum/Nordsee. *Schr. Naturw. Ver. Schlesw. Holstein*, **32**, pp. 72-77.
- PISSART, A., 1956. — L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **79**, pp. B 119-131.
- PISSART, A., 1963. — Les traces de « pingos » du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **7**, Heft 2, S. 147-165.
- PISSART, A., 1965. — Les pingos des Hautes Fagnes : les problèmes de leur genèse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **88**, pp. B 277-289.
- PISSART, A., 1967. — Les pingos de l'île Prince Patrick (76°N-120°W). *Geogr. Bull.*, vol. **9**, n° 3, pp. 189-217.
- PISSART, A., 1974. — Banks Island, NWT : Pingos, wind action, and periglacial structures. *Geol. Survey of Canada*. Report of activities 1974, p. 134-136.
- PISSART, A., JUVIGNÉ, E., WOILLARD, G. et THOREZ, J., 1972. — Les cicatrices de pingos de la Brackvenn (Hautes Fagnes). Compte rendu de l'excursion du 3 juillet 1971. *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*. Vol. **67**, pp. 281-294.
- PLOEGER, P. L. and GROENMAN-VAN WAATERINGE, W., 1964. — Late glacial pingo and valley development in the Boorne region near Wynjeterps, Province of Friesland, Netherlands. *Biul. Peryglacjalny*, **13**, pp. 199-233.

- PORSILD, A. E., 1938. — Earth mounds in unglaciated arctic Northwest America. *Geogr. Rev.*, V. **28**, pp. 46-58.
- RAPP, A. and RUDBERG, S., 1960. — Recent periglacial phenomena in Sweden. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 8.
- ROUSSET, Cl., 1964. — Sur l'origine périglaciaire des petits lacs du Massif d'Aubrac. *Bull. Soc. Géol. France*, 7<sup>e</sup> série, T. **6**, pp. 375-381.
- SEPPALA, M., 1972. — Pingo like remnants in the Peltöjärvi area of Finnish Lapland. *Geografiska Annaler*. V. **54**, Ser. A. pp. 38-45.
- SHOUMSKY, P. A., 1955. — Principes de glaciologie structurale. Traduction J. Pietresson de Saint-Aubin et A. Bauer dans les *Annales du Centre d'Etudes et de Documentation Paléontologique*, n° **22**, 1957, 309 pp.
- SLOTBOOM, R. T., 1963. — Comparative geomorphological and palynological investigations of the Pingos (viviers) in the Hautes Fagnes (Belgium) and the Mardellen in the Gutland (Luxembourg). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **7**, 193-231.
- SOLOVYEV, P. A., 1952. — Les boulgounniakhs de la Yakoutie centrale, dans « *Études des glaces éternelles de la république de Yakoutie* ». Fasc. **3**, p. 226-258. Édition Académie des Sciences de l'U.R.S.S., Moscou. (Traduction orale de M<sup>me</sup> Clemens — Centre National de Documentation — Bruxelles).
- SPARKS, B. W., WILLIAMS, R. B. G. and BELL, F. G., 1972. — Presumed ground-ice depressions in East Anglia. *Proc. R. Soc. Lond.* A **327**, pp. 329-34.
- SVENSSON, H., 1962. — Tundra polygons. Photographic interpretation and field studies in North Norwegian polygon areas. *Norges geologiske Undersokelse*, n° **223**, pp. 298-327.
- SVENSSON, H., 1964. — Traces of pingo-like frost mounds. Land studies in geography. Ser. A., *Physical geography*, n° **30**, p. 103-106.
- SVENSSON, H., 1969. — A type of circular lakes in northernmost Norway. *Geogr. Ann.*, 51 A, pp. 1-12.
- SVENSSON, H., 1969. — Pingos i yttre delen av adventdalen. *Norsk Polarinstitut*, Arbok 1969, Oslo — S. 168-174.
- THOREZ, J., JUVIGNÉ, E., PISSART, A., PAEPE, R., 1975. — Le sondage de la Brackvenn (Hautes Fagnes — Belgique). Étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. (En préparation).
- TROTMAN, D. M., 1963. — Peat deposits within a pingo near Llangurig, Wales. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.S., **7**, p. 168.
- VAN AUTENBOER, T. and LOY, W., 1966. — Pingos in Northwest Spitzbergen Norsk Polarinstitut. Arbok 65 — Oslo. pp. 75-80.
- VELICKO, A. A., 1972. — La morphologie cryogène relicte : caractères fondamentaux et cartographie. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. **13**, pp. 59-72.
- WASHBURN, A. L., 1950. — Patterned Ground. *Rev. Canadienne Géographie*, **4**, pp. 5-59.
- WASHBURN, A. L., 1973. — Periglacial processes and environments. Edward Arnold, London, 320 pp.
- WASHBURN, A. L., 1969. — Weathering, frost action and patterned ground in the mesters Vig district, Northeast Greenland. *Medd. om Grønland*, **176**, **4**, 303 pp.
- WATSON, E., 1971. — Pingos in Central Wales. *Géol. Journal*, **7**, pp. 381-392.
- WATSON, E., 1972. — Pingos in Cardiganshire and the latest ice limit. *Nature*, London, **236**, pp. 243-244.
- WATSON, E. and WATSON, S., 1972. — Investigations of some Pingo basins, near Aberystwyth, Wales. *Rep. 24th Int. Geol. Cong., Canada. Section 12*, pp. 212-233.
- WIEGAND, G., 1965. — Fossile Pingos in Mitteleuropa. *Wurzburger geographische Arbeiten*, Heft **16**, 152 pp.

