

Pierre Bout et Alain Godard*

Clermont-Ferrand

ASPECTS DU MODELÉ PÉRIGLACIAIRE EN SCANDINAVIE DU NORD

Problèmes de genèse, comparaisons

A la faveur d'une excursion collective, préparée par le regretté Jean Corbel et qui prit place en juillet-août 1967, divers aspects du modelé périglaciaire ont pu être examinés dans le Nord de la Scandinavie (fig. 1). Nos observations sur les dépôts et sur les formes sont toutefois de volume très inégal et toutes ne sont pas susceptibles d'apporter le minimum de nouveau souhaitable. Aussi avons-nous choisi de ne traiter ici que des pales, des dallages de pierres, de certains dépôts à facies de „grèzes”, des mers et coulées de blocs; d'autres formes n'étant que mentionnées au passage.

LES PALSES

D'usage courant en Scandinavie, le mot *palse* est probablement d'origine finnoise. Il a pour équivalent assez exact les „rústs” des tourbières des plateaux d'Islande, les „nadely” d'Union Soviétique. Les pales correspondent à peu près aux „tertres de toundra” de certains auteurs français et recouvrent une bonne partie des „silt and peat hummocks” des cartes du Nord Canadien.

Ces buttes de tourbe de forme circulaire, oblongue ou allongée et hautes de quelques mètres, sont armées de lentilles ou de veines de glace et donc gelées en profondeur. Elles coiffent souvent un bombement minéral. On les rencontre dans les régions septentrionales de l'hémisphère nord: Alaska, Québec-Labrador, Groenland, Islande, Laponie, Sibérie.

La bibliographie concernant les pales est abondante. Nombre de résultats sont acquis. Nous commencerons par exposer ceux qui se rapportent à la Laponie, ce qui nous servira d'introduction à l'étude des pales de Siverbukt (Finmark, Norvège). Il sera ensuite question de la répartition des pales en latitude, des conditions climatiques qu'elles supportent actuellement, de celles qui antérieurement ont commandé leur évolution et finalement des relations pouvant exister entre pales et pingos.

* Avec la collaboration de J. Dresch et J. Demangeot.

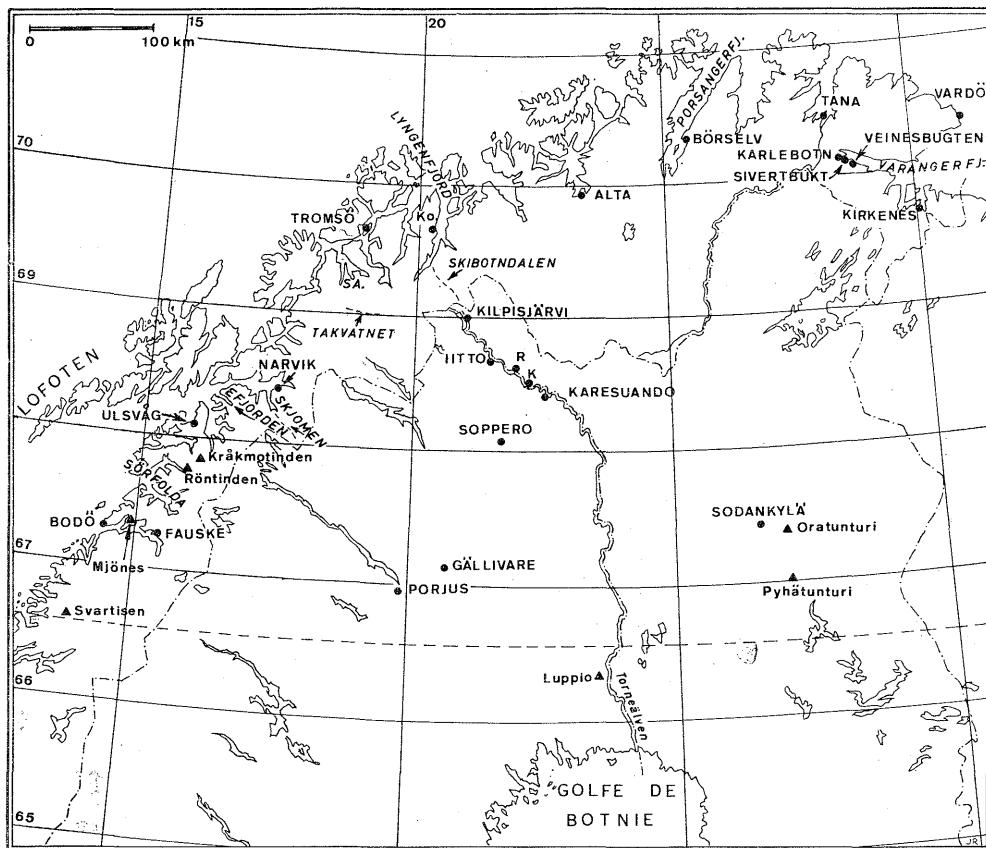


Fig. 1. Carte de localisation

K – Kelottijärvi; Ko – Koppangen; R – Ropinsalmi; Sa – Sagelvatnet

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES PALSES DU NORD DE LA SCANDINAVIE

Les caractères des palses de Laponie sont clairement dégagés dans une étude de B. Forsgren (1968).

Les formes se répartissent en trois variétés:

- (a) Monticules plus ou moins circulaires,
- (b) Rides isolées et droites,
- (c) Rides sinuées anastomosées.

Du point de vue des dimensions, la largeur des palses est comprise entre

10 et 30 m. Selon la forme, leur longueur varie entre 15 et 150 m. Les hauteurs s'échelonnent entre moins de 1 m et 7 m.

Relativement à la structure, deux catégories peuvent être distinguées. La première comporte des pales dont le cœur est principalement formé de sol minéral gelé. A la seconde, appartiennent celles qui sont surtout constituées de tourbe gelée. Le plus généralement, la forme bombée des pales paraît due à la forme en voûte du sol minéral sous-jacent à la tourbe. Des lentilles ou des feuillets de glace également convexes se développent dans les deux assises et à leur contact.

Les températures internes de quelques pales sont reproduites dans le tableau suivant:

Localités	Année	Profondeur	Extrêmes	Amplitude
Karesuando	1964	0,75 m	-0,1°-2,1°	2,0°C
		1,40 m		0,8°C
		2,10 m		0,1°C
Karlebotn	Oct. 1964 à Sept. 1965	1,00 m	± 0°-4°	4°C
		4,00 m	-0,4°-1,2°	0,8°C

Dans tous les cas, l'amplitude de la variation annuelle est faible et diminue avec la profondeur.

A Karlebotn, la vague de froid hivernale parvient à 1 m de profondeur en avril et à 4 m au milieu de juin. L'essentiel du retard se concentre au-dessous de -2 m. Dès -0,75 m ou -1 m, le gel du sol est permanent.

LES PALES DE SIVERTBUKT

Les pales sont des traits caractéristiques du paysage du Finmark oriental. Dans le fond du Varangerfjord, les buttes se groupent en plusieurs beaux ensembles au voisinage de la mer, notamment près des rentrants de Karlebotn et de Veinesbugten où les pales sont parfois jointives et coalescentes. Le champ de pales que nous avons étudié plus spécialement en juillet 1967 se situe à Sivertbukt à moins de 60 m d'altitude entre les deux localités précédentes (70°7' de latitude nord et 28°36' de longitude est). Les pales occupent l'emplacement d'une dépression grossièrement circulaire ménagée dans le terrain métamorphique, en contrebas d'un relief de grès dont l'abrupt commence à proximité immédiate des buttes tourbeuses.

Description

Il s'agit d'un ensemble formé de bourrelets périphériques de tourbe en disposition concentrique et de buttes plus élevées en position interne. Entre ces saillies, s'emplacent des bandes de terrain plat très humide dans lesquelles sont creusés de minuscules laquets (photo 1). L'un d'eux enserre de très près la plus petite des buttes internes. L'ensemble mesure 117 m en direction ESE — WNW (fig. 2). Les bourrelets ont en général moins de 1 m de hauteur. Les buttes atteignent 2 et 3 m. Ces dernières sont crevassées soit dans leur axe, soit en bordure (photo 2). Par quelques-unes de ces fissures, le sol minéral sous-jacent à la tourbe (vase, sable, graviers) est remonté. Les

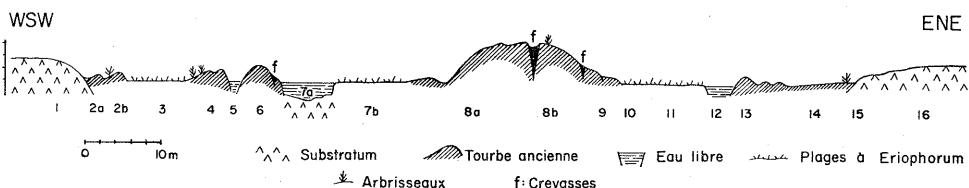


Fig. 2. Coupe à travers les pâles et rides tourbeuses de Sivertbukt

Levé topographique: A. Godard; Détermination botanique: P. Bout

Legende de la flore:

- 1 - *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis-idea*, Mousses (*Polytric*, *Hypnum*), Lichens (*Cladonia*, etc...)
- 2a - *Betula nana*, *Betula pilosa*, *Ledum palustre*, *Cornus suecica*, *Vaccinium uliginosum*, *Empetrum nigrum*
- 2b - *Salix lanata*, *Salix viminalis*, *Salix lapponum*, *Trollius europaeus*, *Pinguicula vulgaris*, *Rubus arcticus*
- 3 - *Carex*, *Eriophorum*, *Sphagnum* (sur les bords)
- 4 - *Rubus arcticus*, *Rubus chamaemorus*, *Empetrum nigrum*, *Ledum palustre*, *Vaccinium uliginosum*, *Cornus suecica*, Mousses (*Bryoxiphium*)
- 5 - *Eriophorum*, *Sphagnum*
- 6 - *Rubus arcticus*, *Empetrum nigrum*, *Chamaenerium angustifolium*, *Rumex*, *Molinia caerulea*, *Cladonia*
- 7b - *Eriophorum*, *Sphagnum*, *Polytrichum*
- 8a - *Vaccinium vitis-idea*, *Ledum palustre*, *Empetrum nigrum*, *Rubus arcticus*, *Betula nana*
- 8b - *Empetrum* en coussinets, *Betula verrucosa*
- 9 - *Empetrum nigrum*, *Ledum palustre*, *Cornus suecica*, *Rubus arcticus*, *Rubus chamaemorus*
- 10 - *Betula nana*, *Ledum palustre*, *Vaccinium uliginosum*, *Cornus suecica*
- 11 - *Eriophorum*, etc...
- 12 - *Betula verrucosa*, *Betula nana*, *Salix lapponum*, *Rubus arcticus*, *Empetrum nigrum*, *Ledum palustre*, Lichens (*Cladonia*, etc...)
- 14 - *Ledum palustre*, *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum*, *Andromeda polifolia*, *Pinguicula vulgaris*, *Lycopodium*
- 15 - *Vaccinium uliginosum*, *Betula nana*, *Salix*
- 16 - *Empetrum nigrum* en tapis

bourrelets périphériques, d'autant plus abimés et avachis semble-t-il qu'ils sont plus externes, montrent de nombreux signes d'affaissement de la tourbe par blocs, grâce à des fissures dont le dessin est souvent en arc de cercle, ou plus rarement radial. Leur profil accuse généralement une pente plus abrupte vers l'intérieur. Quant aux mares intercalaires, dont la plus profonde mesure 1,40 m, elles contiennent de l'eau acide à température relativement élevée, comme en témoigne le tableau suivant:

	Température (°C)	pH	CaCO ₃ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
Eau de la mare à l'Ouest de la butte principale	11	4,2	0	0,20
Eau de la mare à l'Est de la butte principale	9,5	3,9	0	0,20

(Analyses T. Stchouzkoy)

Végétation

Un relevé rapide a permis d'établir la liste d'espèces qui accompagne la fig. 2. Sur les plates-formes latérales parsemées de galets et parfaitement sèches, au sommet également asséché des buttes, croissent *Empetrum nigrum*, *Vaccinium vitis-idea*, *Betula nana*, *Betula verrucosa* en pieds isolés. Sur les bourrelets de tourbe périphériques, on note *Vaccinium uliginosum*, *Ledum palustre*, les *Rubus*, *Cornus suecica*, *Pinguicula*.

Vers la base des bourrelets et des buttes et de préférence sur les bordures du système de Sivertbukt, se localisent les saules.

Dans les dépressions humides végètent les linaigrettes (*Eriophorum*) et les carex, les sphaignes se trouvant rejetées sur les bords.

La répartition de la flore se fait en fonction de l'humidité ou de la sécheresse relatives, selon la hauteur au-dessus du plan d'eau. La nature du sol intervient aussi. La présence de traînées de gyttia (vase) et de sables remontés de la profondeur par les crevasses des dômes détermine l'apparition de *Rumex* mais encore de *Chamaenerion angustifolium* et de graminées (*Moninia cerulea*).

Hormis les espèces accidentelles liées à la remontée en surface du sol minéral, la précédente flore est analogue à celle que M. Salmi (1966) a décrite sur les palses de Kelottijärvi situés 1°30' de latitude plus au Sud et à 6°30' de longitude plus l'Ouest. Elle est également comparable à la flore citée par K. D. Vorren (1967) pour d'autres palses laponnes mais différente de celle que signale S. Thorarinsson (1951) pour les „rusts” islandais, laquelle comporte avec des lichens: *Silene acaulis*, *Thalictrum alpinum*, *Alchemilla alpina*, *Potentilla*, *Cerastia*, *Hieracium*.

Structure

Une coupe ménagée sur le bord de la butte la plus élevée, jusqu'à 1 m de profondeur, a recoupé une couche de tourbe périphérique subhorizontale au sommet et inclinée jusqu'à la verticale, sur le côté (photo 3). Au som-

met, un vide ayant probablement contenu une lentille de glace disparue par fusion au cours de l'été, séparait deux assises de tourbe épaisse de 0,15 à 0,18 m: l'une sèche, l'autre humide. Latéralement, l'épaisseur de la tourbe sèche atteignait 0,15 à 0,20 m.

A l'intérieur du précédent revêtement, se montrait un noyau compact, congelé, formé en alternance de couches de tourbe ocreuse et de veines de glace bleutée. Ces dernières marquaient une tendance à épouser la configuration extérieure de la palse. Grossièrement horizontales dans l'axe de la coupe, elles s'infléchissaient à la verticale de chaque côté. La tourbe du noyau congelé demeurait humide, mais emprisonnée entre les veinules de glace, on ne voit guère comment elle aurait pu croître. Sèche, humide ou congelée, la totalité de la tourbe des pales est donc morte.

Il faut souligner la faible profondeur à laquelle se trouve le noyau congelé. Le 11 juillet 1967, sur le flanc recouvert de tourbe du monticule principal, on atteignait la glace dès 0,45 m. Au sommet de cette butte, le manteau de tourbe isolant ayant partiellement disparu, la glace était nettement plus profonde: 1,10 m. Enfin, dans le bourrelet le plus interne, le sommet du volume gelé se situait à 1,25 m de profondeur.

Du point de vue de la structure, les pales de Sivertbukt semblent bien appartenir au type dans lequel le sol minéral sous-jacent est soulevé sous la tourbe, puisque ce sol atteint la surface à la faveur des crevasses. Ces remontées sont, en effet, le résultat des surpressions exercées en hiver par la glace au sein des pales, jusqu'au niveau de leur support minéral.

Détérioration

Les deux dômes de tourbe de Sivertbukt portent les marques de détériorations récentes. Les crevasses qui les affectent périphériquement (photo 2) s'élargissent et la tourbe s'affaisse par banquettes dans la dépression ou les laquets qui les jouxtent.

Les causes de ce morcellement qui en se répétant ampute le diamètre des coupoles tourbeuses sont probablement complexes. On pense d'abord à attribuer les crevasses aux effets alternés de dilatation et d'affaissement provoqués par le gel et le dégel annuels et affectant l'intérieur des pales. Mais, sans doute, faut-il faire une place aux compressions issues de la glace extérieure - celles qui font remonter le sol minéral en surface - et auxquelles succède forcément un relâchement après la fonte. D'autre part, l'ensemble du système de Sivertbukt - bourrelets périphériques et dômes en position interne - témoigne d'une dégradation évolutive de longue durée. En effet, ainsi qu'il a été dit, les talus périphériques ont leur abrupt tourné vers l'intérieur. On a l'impression qu'au départ une très grande coupole de tourbe re-

couvrait la totalité de la dépression. Le second bourrelet à 14 m du premier – le plus externe – marque déjà une réduction sensible du diamètre basal du bombardement tourbeux primitif. Une telle récession relève forcément d'une modification climatique offrant quelque ancienneté. On en reparlera plus loin.

RÉPARTITION DES PALTSES EN LATITUDE

D'après une carte établie par B. Forsgren (1968), les palses laponnes se montrent à l'E du bourrelet scandinave dès le 66° de latitude et jusqu'au-delà du 70°. K. D. Vorren (1967) signale des palses isolées par 63°20', mais elles ne s'avèrent nombreuses qu'au N de 67°30'.

S. Thorarinsson (1951) situe les palses d'Islande en position interne dans l'île, entre 64°30' et 65°30'. Du point de vue de l'altitude, ces formes se rencontrent entre 400 et 800 m.

Au Québec-Labrador (L.-E. Hamelin, 1957 ; L.-E. Hamelin et A. Cailleux, 1969), les tourbières réticulées avec palses sont localisées entre les 50° et 55° degrés et à des altitudes généralement inférieures à 500 m.

A. Journaux (1969), signale des palses dans l'Alaska central, soit vers le 65° de latitude.

C'est donc au Québec-Labrador que les palses descendent aux plus basses latitudes pour remonter à la fois vers l'Ouest en Alaska et vers l'Est en Islande et en Laponie. Plus au Nord, la limite méridionale du permafrost continu s'infléchit parallèlement.

Les données précédentes sont en accord avec la manière de voir de la plupart des auteurs qui font des palses, des formes de modèle de détail caractéristiques du „domaine subarctique” dans sa frange de transition entre la taïga et la toundra arborée, donc un peu en deçà du monde des climats polaires sans être qui est jalonné approximativement par la ligne de Köppen (isotherme 10°C pour le mois le moins froid). Naturellement, les palses matérialisent par leur présence l'existence d'un pergélisol discontinu ou plus exactement en taches, en îlots, qui ne peut se maintenir qu'avec une température moyenne annuelle de l'air de l'ordre de -1°C à 0°C. Dans ces conditions, il est facile de comprendre que les palses descendent sur le bord oriental plus froid des continents – au Nouveau Québec et au Labrador par exemple – à des latitudes plus basses que sur les marges occidentales.

CONDITIONS CLIMATIQUES ACTUELLES

En Laponie, dans la région de Soppero et de Karesuando (latitude: 68°27' – longitude: 22°30' E) où les palses sont particulièrement nombreuses, elles

correspondent selon A. Rapp et S. Rudberg (1964) aux limites climatiques suggérées par J. Lundqvist (1962), c'est-à-dire:

Températures: plus de 200 jours au-dessous de 0°C

Précipitations: moins de 300 mm dans la période novembre-avril

A peine plus au Nord (68°36') et plus à l'Ouest (22°), à Kelottijärvi, d'autres palses étudiées par M. Salmi (1966) se développent dans une aire dont les caractéristiques climatiques doivent être bien proches de celles de Karesuando consignées dans le tableau suivant:

Karesuando: Lat - 68°27'N, Alt - 327 m (1931-1960)

Températures (°C)			Précipitations annuelles
moyenne annuelle	moyenne du mois le plus froid	moyenne du mois le moins froid	
-1,5°	-14°	+13,7°	380 mm

Pour les conditions climatiques correspondant aux palses de Sivertbukt, il faut se référer aux observations de la station de Vardö, malheureusement située assez loin, à l'extrême de la péninsule de Varanger et donc en position nettement plus océanique que Sivertbukt. Les données moyennes de la période 1931-1960 peuvent se résumer ainsi:

Vardö : Lat - 70°22'N, Alt - 15 m

Températures (°C)			Précipitations annuelles
moyenne annuelle	moyenne du mois le plus froid	moyenne du mois le moins froid	
+1,6°	-5,2°	+9,7°	432 mm

Si le total des précipitations est, à peu de choses près, du même ordre qu'à Karesuando, en revanche les étés sont plus frais et surtout les hivers nettement moins rigoureux.

A Sivertbukt, plus engagé dans les terres que Vardö, la température moyenne annuelle doit être de l'ordre de 0°C et le domaine des palses et du pergélisol en taches est sans doute là bien proche de sa limite actuelle¹.

Il est vrai que des palses s'observent actuellement en Norvège à une latitude un peu inférieure et dans une position pourtant bien plus occidentale.

¹ Dans des situations assez comparables de fond de fjord abrité, Tana et Kirkenes ont des moyennes annuelles thermiques voisines de 0°C (mais pour des périodes d'observation plus courtes).



Cliché A. Godard

Photo 1. L'ensemble des pâles de Sivertbukt en bordure du Varangefjord. Vue vers le Nord-Est

Ainsi, entre les deux lacs de Takvatnet et Sagel-vatnet, à une soixantaine de kilomètres au Sud de Tromsö (lat 69°10') se remarquent des palses de petite dimension. Dans l'une d'elles qui mesurait environ 2 m sur 3 m, un sondage effectué en juillet 1967 atteignait sous la tourbe, le noyau congelé à 0,50 m de profondeur seulement.

Pour l'Islande, S.Thorarinsson estime que la limite des „rústs” correspond assez exactement aux conditions climatiques suivantes:

Isotherme annuel: 0°C

Montant annuel des précipitations: inférieur à 500 mm

Au Canada, l'isotherme annuel 0°C passe au S de la baie de James, soit vers le 51° de latitude, donc bien près de la limite méridionale des tourbières réticulées avec palses (50°). Cependant, les palses du bassin de la grande rivière de la Baleine (L.-E. Hamelin et A. Cailleux, 1969) situé au bord sud-est de la Baie d'Hudson par 55°17' de latitude, connaissent un climat nettement plus rigoureux et plus humide:

Moyenne annuelle de température: -5°C

Moyenne de Janvier: -23°C

Moyenne de Juillet-Août: +10°C

Précipitations annuelles : 700 mm

La couverture neigeuse est un facteur qui retient l'attention des auteurs. Sa faible épaisseur hivernale apparaît favorable au maintien des palses; le gel, alors intense, pouvant pénétrer plus facilement dans ces masses dont la couverture de tourbe favorise l'isothermie. En Laponie, B. Forsgren a noté, lors de l'hiver 1964, sur une palse de Karlebotn, moins de 0,10 m de neige et dans la région de Karesuando moins de 0,20-0,25 m avec de courtes périodes à 0,45 m. Au Québec-Labrador, la neige tombe plus abondamment. Elle atteint 2,50 m dans l'aire des tourbières à palses. Toutefois, celle-ci se développant à peu près tout entière au N de l'isotherme 0°C, le froid hivernal très intense (*supra*) contrecarre le pouvoir isolant de la neige.

ÉVOLUTION DES PALTSES ET SUCCESSION CLIMATIQUE IMPLIQUÉE

Le caractère actuel des observations rapportées sur les palses (aspect, végétation, structure, répartition, conditions climatiques) ne doit pas masquer qu'il s'agit de formes évolutives et que dans l'évidente mesure où elles sont liées au climat, elles ne représentent en leur état présent qu'un moment, entre un passé et un devenir que l'on peut s'efforcer de préciser. Manifestement de nos jours – le fait est partout signalé – les palses se détériorent aussi bien au Canada, en Islande qu'en Laponie. Les conditions de milieu leur sont donc moins favorables qu'auparavant.

A priori, l'étude pollinique de la tourbe des palses devrait permettre de

reconstituer les phases climatiques contemporaines de leur formation et du même coup les dates du début et de la fin de leur édification; celle-ci ayant vraisemblablement cessé lorsqu'un retour du froid intense a congelé la tourbe de façon permanente et l'a exondée. Cependant à l'usage, de graves difficultés se font jour. Des auteurs signalent que de la tourbe a été enlevée par le vent au sommet des palses. D'aucuns précisent qu'après le dégel, la tourbe du noyau congelé devient très légère et qu'il en faut une plus forte épaisseur pour correspondre à celle du marais adjacent. D'autres enfin estiment que stratifiées dans des conditions uniformes, les couches de tourbe ont doublé d'épaisseur durant la congélation.

A Kelottijärvi, M. Salmi (1966) a établi deux diagrammes polliniques: l'un pour la tourbe d'une palse, l'autre pour celle du marais contigu. Les deux diagrammes sont difficiles à comparer. Tous les horizons associent le pin et le bouleau et ce ne sont que les pourcentages de l'une et l'autre espèce qui permettent de les distinguer. Le diagramme du marais à 2,40 m de profondeur correspond à la phase finale de la période boréale soit à 7 800-8 000 ans B. P. Mais, bien que la sonde ait atteint 3,10 m dans la palse, le même horizon, supposé plus bas, n'y a pas été rencontré. Toujours d'après Salmi, la phase sub-boréale (continentale) aurait été favorable au développement des palses.

Selon L. Aario (*in Salmi: Discussion*), dans la région de Petsamo - 69°28'N et 31°E - les palses ont commencé leur développement après l'arrivée du sapin, il y a moins de 2 000 ans, et la fin de leur croissance se serait produite peu avant le temps présent.

Cependant, aussi bien M. Salmi que L. Aario semblent considérer comme susceptible de croissance la tourbe des palses, Néanmoins, L. Aario remarque qu'actuellement toutes les palses finlandaises sont mortes, leur couverture de lichens ne formant point de tourbe et rend cette carence responsable de la méconnaissance que nous avons des causes de la fin de la croissance des palses.

Au Québec-Labrador, L.-E. Hamelin (1957) a pu préciser la succession climatique dans laquelle les palses s'insèrent. Les tourbières réticulées, avec les palses qui accidentent leur surface, sont évidemment postérieures à l'ultime déglaciation. Dans les dépressions découvertes par celle-ci et à la faveur d'un climat réchauffé, succédant dès 4 000 ans avant J.-C. à une phase de submersion marine (mer de Tyrrell) la tourbe s'est installée. Une aggravation survenue 2 000 ans plus tard a étendu le permafrost à toute la surface des tourbières les plus septentrionales. La température s'étant relevée depuis 400 ans seulement, le permafrost n'y subsiste plus que par les lentilles ou filets de glace qui arment les palses.

L'histoire des palses de Sivertbukt reproduit de très près celle que L.-E.

Hamelin relate pour les palses du Québec-Labrador. Il est bien évident qu'elles n'ont pu se former qu'après la dernière déglaciation de la région. Même si cette dernière a été relativement précoce (H. Svensson, 1967) elle n'a pu vraisemblablement se faire avant le Gothiglaciaire: vers 12 000-11 000 ans B. P. au plus tôt. Mais comme le prouvent des dépôts fluvioglaciaires proches et la situation des palses de Sivertbukt entre un cordon littoral et une falaise morte (J. Dresch, 1970) une submersion marine est intervenue ensuite sur les rives du Varangerfjord. Ce n'est donc que plus tard qu'a pu se constituer le tapis végétal tourbeux. On s'accorde généralement pour voir dans le période atlantique (Hypsithermal) une époque très favorable à la croissance de la tourbe dans les pays du nord: Scandinavie, Ecosse etc... Il est probable que les premières palses se sont formées au cours du retour offensif du froid postérieur à cette période. D'autres ont pu surgir pendant les petites récurrences froides beaucoup plus récentes. Naturellement il est tentant de voir dans la dégradation actuelle des formes une conséquence du réchauffement contemporain repéré dans les hautes latitudes depuis la fin du siècle dernier ou le début du XXe siècle.

Nous retiendrons donc que la formation des palses et leur déclin sont le résultat de la succession climatique suivante:

(a) Une phase relativement chaude dans le prolongement de celle qui a provoqué le retrait des glaces, s'est avérée favorable au développement des tourbières,

(b) Un retour du froid a interrompu ce développement en congelant et en soulevant la tourbe et son support minéral,

(c) Une phase plus clémence en cours actuellement, tend à faire disparaître les dernières traces de cette congélation des tourbières et les déformations qu'elle a provoquées.

Bien évidemment, des oscillations climatiques secondaires ont dû se manifester lors des diverses phases et particulièrement au cours de la dernière. „Autant de lignes de mares, autant de phases de recul” dit Hamelin pour les tourbières réticulées du Québec-Labrador. A Sivertbukt, nous avons une zone marécageuse avec des mares autour d'une zone centrale cernée d'un bourrelet et comportant elle-même des mares. La résorption de la coupole tourbeuse s'est donc opérée en deux fois. Elle se poursuit sous nos yeux par la dégradation périphérique des buttes internes.

A envisager la situation des palses au S de la limite méridionale du permafrost continu, on constate qu'elles prolongent sporadiquement cette limite vers le Sud: de 600 km au Québec-Labrador, de 300 km en Laponie. Mais d'un point de vue dynamique, c'est une régression que la dégradation actuelle des palses et plus encore leur dissémination par flots concrétise. En effet, l'histoire de ces formes offre des analogies avec les modalités de déplacement

des populations végétales. Lorsque celles-ci, à la suite d'un changement climatique favorable, partent en conquête, elles avancent massivement sans se faire précéder d'éclaireurs. Dans le cas de récession au contraire, ainsi que l'a montré J. Carles (1951) pour les peuplements de chênes-verts du bassin du Bas-Rhône, des îlots d'arrière-garde s'attardent derrière la migration de masse, à la faveur de stations privilégiées. Bien que ne représentant que des amas de tourbe morte, c'est un fait de ce dernier genre qu'évoque la répartition actuelle des pâles. Pour elles, malgré le réchauffement, c'est le milieu antérieur qui persiste là et là, grâce aux propriétés isothermes de la tourbe et au caractère physiquement froid des tourbières dont l'eau se réchauffe deux fois moins vite que le sol sec avoisinant.

Cette survie très localisée du permafrost dans les tourbières admet probablement deux causes. Puisqu'elles se tiennent généralement loin des bords des marécages, les pâles semblent correspondre à des emplacements où la tourbe est plus épaisse. À Sivertbukt, les deux pâles se situent en position subcentrale. Un sondage effectué dans le laquet qui jouxte l'une d'entre elles a montré que le fond rocheux se manifestait à 2 m de profondeur. Mais en outre, il s'agit peut-être d'emplacements où des montées aqueuses profondes ont permis à de puissantes lentilles de glace de se constituer sous la tourbe lorsque sévissait le froid intense. Du moins envisage-t-on cette explication au vu des pingos qui paraissent bien témoigner de telles conditions.

Un fait assez mal expliqué est la présence de laquets au voisinage des pâles qu'ils enserrent parfois étroitement. Hamelin et Cailleux (1969) les attribuent à la fonte de la glace du sous-sol au voisinage de l'eau réchauffée en été. Mais partout avant l'état actuel, les tourbières – hormis en été leur couche superficielle – et leur sous-sol étaient congelés. Toutefois, si on localise les pâles sur l'emplacement d'anciennes et épaisses lentilles de glace nourries par des sources ascendantes, on imagine non seulement que c'est la fonte encore actuelle de ces lentilles qui pourvoit en eau les laquets mais que ceux-ci reçoivent dans la mesure où quelque pérennité affecte la localisation des sources, l'apport directement liquide de celles-ci. De plus, comme le montre l'observation de Sivertbukt, les laquets correspondent à des emplacements assez profonds pour que la végétation aquatique, compte tenu de leur libération récente, n'ait pu encore les envahir. Ainsi, pour expliquer les laquets des tourbières à pâles, peut-on faire appel aux mêmes causes qui justifient ces dernières. Nous rejoignons J. Dresch (1970) déclarant que pâles et cuvettes sont dynamiquement liées.

PALSES ET PINGOS

A évoquer, comme nous l'avons fait plus haut, une ample coupole primitive de sol organique et minéral congelé sur l'emplacement des palses de Sivertbukt et de leurs bourrelets périphériques on en vient à supputer des analogies possibles entre une telle forme – une énorme palse – et les pingos. Et il a de plus été suggéré pour les palses, une alimentation en glace par des sources profondes comme cela est admis pour certains pingos. Il conviendrait maintenant d'établir les dissemblances pouvant séparer les uns des autres.

Elles ne sont pas forcément apparentes puisque L. Lliboutry (1965) assimile les palses de Laponie et les pingos du delta du Mackenzie. A. Cailleux (1967) retient le critère dimensionnel et propose d'appeler conventionnellement pingos les buttes qui ont plus de 30 m de diamètre et 5 m de haut. Au-dessous de ces dimensions, les buttes sont des palses. Le même critère est adopté par J. Tricart et A. Cailleux dans leur ouvrage: „Le modèle des régions périglaciaires” (1967).

Certains auteurs établissent une différence entre palses et pingos d'après la nature – ou l'origine – de la glace qui arme ces appareils. Les palses ne recèleraient que de la glace de ségrégation alors que la glace des pingos serait de la „glace d'injection”. Or toutes les glaces qu'elles se présentent en veinules, en lentilles ou en laccolites sont des glaces de ségrégation: c'est-à-dire le résultat de l'attraction moléculaire qui rassemble les molécules d'eau à l'état solide. La glace d'injection n'est autre que de la glace de ségrégation déformée par les pressions qu'engendre l'augmentation de volume (liée à la ségrégation). Ces pressions se libèrent par des „injections” de la glace (de ségrégation) dans les masses de terrain voisines. L'eau qui monte de la profondeur, qu'elle provienne d'une poche prisonnière ou d'une nappe libre (A. Journaux, 1969) pour nourrir le cœur de glace d'un pingo, ne fait qu'alimenter la ségrégation qui provoque plus haut le gel. On doit considérer que c'est l'eau qui s'injecte mais non la glace qui, elle, se bombe par dilatation et crève le sol et le couvert végétal du pingo, alors que moins abondamment nourri, le noyau de glace des palses demeure enfermé dans la tourbe.

La discrimination entre palses et pingos doit tenir compte d'une répartition différente en latitude que A. Journaux (1969) a précisée en Alaska où vers le 65° figurent des palses alors que les pingos sont nombreux – 1400 autour de Tuktoyatuk – vers le 70°.

La plupart des auteurs admettent que les pingos sont propres à la toundra et correspondent au climat périglaciaire le plus sévère. En Yakoutie toutefois, le permafrost est général et les palses font défaut mais les pingos se localisent dans des dépressions de la forêt qui croît à la faveur d'une couche active (mollisol) de 1 à 2 m d'épaisseur (J. Dresch, *in litteris*).

Il y a également le problème posé par la tourbe. Les conditions optimales que l'on admet pour sa formation sont de loin moins rigoureuses que celles de la toundra. L.-E. Hamelin (1957) note qu'en Labrador, les tourbières deviennent moins nombreuses au N du 55° de latitude. Parallèlement, l'épaisseur de la tourbe décroît de la vallée du Saint-Laurent - 10 m - à la baie d'Hudson - 0,50 m ou 0,00 m - en passant par 3 m au S de la baie de James.

De la discussion qui précède il résulte que les critères permettant de distinguer pingos et palses sont

(a) les dimensions, plus grandes pour les pingos que pour les palses et au surp'us corrélatives du volume du noyau de glace formant le coeur de ces appareils,

(b) la répartition en latitude correspondant au perigélisol continu pour pingos, discontinu ou en taches pour les palses,

(c) la couverture de sol et de végétation: celle de la toundra ou des creux humides de la forêt sibérienne pour les pingos, uniquement la tourbe pour les palses.

Il va de soi que présentement, palses et pingos ne sauraient être assimilés mais lorsque le pergélisol s'avançait davantage vers le Sud et congelait les tourbières de la Scandinavie du Nord dans leur totalité (*supra*) les pingos pouvaient se montrer là où aujourd'hui ne se voient que des palses.

A Sverbukt en effet, il semble bien, ainsi que nous l'avons dit, qu'antérieurement à l'état actuel, un vaste bombement tourbeux occupait l'emplacement des palses et de leurs bourrelets périphériques. Il est fort vraisemblable que pour lors, une épaisse lentille de glace était la cause de cette intumescence de plus de 100 m de diamètre.

Dans le détail, il est utile de préciser que le pergélisol le plus septentrional, celui de la toundra ou de la forêt nord-sibérienne, est à la fois pérenne et hérité alors que celui qui intervint plus au Sud à la faveur d'un accès froid, succédant au réchauffement postglaciaire ne fut qu'épisodique. Et parce que succédant à une phase climatique adoucie ayant permis le développement de la tourbe, les pingos qui alors apparurent lors de cette progression vers le Sud du sol gelé permanent, furent à couverture tourbeuse. Il n'est d'ailleurs pas impossible que de semblables pingos existent encore dans la frange où s'affrontent actuellement le pergélisol continu et le pergélisol en taches.

DALLAGES DE PIERRES

LOCALISATION ET ENVIRONNEMENT

Des dallages de pierres s'observent de part et d'autre de la route qui conduit du Varangerfjord au Porsangerfjord à une vingtaine de kilomètres de Börselv,

en contre-bas d'une croupe cotée 450 et dénommée Ullogaper. Les coordonnées sont les suivantes:

Latitude: 70°20'

Longitude: 26°2'Est

Le relief 450 est constitué de quartzites en contact par places avec des micaschistes. Au sommet, persistent les restes d'un poli glaciaire avec, en marge, des blocs arrachés par le gel.

En contre-bas s'étagent des banquettes festonnées: guirlandes de matériel rocheux à rebords raides de 0,50 à 1,50 m de haut avec exsudation saisonnière d'eau à la base des talus permettant à la végétation de s'y développer.

Plus bas encore, subsistent des restes importants de moraines latérales, avec épis transversaux greffés sur celles-ci. On y voit des cailoux roulés, façonnés par quelque courant sous-glaciaire. A sa partie haute, le matériel morainique est affecté par les banquettes déjà signalées A sa partie basse, sur une pente qui ne dépasse pas 2° il est repris, à la faveur de replats, en sols polygonaux à larges mailles - 1 à 3 m - limités par des fissures où se rassemblent des gros blocs et au fond desquelles de l'eau s'écoulait à la date du 13 juillet (photo 4).

Les dallages se montrent à la fois sur le versant, au niveau de la moraine et des épis dans le fond d'un ample vallonnement et en contrebas des sols polygonaux, dans un large talweg avec filets d'eau courante, petites mares isolées et îlots de végétation (photo 5).

La flore comporte au sommet du relief 450, un tapis de *Loiseularia*, le bouleau nain et des lichens. Un peu plus bas, le saule herbacé forme de menues pelouses. *Vaccinium uliginosum* monte haut sur la pente. Nous avons noté encore *Empetrum nigrum*, *Andromeda polifolia*, deux espèces de Cassiopée (*C. hypnoïdes* et *C. tetragona*), *Silene acaulis*, *Euphrasia alpina*, *Pedicularia*, *Pinguicula*, *Viola bicolor* et différentes composées. Cette flore offre nombre d'espèces communes avec celle de l'Islande centrale au N de l'Hofsjökull, où l'on retrouve la même association de formes périglaciaires: banquettes, sols polygonaux de taille moyenne à contour de grosses pierres, dallages mais, en outre, de très grandes cellules de 10 à 20 m de diamètre, souvent très régulières et limitées par des fissures étroites que jalonnent des traînées de lichens blanchâtres.

GENÈSE DES DALLAGES DE PIERRES

Les quelques données concernant la flore et le rapprochement opéré avec l'Islande interne, sans oublier la latitude à laquelle figurent les dallages proches de Börslev, prouvent que ces formes s'intègrent dans un périglaciaire assez rigoureux. Mais à ces conditions de caractère général, s'ajoutent des

circonstances de localisation indispensables à la genèse des dallages. En effet ceux-ci se rencontrent:

(a) sur des replats, au pied de talus où s'appuient des amas de neige assez importants pour se maintenir au cœur de l'été,

(b) dans des vallonnements à fond plat ou des dépressions à allure de frane affectant les versants,

(c) dans les ta'weds bien gravés à pente faible où de l'eau plus ou moins courante persiste à la bonne saison, parfois en marge d'écoulements solides.

Dans tous les cas, il s'agit d'aires déprimées, au moins saisonnièrement humides et riches en débris pierreux, ces derniers fournissant le matériel destiné à être disposé en pavé.

Les dallages ont été attribués au poids de la neige s'exerçant sur la bocaille et le cailloutis sous-jacents aux névés. Et c'est sans doute leur connexion fréquente avec ces amas de neige persistante qui leur a valu l'épithète de „niveaux". Toutefois, cette hypothèse peut difficilement être retenue, car non seulement la neige, en raison de sa faible densité, ne peut exercer de pression efficace, mais l'observation montre que sous la neige, le sol demeure gelé. Il ne dégèle qu'au fur et à mesure que la couverture neigeuse recule, au-devant de sa lisière amincie par la fusion ainsi que le montre la coupe relevée en Islande au cours de la mission Péguy (fig. 3) (1954). Il en résulte un mollisol à la surface duquel l'eau de fusion se maintient sur quelque distance (photo 6) pour ne s'infiltrer que là où le pergélisol est suffisamment abaissé ou a disparu complètement.

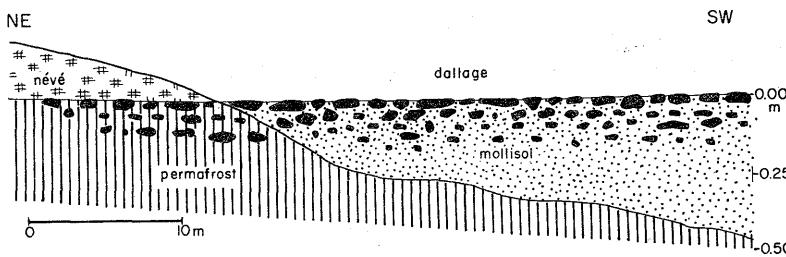


Fig. 3. Coupe très schématique d'un dallage de pierres en bordure d'un „nivé" (Laugafell Islande)

Le permafrost s'abaisse avec l'éloignement du névé

Lorsqu'on marche sur les blocs de cette frange humide, on constate qu'ils gardent une certaine mobilité. Ils révèlent les propriétés thixotropiques de leur support. L'hiver suivant, lorsque le gel atteindra le dallage avant la constitution d'un nouveau névé, la glace intersticielle alimentée par une lente ségrégation soulevera les blocs. Ainsi, à la faveur conjuguée de la boue du mollisol dans laquelle les pierres s'enfoncent en été et du gel hivernal



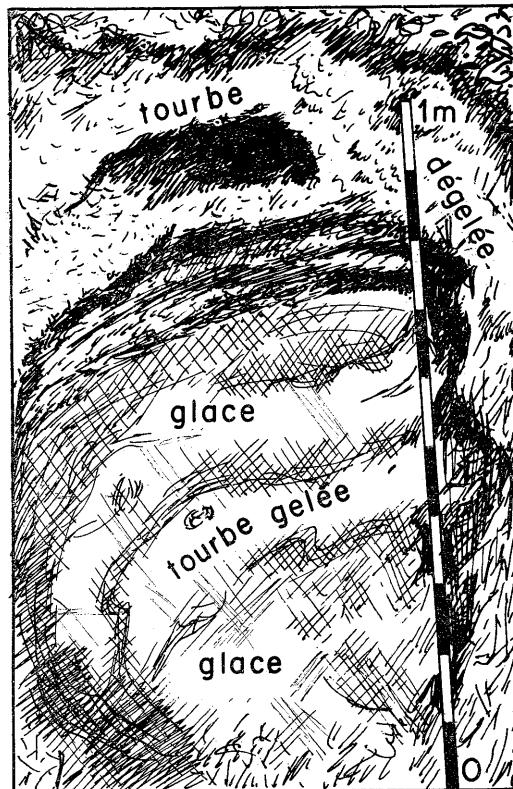
Cliché J. Demangeot

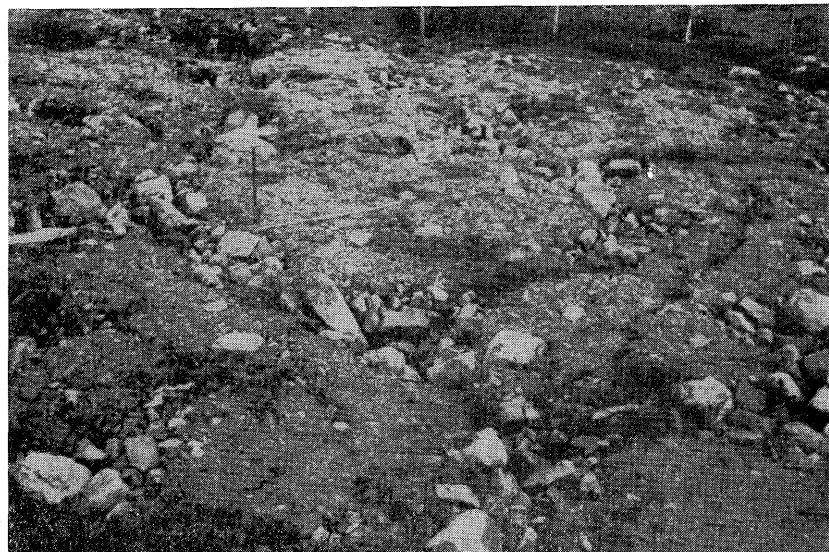
Photo 2. Forme de dégradation d'une palse de Sivertbukta: affaissement périphérique de la tourbe



Cliché J. Demangeot

Photo 3. Sivertbukt. Coupe à travers le noyau de glace d'une palse

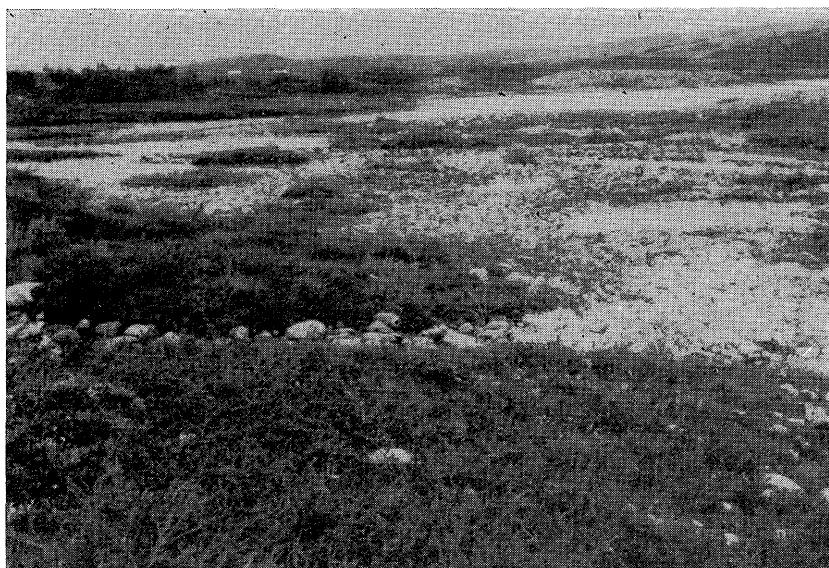




Cliché P. Bout

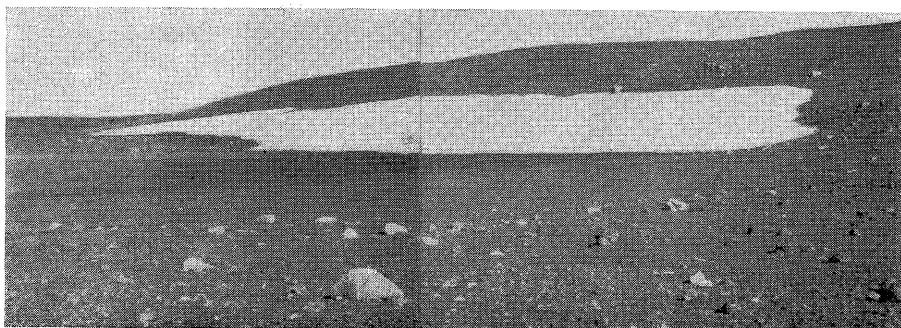
Photo 4. Sols géométriques à larges mailles et à contours de blocs. 20 km à l'Est de Börselv

Le mètre donne l'échelle



Cliché P. Bout

Photo 5. Dallage de pierres dans un creux très évasé. 20 km à l'E. de Börselv



Cliché P. Boit

Photo 6. Dallage de pierres en avant d'un „névé” en Islande; Laugafell

Altitude: environ 850 m. L'eau de fusion ne s'infiltre qu'à quelque distance du „névé”. Le dallage proprement dit contraste avec la périphérie où les blocs de basalte font saillie au-dessus du sol



Cliché A. Godard

Photo 7. Pavage de blocs de quartzite dans le lit d'une rivière entre Gällivare et Porjus

qui les soulève, les éléments d'un dallage subissent des déplacements verticaux qui les amènent à disposer leur plus grande surface perpendiculairement aux pressions qu'ils exercent ou qu'ils subissent. Il convient d'ailleurs de remarquer que le mollisol n'intervient pas seulement en céder sous le poids des blocs mais également par ses propriétés thixotropiques. Lorsque la boue s'essore et se prend en masse – en gel – elle a tendance à se concentrer sous sa charge et à la repousser (Ch. Péguy *et al.*, 1956). De ces diverses actions résulte un niveling du matériel rocheux, un aplatissement du sol sur l'emplacement des névés où la neige intervient plus par l'eau qu'elle fournit que par son poids. Le résultat de cet aplatissement contraste avec la périphérie du dallage, où au-delà des limites du névé (photo 6) les blocs demeurent saillants. Dans l'explication qui précède, la pente étant faible, il n'est guère de déplacements des blocs autres que les mouvements verticaux qui finissent par les disposer à plat. Il en va autrement dans les vallonnements et les talwegs en pente où les dallages forment le revêtement de matériaux soumis lors du dégel à des transports en masse. Le déplacement est évidemment lent. Le matériel rocheux de couverture en profite pour parfaire sa position à plat sur les masses globalement visqueuses sous-jacentes. Il ne s'en départit pas, même si la coulée procède par banquettes ou si des yeux de terre atteignent la surface. Mais ici, un déplacement longitudinal s'ajoutant aux mouvements verticaux provoqués par le gel, le dégel et les réactions propres de la boue thixotropique, les blocs offrent une tendance à disposer leur plus grande dimension perpendiculairement à l'écoulement.

On peut se demander si les pavages de blocs qui s'observent dans bien des cours d'eau lapons de petite taille sont à rapprocher du phénomène de dallage décrit précédemment ou s'ils ne constituent qu'une forme de convergence due à d'autres causes.

Un bon exemple nous est fourni en Laponie suédoise par une de ces rivières que traverse la route de Gällivare à Porjus, au Nord-Est de cette dernière localité, vers 66° de latitude (photo 7). Le cours d'eau est large d'une dizaine de mètres et encombré de blocs de quartzite partiellement émergés, avec des trous d'eau pouvant atteindre 0,60 m de profondeur. Cependant, les blocs ne se chevauchent pas. Leur taille, leur nombre, leur disposition ne permettent guère de concevoir leur entraînement par courant liquide. En revanche, on imagine qu'en hiver, une tranche d'eau réduite doit se solidifier sur toute son épaisseur en soulevant un peu les blocs qui l'encombrent. Peut-être à ce moment, grâce à la plasticité de la glace et à la pente, les blocs subissent-ils quelque translation longitudinale, car pareillement à ceux du revêtement des transports solides (*supra*), ils ont tendance à disposer leur plus grande dimension perpendiculairement au courant.

Il n'en reste pas moins vrai que pour la plupart des cours d'eau qui coulent

sur un manteau de blocs, ces derniers constituent un véritable pavage, dépassant leur compétence, même en crue. Pendant l'écoulement estival, ils divisent le courant et en bloquant ainsi toute incision ont facilement pour effet de donner au lit sa largeur relativement importante par lavage de la fraction fine et développement latéral jusqu'aux berges boisées. Il n'est pas exclu qu'une dynamique de ce genre soit responsable de la disposition assez particulière des cailloux et des blocs. On ne manquera pas de remarquer que le dispositif dans lequel les blocs ont leur axe orienté perpendiculairement au sens de l'écoulement est un trait typiquement „fluviatile”, mais que cependant les blocs de la rivière de Porjus ne se chevauchent pas. Par contre, le dallage de la photo 8 montre que les blocs se chevauchent en bordure d'un filet d'eau persistant donc là où en saison de crue, le courant doit s'avérer le plus fort. La conclusion s'impose donc que même en milieu périglaciaire, on ne peut imputer aux seuls cours d'eau la responsabilité d'un dallage.

Le problème peut se poser de savoir si un pavage comme celui qui revêt le lit du ruisseau de Porjus ou d'autres talwegs plus amples de la région de Gällivare provient de vastes moraines de fond débarrassées de leur argile par la fonte des neiges ou localement par les eaux courantes. La disposition dallée relèverait alors de l'action du gel sur l'argile conservée en profondeur (J. Dresch, 1970). Dans un tel cas, le matériel devrait évidemment répondre aux critères habituels des moraines: hétérométrie et variété de composition pétrographique. Si ces critères ne sont pas décelables, le matériel est probablement fourni par des dépôts de versant (photo 9).

Il va de soi que les causes invoquées pour expliquer les dallages de pierres de tous types offrent une certaine pérennité et qu'agissant depuis longtemps, c'est par accumulation de modestes effets saisonniers qu'elles aboutissent aux aspects que nous constatons.

Relativement à la genèse des dallages, il convient d'insister encore sur le fait qu'il leur faut, au moins saisonnièrement, beaucoup d'humidité. Le matériel rocheux de leur environnement qui lui n'a pas pris l'aspect de pavement, subit les mêmes alternatives – à transitions moins ménagées il est vrai – de gel et de dégel. Mais il est patent que le mollisol découvert par les névés, s'enrichit de l'eau de fonte de ceux-ci. De même, c'est dans les vallonnements et les talwegs que se concentre l'eau de fusion de la neige qui avec une moindre épaisseur recouvre le paysage tout entier. C'est donc un mollisol gorgé d'eau et prolongé qui favorise le mieux la formation des dallages de pierres.

LES DALLAGES DE PIERRES, FORME ZONALE DU PÉRIGLACIAIRE?

Les dallages proches de Börselv s'emplacent, on l'a vu, par $70^{\circ}20'$ de latitude donc un peu plus au Nord que les palses de Sivertbukt ($70^{\circ}7'$) et c'est vers le 67° que se situe la rivière dallée au NE de Porjus. Quant aux dallages islandais, ils se localisent vers le 65° et l'aire des palses décrites par S. Thorarinsson (*supra*) les déborde tant vers le Nord que vers le Sud.

Les palses étant considérées comme une forme zonale du Périglaciaire, doit-on reconnaître le même caractère aux dallages de pierres? D'emblée on s'arrête sur un caractère commun: l'intervention d'un sol gelé localisé mais aussi sur une différence. Les palses correspondent à la zone du permafrost sporadique. Les dallages, au moins dans les cas examinés, n'impliquent qu'un congélisol temporaire, la protection neigeuse étant moins durable que celle qui est assurée par la tourbe. Néanmoins, puisque palses et dallages se situent dans les même aires, on peut être tenté de reconnaître aux seconds la même signification zonale qu'aux premiers.

Cependant des observations récentes (M. Derrau et P. Bout) effectuées en Arménie soviétique engagent à tempérer ce point de vue. Sur les pentes du volcan Aragats, vers 3600-3700 m, des dallages de pierres parfaitement typiques (photo 10) se montrent dans un environnement périglaciaire représenté par deux types de formes: les unes mortes, les autres actuelles. Les premières sont des coulées de blocs du type bien connu des mers de rochers ou „clapiers”. Ces accumulations sont présentement immobiles comme le prouvent leurs blocs recouverts de lichens ou vernissés sur les seules faces exposées à l'air. Les coulées de blocs de l'Aragats sont très probablement würmiennes et contemporaines de la glaciation locale qui a modelé sur ce relief et dans ses parages élevés, d'assez belles vallées en auge. Un sol épais ennoie en beaucoup de places ces anciennes nappes de rochers. Il porte actuellement une végétation de prairie alpine que pâturent des troupeaux de moutons transhumants. On saisit encore mieux l'antériorité des coulées de blocs de l'Aragats aux dallages de pierres actuels, lorsqu'en lisière de ceux-ci, on voit le matériel de celles-là repris en banquettes dont les constituants plus petits, car supplémentairement gélivés, sont pour le plus grand nombre dépourvus de lichens et redressés en de nouveaux assemblages (photo 10).

Quant au périglaciaire actuel de l'Aragats, il se situe assez près du sommet, plus haut que les dallages, plus haut également que les nappes de blocaille, là où le sol est largement dépourvu de végétation. Il ne comporte que des aspects mineurs: yeux de limons de quelques centimètres de diamètre et cernés de menus cailloux s'alignant lorsqu'il y a une pente, pour esquisser des sols striés du type de ceux que l'on rencontre dans le Massif Central de la France vers le sommet du Mézenc (1754 m) où ils figurent au surplus,

comme à l'Aragats, au-dessus de coulées de blocs würmiennes. On note également des „pieds de vache” procédant par menues banquettes festonnées et bordées d'un mince liseré herbeux. Toutes ces formes sont, elles, bien vivantes et dues aux gelées nocturnes estivales. Au soleil, elles suent leur humidité.

Comment justifier dans un tel contexte, les dallages de pierres de l'Aragats? En hiver, la neige tombe abondamment sur ce relief puisque des volumes imposants s'y maintiennent en juillet. Cette couverture isolante n'empêche pas le sol sous-névéen d'être gelé. Comme en Laponie et en Islande, c'est ce congélisol temporaire enrichi d'eau de fonte qui en se résorbant au cours de l'été détermine le mollisol propice à la genèse des dallages.

Cependant, les conditions climatiques, ainsi que le montre le tableau ci-dessous, sont assez nettement différentes de celles qui règnent en Laponie, à Karuesando par exemple (*supra*).

Aragats: Lat: 40°N, Alt: 3 400 m

Températures (°C)			Précipitations annuelles
moyenne annuelle	moyenne du mois le plus froid	moyenne du mois le plus chaud	
-2,7°	-12,9°	+9,6°	814 mm

Les étés sont nettement moins chauds et les précipitations plus abondantes. On imagine donc un sol plus constamment humide, une évaporation estivale moindre. Et ce sont peut-être les caractéristiques de ce climat proche de celui des montagnes en région tempérée (P. Estienne et A. Godard, 1970) comportant une dessiccation estivale moindre du sol, qui expliquent à la fois la persistance d'un sol épais recouvert de végétation et l'absence de formes périglaciaires actuelles autres que les aspects mineurs que nous avons décrits.

Selon J. Dresch (*in litteris*) „les dallages de pierres correspondent à des conditions très variées – il y en a dans les déserts chauds – en tout cas liés à la présence saisonnière de la neige. Il en est dans nos montagnes et jusque dans l'Atlas, là où le sol ne gèle que très superficiellement et saisonnièrement.

En conclusion, les dallages de pierres qu'il s'agisse de ceux de Laponie, de l'Aragats, des montagnes en région tempérée (J. Demangeot, 1941) ou méditerranéenne, apparaissent généralement liés à la présence d'une couverture neigeuse hivernale et méritent donc le nom de dallages nivaux. Mais les relations de cause à effet sont autres que celle que préconisaient naguère les auteurs: le poids de la neige. Les dallages n'ont point comme les palses avec lesquels ils voisinent en Laponie, de signification zonale dans le système périglaciaire.

LES GRÈZES DU PORSANGERFJORD

Le Porsangerfjord s'ouvre au N du 70° de latitude en direction nord-nord-est. Long de 120 km, large de 15 à 20 km, il débouche sur la mer arctique à l'E du Cap Nord.

Sur le rivage ouest, vers 70°15' de latitude, affleurent au contact avec les schistes, d'importantes masses de calcaires et cipolins éocambriens entamées par une ancienne baie dont le fond et les bas de falaises sont recouverts de menus débris rocheux. Des cavités d'exploitation découvrent ce matériel sur 2 à 3 m de hauteur. Il s'agit de fragments anguleux de cipolin de quelques centimètres de dimension, en disposition litée (photos 11 et 12). A l'entrée de la baie, quelques galets de quartzite rose bien roulés, de plus fort volume que le cailloutis calcaire sont inclus dans celui-ci. Hormis ces derniers éléments, le dépôt quoique plus grossier rappelle les grèzes litées würmiennes de Charente, du Périgord, de certains Causses (Changefège, près Mende), de Lorraine, etc.

Cependant, la végétation a tendance à recouvrir les dépôts. Dans l'axe et à l'entrée de la dépression, le tapis végétal est quasi continu ainsi qu'au pied du versant exposé au Nord. En exposition nord et non loin de la mer (photo 11), à la surface d'un replat supporté par les grèzes, des plaques d'une plante rampante s'allongent perpendiculairement à la pente d'ailleurs faible. Le raccord du replat avec la falaise se fait selon un angle net à peine relevé, sauf en quelques points où des filets de blocaille récente s'adossent encore au talus rocheux.

L'alimentation actuelle des grèzes du plancher de la baie, même au contact des parois de cipolin, est donc très faible, voire nulle. Les matériaux qui par endroits descendant de la falaise ne diffèrent guère des coulées de pierrière qu'en fin d'hiver on observe au bord de nos routes, en région de moyenne montagne. Les constituants en sont hétérométriques et ne se résorbent que lentement dans le talus de débris menus qu'ils atteignent. Sur celui-ci, les traînées végétales correspondent aux petits abrus de banquettes successives analogues aux „pieds de vache”. Il s'agit donc des effets d'un périglaciaire mineur qui sous le climat actuel, reprend sans le nourrir et en le déplaçant un peu, le matériel superficiel d'un périglaciaire ancien beaucoup plus rigoureux.

De ce qui précède, on tire la conclusion qu'en Norvège, par plus de 70° de latitude, vers le fond d'un fjord ouvert sur l'océan, les conditions climatiques actuelles ne permettent pas à des dépôts analogues aux grèzes litées würmiennes connues en France jusqu'au-dessous du 45° de latitude, de se constituer.

Pourtant, le nombre de jours de gel doit être de l'ordre de 175 par an. A la station d'Alta dans une position abritée assez analogue de fond de fjord,

mais située à environ 75 km plus au Sud-Ouest, la moyenne thermique de janvier est de $-7,4^{\circ}\text{C}$ et le minimum moyen du même mois est de $-11,2^{\circ}\text{C}$ (Période 1901-1930). Il est vrai que la saison végétative qui conditionne la pousse de l'herbe et donc la constitution d'un tapis végétal dure en moyenne 5 mois (Mai à Septembre) avec des températures qui en Juillet atteignent en moyenne $12,8^{\circ}\text{C}$. La neige reste en général au sol du début Novembre à la fin d'Avril, mais les précipitations sont modestes, inférieures à 400 mm/an.

Le rapprochement que nous venons de tenter risque de souffrir du fait que si partout les grèzes sont formées de calcaires, cette roche offre maintes variétés dont les propriétés ne doivent pas être quantitativement égales. Les calcaires du Jurassique moyen (Causses, Lorraine) et supérieur (Charentes), ceux du Crétacé (Périgord) sont nettement plus poreux et perméables que les calcaires éocambriens recristallisés de Norvège.

Du moins peut-on retenir qu'en Europe septentrionale, sous le 70° de latitude, des grèzes, mortes aujourd'hui, sont apparues naguère qui pour se former, ont exigé un climat plus rude que celui qui sévit présentement aux mêmes lieux.

MERS DE BLOCS ET COULEÉES DE BLOCS

Parmi les trois étages qu'on a coutume de distinguer à ces latitudes – le désert de gélivation, l'étage de la toundra ou de la pelouse arctique et celui de la taïga – le premier est assez bien représenté dans le Nord de la Scandinavie: soit en taches isolées sur les sommets des reliefs résiduels de Laponie, soit sur les plateaux et montagnes du bourrelet scandinave.

LES CHAMPS DE PIERRAILLE ET MERS DE BLOCS DES SOMMETS

Ces champs de pierraille et mers de blocs des sommets que Łoziński désignait à juste titre comme „le faciès périglaciaire de l'érosion mécanique” nourrissent pour une très large part les éboulis, les coulées de blocs et d'une manière générale les revêtements en matériaux grossiers des versants. Mais assez curieusement ils n'existent pas partout: à faible distance, peuvent coexister des sommets couverts de débris et des sommets nus.

En Laponie finlandaise par exemple, le faîte du Pyhäntunturi qui culmine seulement à 539 m offre sur plusieurs km, un modèle très caractéristique fait d'une multitude de blocs anguleux de quartzite éclatés par le gel (photo 13). Il est clair que dans ce cas le matériel a une provenance purement locale, puisque là et là apparaissent les bancs redressés de quartzite en place. Sur les versants de ce relief résiduel à pente générale rectiligne, les débris grossiers

alimentent des nappes de blocs, s'organisent en gros bourrelets et passent parfois à des replats-goletz de grande taille: Plus bas sur les pentes, on rencontre des thufurs recouverts d'aïrelles (*Vaccinium myrtillus* et *Vacc. uliginosum*). Dans la plaine enfin, se développent des tourbières réticulées cernées par la forêt de pins sylvestres d'épicéas et de bouleaux.

Le Luppio (192 m) dôme granitique qui domine directement la vallée du Torneälven à la frontière suédo-finlandaise est totalement différent. Il s'agit d'une coupole sculptée dans un granite précambrien assez homogène, relativement pauvre en biotite, mais en revanche bien pourvu en quartz et en phénocristaux de microcline. Les microfissures sont garnies d'une trame de recristallisation quartzeuse. Dans ce matériel résistant les diaclases sont bien marquées, mais espacées. Sur les flancs elles sont en majorité obliques, tandis qu'au sommet prédominent les macrofissures horizontales ou subhorizontales. Il en résulte un aspect „lité”, un débit en dalles épaisses qui sont du reste biseautées ou recoupées latéralement par le profil convexe du haut du versant. Si la glace a délogé quelques gros quartiers de roche, en créant parfois un modèle en escaliers, l'action de la macrogélification reste en revanche très limitée. Le sommet de ce relief résiduel reste nu pour l'essentiel et les pins et bouleaux ont beaucoup de mal à y prendre pied (photo 14).

Une telle opposition de modèle s'explique en premier lieu par une différence de matériel. Il est clair que les quartzites qui sous la plupart des climats du globe occupent le sommet de l'échelle de résistance des roches, sont en milieu périglaciaire désavantagés par rapport aux granites massifs en raison de la densité des joints qui les traversent.

Les roches résistantes mais fissurées sont en même temps celles qui se prêtent le mieux à la constitution de champs de blocailles.

Cependant, la lithologie n'explique pas tout. Il est frappant de constater que bien des revêtements de blocs ont – notamment sur les tunturi de Laponie finlandaise – une limite inférieure assez bien marquée. On est donc en droit de se demander si l'altitude n'est pas un facteur déterminant, non seulement par l'étagement climatique présent ou passé qu'elle commande, mais aussi par la position de „nunataks” que détenaient en période glaciaire certains sommets, au moment où des plaines, des bas plateaux, des vallées étaient recouverts par les glaciers d'inlandsis et leurs effluents. Cette question fait l'objet depuis plusieurs décennies de débats passionnés. Si l'on admet que la constitution de mers de blocs étendues demande un temps assez long, on est conduit à faire intervenir largement la macrogélification supraglaciaire: c'est par exemple l'avis de J. D. Ives pour le Nord-Est du Labrador-Ungava. D'autres au contraire – R. Dahl, H. Svensson en Scandinavie – estiment

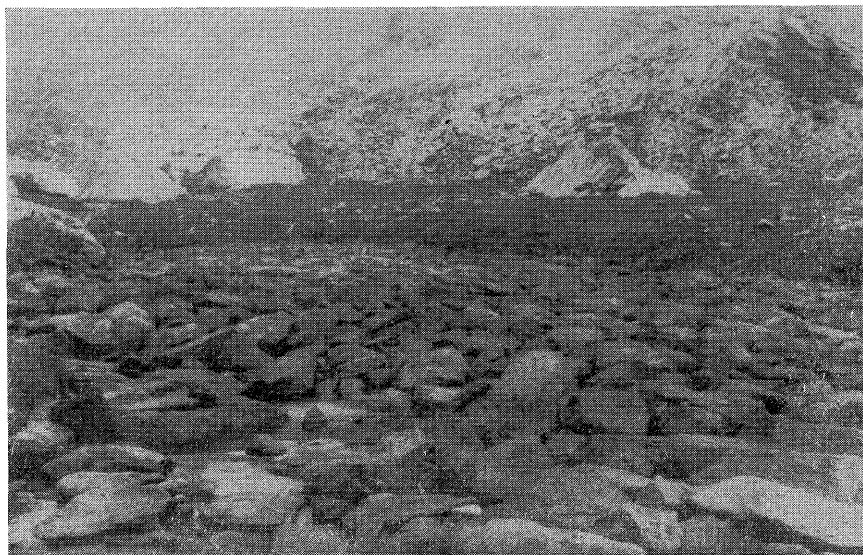
que la période postglaciaire, quoique brève, est suffisante et ne retiennent que l'étagement climatique actuel ou du moins récent².

Adopter le second point de vue permet d'expliquer bien des choses, mais non de résoudre pour autant toutes les difficultés. Il arrive, en effet, que dans le même matériel, coexistent sur une distance verticale faible des modèles très différents. On voit mal par exemple, comment on pourrait interpréter autrement que par d'anciens nunataks, les reliefs aiguiseés et déchiquetés de schistes métamorphiques cambro-siluriens (1100 m à 1400 m) qui dominent le Skibotndalen (Norvège) au NE. Ils reposent sans la moindre transition sur un soubassement aux formes massives et lourdes. Cette interprétation cadre avec ce que l'on sait du plongement des volumes glaciaires en direction du Nord-Ouest.

Si la retombée SE du massif de granite calédonien de Mjönes, entre Bodø et Fauske, se fait par de grandes dalles nues sans blocs, entre 160 et 325 m, c'est non seulement en raison de l'homogénéité et de la faible fissuration d'un matériel peu sensible à la gélification, mais également parce que l'altitude y est trop faible pour que, comme au Luppio, une évolution de type supra-glaciaire ait pu intervenir.

En revanche, cette dernière éventualité n'est pas à exclure pour certains dômes et pains de sucre de granite et granito-gneiss précambriens qui accidentent la région côtière comprise entre le Sörfolda et l'Efjorden, car ils peuvent atteindre et dépasser 1000 m. Or il est admis que dans ce secteur, la nappe de glace au cours des périodes glaciaires plongeait assez rapidement en direction du Nord-Ouest, vers les Lofoten. Pourtant, le modèle de ces dômes élancés est remarquablement nu, tributaire d'un simple écorçage par de grandes et épaisses dalles courbes d'exfoliation (photo 15). L'accord entre le dispositif structural et le modèle glaciaire (cirques) est trop systématique et précis pour être le fait du hasard, mais il est bien difficile de dire s'il s'agit d'une simple adaptation du travail des glaciers à la structure „en dôme” ou si au contraire le système de diaclases n'est que l'expression de phénomènes de détente. Il n'en reste pas moins vrai que l'absence de champs de blocs de gélification sur ces reliefs ne peut pas être seulement imputable au matériel ou à la place occupée dans l'étagement des formes: les parois lisses et nues qui ne permettent pas à l'eau de séjournier et de pénétrer et ne donnent ainsi guère de prise au gel, interviennent sans aucun doute. Les effets de la gélification tardiglaciaire et postglaciaire se limitent à la constitution de tabliers minces et discontinus d'éboulis.

² Il va de soi que le problème se pose en des termes différents, pour les régions non glaciées, comme le Velay, où les mers et coulées de blocs sont néanmoins abondantes.



Cliché J. Demangeot

Photo 8. Dallage nival en Haute-Ubaye. Cirque du Chambeyron (Alpes françaises)

Altitude: 2500 m environ. Le dallage est dérangé – blocs chevauchants – au voisinage du filet d'eau. Il se raccorde à l'amont avec une coulée de blocs. Le matériel est calcaire



Cliché J. Demangeot

Photo 9. Dallage en Haute-Ubaye, en aval du glacier de Marinet

Altitude: 2800 m environ. Le matériel est constitué de quartzite. Il est fourni par les versants



Cliché P. Bout

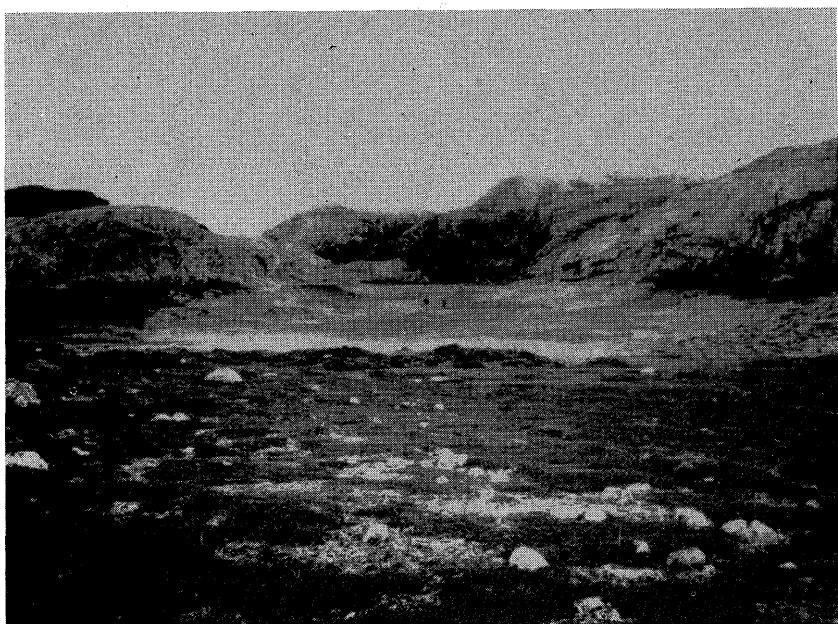
Photo 10. Dallage de pierres de l'Aragats (Arménie soviétique)

Altitude: environ 3600 m. En bordure du dallage, le matériel d'une coulée de blocs est amenuisé par la gélification et repris en banquettes à fragments redressés



Cliché P. Bout

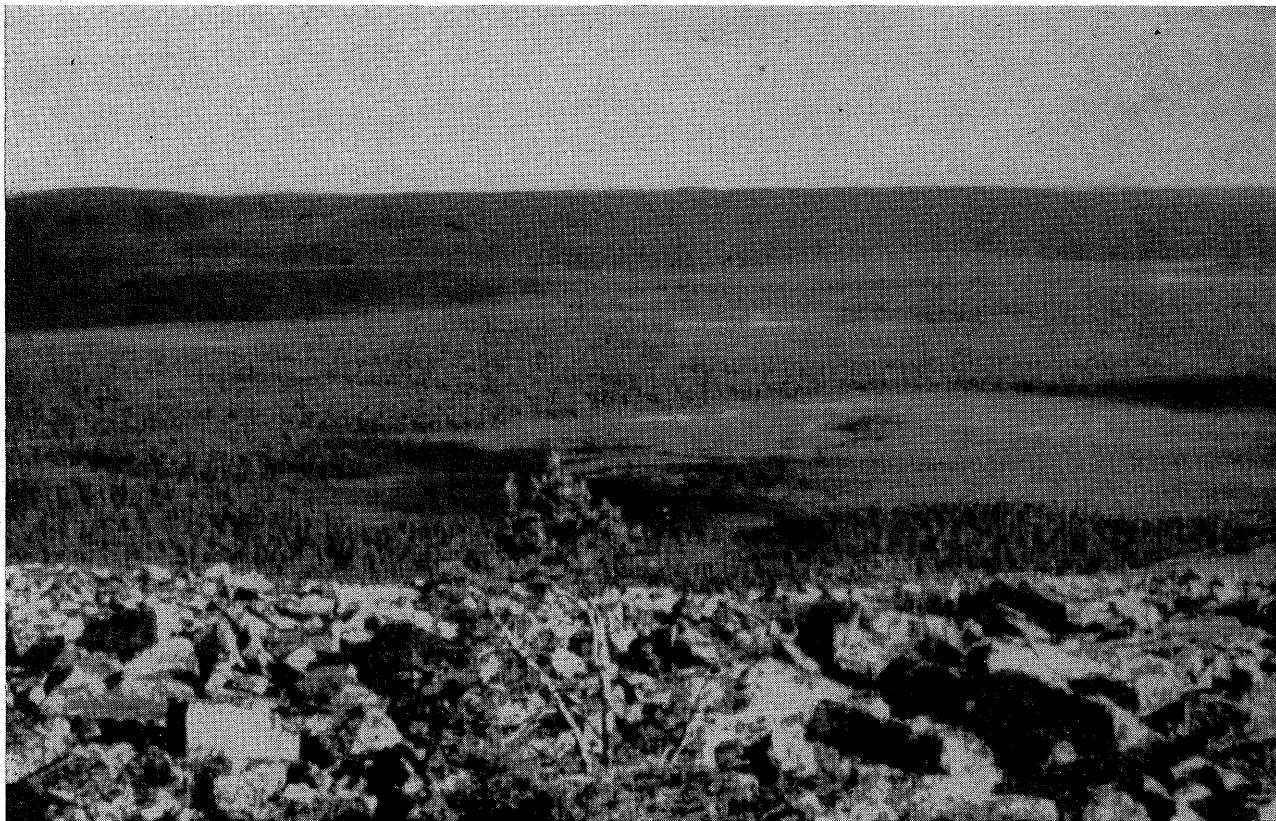
Photo 11. Talus de grèzes à l'entrée d'un rentrant du Porsangerfjord. Falaise de cipolin



Cliché P. Bout

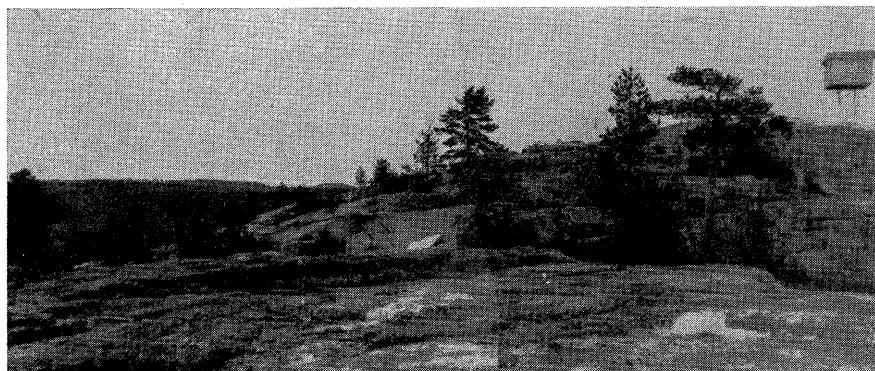
Photo 12. Rentrant dans les calcaires cipolins de la rive ouest du Porsangerfjord

Le „plancher” est recouvert de grèzes mises à nu par l'exploitation. Noter la végétation au premier plan et sur le talus de grèzes à gauche. A droite (mi-hauteur de la photo), à exposition sud, descente par banquettes; tapis végétal déchiré



Cliché A. Godard

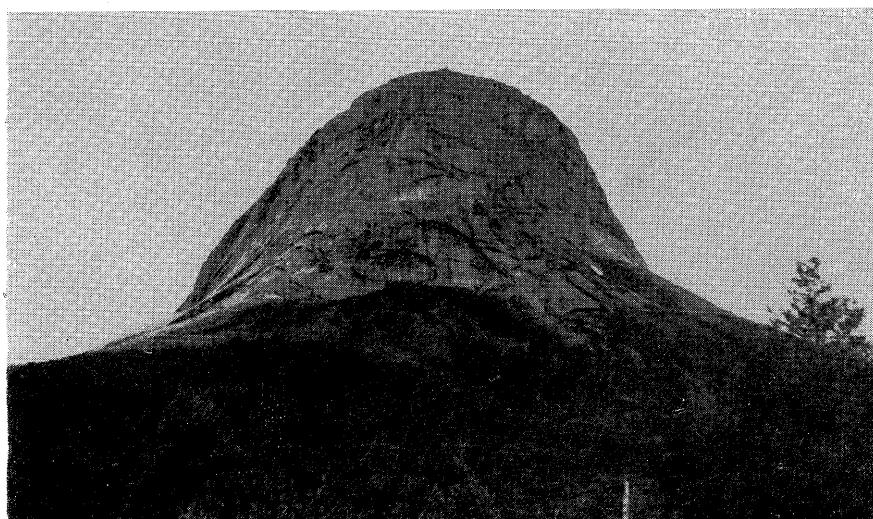
Photo 13. La mer de blocs de quartzite du Pyhäntunturi
A l'arrière – plan, la taiga et ses clairières à tourbières réticulées



Cliché A. Godard

Photo 14. Le sommet nu du dôme granitique de Luppio

Noter le débit en dalles épaisses et vers la gauche le recouplement des diaclases par le versant convexe



Cliché A. Godard

Photo 15. Le Kräkmotinden vu du Nord-Quest

Bel exemple de pain de sucre dans les granito-gneiss précambriens

LES FORMES DE VERSANTS

Sur les flancs de certains „tunturi” finlandais subsistent par endroits, des restes de replats-goletz plus ou moins reconnaissables selon que la stabilisation du modèle est intervenue plus ou moins tardivement. Ceux du Pyhä-tunturi en exposition Nord sont de grande taille et aisément perceptibles.

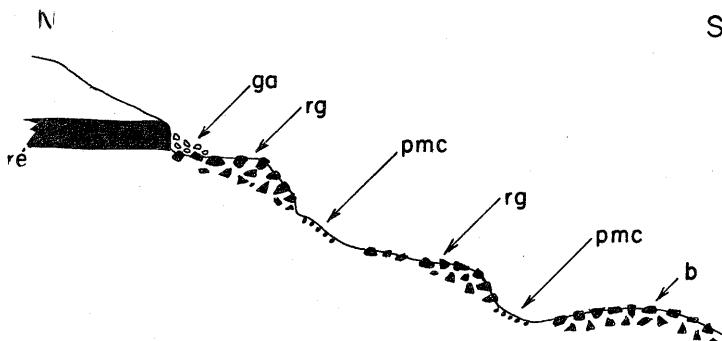


Fig. 4. Dispositif schématique des replats-goletz de l'Oratunturi

ré – roche éruptive résistante; rg – replat-goletz; pmc – petit matériel à interstices colmatés; ga – éboulis de gélivation actuelle; b – bourrelet

Ceux de l'Oratunturi (455 m) conservés sur le flanc SSW ont été colonisés par la taïga. On reconnaît néanmoins plusieurs gradins hauts de 2 à 4 m, larges de 10 à 15 m, alimentés en débris grossiers par une corniche de roche volcanique sombre. Entre les bourrelets de blocaille grossière se placent de petits talus de matériel plus fin aux interstices colmatés (fig. 4). La gélification actuelle ou récente n'intervient plus guère, à en juger par la rareté des cicatrices fraîches au pied de la corniche de lave. Pourtant le climat est sévère.

A la station de Sodankylä distante de 22 km, les données climatiques moyennes pour la période 1931–1960 sont les suivantes:

Sodankyla: Lat – 67°22', Alt – 180 m.

Températures (°C)			Précipitations annuelles
moyenne annuelle	moyenne du mois le plus froid	moyenne du mois le moins froid	
-0,4°	-13,5°	+14,7°	508 mm (max. estimatif)

Mais, on le voit, les étés sont relativement chauds et les précipitations restent indigentes. En outre, les affleurements de roches nues bénéficiant d'un micromilieu humide sont rares.

La mise en place des bourrelets implique naturellement un transport de masse, mais on peut se demander si la roche assez gélive, débitée en blocs de taille moyenne était en mesure de fournir une fraction fine en quantité suffisante. Il est vrai que sous un climat qui tout au long de la période post-glaciaire avait déjà la physionomie continentale bien marquée qu'on observe aujourd'hui, le recours à la neige ou à un névé comme véhicule pour le transport des éléments grossiers reste assez problématique. Des questions analogues se posent à propos des coulées de blocs.

LES COULÉES DE BLOCS

Tant qu'elles sont constituées de fragments rocheux d'origine seulement locale, de blocs à bords tranchants, elles peuvent difficilement être confondues avec des accumulations de moraines lavées et débarrassées de leurs éléments fins. Ces coulées de blocs répondent en effet à trois critères nets: l'homogénéité dans la nature du matériel, une relative homométrie liée au fait que les diaclases isolent souvent des volumes comparables, enfin un agencement tel que les blocs, organisés par la progression globale, sont coincés les uns par les autres et qu'il est impossible de concevoir le déplacement de l'un d'eux hors du mouvement de l'ensemble (P. Bout, 1953). Mais il n'est pas rare en Scandinavie du Nord que des coulées – surtout si elles sont de grandes dimensions – comprennent des blocs étrangers repris au manteau morainique ou même aux dépôts fluvioglaciaires. La confusion est d'autant plus à craindre que les blocs qui émergent peuvent perdre une partie de leur caractère anguleux originel par désagrégation granulaire le long des arêtes.

Ainsi, à la frontière qui sépare la Finlande de la Norvège, au Nord-Ouest de Kilpisjärvi, on rencontre de curieux empilements de gros blocs patinés formés selon les endroits par un revêtement morainique dont la partie supérieure a été lavée ou par des accumulations grossières autochtones provenant de chicots de roches métamorphiques. Deux critères restent néanmoins utilisables: l'homométrie relative – par opposition à l'hétérométrie du matériel morainique – et l'agencement des blocs.

Le passage latéral aux éboulis de gravité est un phénomène mieux connu et plus classique. On l'observe par exemple sur le versant tourné vers le Nord du Koppangsdalen, courte vallée qui débouche par $69^{\circ}40'$ de latitude sur le Lyngenfjord et qui a servi autrefois de lit au glacier situé en arrière. Le matériel rocheux hétérogène est formé de gabbros, d'épidiorites, de schistes cristallins verts à hornblende etc... Traversé par des dykes et de nombreuses fissures, il est sensible à la gélification et se prête assez bien à une abondante fourniture en fragments de taille variable. Dans la partie supérieure du ver-

sant, il s'agit d'un simple tablier d'éboulis de gravité fonctionnant à sec avec déplacements individuels des blocs et de la pierraille. Mais la présence d'une fraction plus fine de la taille des sables et des limons permet plus bas une esquisse d'organisation en bourrelets avec début de transport en masse. Le manteau neigeux nettement plus abondant ici qu'en Laponie finlandaise doit jouer au moins un rôle d'appoint pour véhiculer les blocs.

Il est en effet difficile bien souvent de déterminer la part respective des agents qui interviennent dans le mouvement global des coulées de blocs. Retenir comme liant et lubrifiant la glace ou le névé, implique qu'on ait affaire à un climat suffisamment humide et neigeux, à des roches particulièrement rebelles à la désagrégation et incapables de ce fait de fournir des éléments fins en quantité suffisante (ex. quartzites). C'est l'explication qui a été retenue par l'un de nous pour les coulées de blocaille de phonolithes des environs du Puy (P. Bout, 1953). Elle doit pouvoir s'appliquer également aux coulées de blocs de quartzite et d'autres matériaux de Scandinavie septentrionale. Si l'on admet que les constituants de ces nappes de roches sont détachés des reliefs par l'action des coins de glace qui se développent dans leurs diaclases – et quelle autre cause retenir? – on ne voit pas pourquoi dans les mêmes conditions de climat, la glace ne s'insinuerait pas entre les blocs déjà détachés, leur servant de ciment et assurant leur évacuation. Le mécanisme s'apparente si l'on veut à celui des glaciers rocheux (Wilhelmy, 1958). A l'appui de cette explication que ne partage point J. Demangeot, on peut signaler que les mers de blocs si elles sont rares sous les névés, sont en revanche fréquemment associées aux marges des glaciers et des taches de neige pérennes.

Cependant, quand la fraction fine, en dépit d'un lavage ultérieur plus ou moins poussé, a été fournie en abondance, il est normal d'avoir recours à elle comme véhicule des convois de blocs. Le matériel fin peut provenir de 3 sources:

1° D'une érosion postglaciaire où collaborent étroitement la désagrégation granulaire sous l'effet de la microgélivation et l'altération physico-chimique naissante. Cette „météorisation” est naturellement d'autant plus poussée que la roche est plus sensible à ces processus: les roches grenues, notamment les granites et granito-gneiss, avec leurs blocs à coins arrondis, leurs vasques etc... en témoignent assez souvent en Scandinavie du Nord.

2° D'une matrice morainique quand elle est fine et disponible en abondance à proximité et se trouve participer à un remaniement, ce qui n'est pas rare.

3° D'une incorporation de stocks d'altérites anciennes (interglaciaires?) imparfaitement dégagées par la glace : les volumes très épais de gneiss oeillés, de granito-gneiss et de granites porphyroïdes précamibriens complètement

„pourris” sur place, et conservés à la base du Rötinden ou au Sud d’Ulsvåg montrent que les disponibilités en matériaux fins existent.

Il est significatif à cet égard que des reconnaissances précises effectuées par R. Dahl dans la région de Narvik-Skjomen aient montré que les champs de blocs reposaient presque toujours sur du matériel fin (R. Dahl, 1966). Dans ce cas, la progression des coulées de blocs a du s’opérer selon un mécanisme proche de la gélifluxion (congélifluxion au sens de Dylik) avec saturation de la matrice fine et mouvement de masse d’autant plus aisé qu’il se produisait sur un sol gelé.

Dans tous les cas, il importe de savoir si le matériel fin est de même nature et de même origine que les blocs.

A la limite, les coulées de blocs dont la composition a été modifiée par l’incorporation de matériel étranger (morainique par exemple) et dont le déplacement a été influencé par le comportement des masses d’éléments fins sur lesquelles elles sont parvenues, ne pourront plus répondre aux trois critères énoncés plus haut.

CONCLUSION

L’étude présentée dans cette note est assurément très incomplète. Le modèle périglaciaire n’était pour nous qu’un sujet d’observation parmi d’autres et les faits le concernant, tous relevés au Nord du Cercle Polaire et jusqu’à 70°30’ de latitude nord, l’ont été à la faveur de plus de 3000 km de parcours effectués en un mois et demi. Aussi n’avons nous retenu que les observations susceptibles de se prêter à un minimum d’originalité dans l’interprétation ou d’entrer en comparaison avec le modèle périglaciaire d’autres contrées.

En matière de périglaciaire actuel, nous avons surtout étudié les palses de Sivertbukt et les dallages de pierres proches de Börselv. Par contre, les coulées de blocs des tunturi finlandais de même que les grèzes à matériel de cipolin de la rive ouest du Porsangerfjord sont les témoins d’un périglaciaire révolu. Aux faits actuels, il faudrait ajouter les sols polygonaux et les thufur.

Les faits à retenir sont les suivants:

(1) Malgré une amélioration climatique récente repoussant vers le Nord, la zone du permafrost discontinu, les palses avec leur noyau de tourbe ou de sol congelé, persistent en îlots d’arrière-garde dans les tourbières, à la faveur du caractère physiquement froid de ce milieu et du pouvoir isolant de la tourbe. Ils constituent l’un des éléments de la zone du permafrost en taches où ils figurent en compagnie des dallages de pierres dont le congélisol n’est cependant que saisonnier.

(2) Les dallages de pierres affectent des dépôts pierreux en position hivernale sous-névéenne ou la surface de masses vouées au transport solide dans les dépressions humides des versants. Leur genèse comporte chaque année une phase de mollisol succédant au congélisol. Les mouvements verticaux provoqués par les cycles de gel, dégel et les propriétés thixotropiques de l'argile disposent les blocs à plat. Le gel annuel d'une rivière peu profonde et encombrée de blocaille tend peut-être à donner des aspects analogues. Les dallages de pierres ne sont pas des formes aussi strictement zonales du périglaciaire que les palses.

(3) Les mers et coulées de blocs sont à rapprocher des formations analogues würmiennes de l'Europe moyenne. Il a été conclu que bien souvent les coulées de blocs exigeaient pour se former un climat plus rigoureux que celui qui sévit actuellement en Scandinavie à basse altitude, au Nord du cercle polaire. De même la comparaison des grèzes à matériel de cipolin des bords du Porsangerfjord et des grèzes françaises würmiennes implique pour la genèse de ces dernières, un climat nettement plus rigoureux que celui qui est actuellement le lot de la Norvège au Nord du 70° parallèle.

Bibliographie

- Aubert de la Rue, E., 1968 – Caractères et limites du domaine subarctique. *Bull. et Mém. Soc. Géogr. Genève*, 108; pp. 35–88.
- Bout, P., 1953 – L'érosion des reliefs phonolitiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. *Mélanges Arbos.*, Inst. de Géogr. Fac. Lettres, Clermont-Ferrand; pp. 91–102.
- Bout, P., Corbel, J., Derruau, M., Péguy, Ch-P., 1955 – Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale. *Norois*, No. 8, 2^e année; pp. 461–573.
- Cailleux, A., 1967 – Actions du vent et du froid entre le Yukon et Anchorage, Alaska. *Geogr. Annaler*, vol. 49; pp. 145–154.
- Cailleux, A., Taylor, G., 1954 – Cryopédologie. Etude des sols gelés. *Actual. Scient. Industr. Publ. Explor. Fr.*, Paris, Hermann; 218 p.
- Carles, J., 1951 – Carte de la végétation de la France. Feuille Le Puy (1/200000).
- Corbel, J., 1967 – La Laponie. Présentation géographique. C. N. R. S. Equipe de recherches 29; ronéo, 28 p., 15 fig.
- Dahl, R., 1966 – Blockfields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geogr. Annaler*, vol. 48; pp. 55–85.
- Dahl, R., 1966 – Blockfields and other weathering forms in the Narvik Mountains. *Geogr. Annaler*, vol. 48; pp. 223–227.
- Dahl, R., 1967 – Postglacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. *Geogr. Annaler*, vol. 49; pp. 155–166.
- Demangeot, J., 1941 – Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Rev. Géogr. Alpine*; p. 337–352.

- Dresch, J., 1970 – Observations sur les buttes gazonnées, les tourbières et les „palsas” en Laponie. *Acta Geographica Lodziensia*, nr. 24; pp. 129–133.
- Dylík, J., 1967 – Solifluxion, congelifluxion and related slope process. *Geogr. Annaler*, vol. 49; pp. 167–177.
- Embleton, C., King, C. A. M., 1968 – Glacial and Periglacial geomorphology.
- Estienne, P., Godard, A., 1970 – Climatologie. Paris, A. Colin, coll. „U”.
- Forsgren, B., 1968 – Studies of palsas in Finland, Norway and Sweden, 1964–1966. *Biuletyn Peryglacjalny*, No. 17; pp. 117–123.
- Hamelin, L.-Ed., 1957 – Les tourbières réticulées du Québec–Labrador subarctique. In interprétation morphoclimatique. *Cah. Géogr. Québec*, 2^e ann. 3, Octobre; pp. 87–106.
- Hamelin, L.-Ed., 1969 – Le Canada. Paris, P. U. F., coll. „Magellan”; 300 p.
- Hamelin, L.-Ed., Cailleux, A., 1969 – Les palses dans le bassin de la Grande Rivière de la Baleine. *Rev. Géogr. Montréal*, 23; pp. 329–337.
- Hamelin, L.-Ed., Cook, F. A., 1967 – Le Périglaciaire par l'image. Québec.
- Holmes, G. W., Hopkins, D. M., Foster, H. L., 1968 – Pingos in central Alaska. *Geol. Surv. Bull.* 1241-H; 40 p.
- Ives, J. D., 1958 – Mountain top detritus and the extent of the last glaciation in the North eastern Labrador–Ungava. *The Canadian Geogr.*, pp. 25–31.
- Ives, J. D., 1963 – Field problems in determining the maximum extent of Pleistocene glaciation along the eastern Canadian seabord. *North Atlantic Biota and their History*, Oxford; pp. 337–354.
- Journaux, A., 1969 – Phénomènes périglaciaires dans le Nord de l'Alaska et du Yukon. *Bull. A. G. F.*, Janvier–Février; pp. 337–350.
- Lindqvist, S., Mattsson, J. O., 1965 – Studies on the thermal structure of a pals. *Lund studies in Geography*, 34; pp. 38–49.
- Lliboutry, L., 1965 – Traité de glaciologie. Paris, Masson.
- Lundquist, G., 1962 – Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. *Sveriges Geol. Unders.*, Ser. C, 583.
- Markgren, M., 1963 – Morphological studies in rocks and block materials. *Svensk Geograf. Årsbok*, 39; pp. 52–99.
- Pissart, A., 1967 – Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick. *Biuletyn Peryglacjalny*, No. 16; pp. 217–224.
- Pissart, A., 1967 – Les pingos de l'île Prince Patrick. *Geogr. Bull.*; 189–217.
- Pissart, A., 1970 – Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 93; pp. 7–49.
- Rapp, A., Rudberg, S., 1963 – Studies on periglacial phenomena in Scandinavia, 1960–1963. *Biuletyn Peryglacjalny*, No. 14; pp. 75–89.
- Rudberg, S., 1962 – A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. *Biuletyn Peryglacjalny*, No. 11; pp. 311–323.
- Salmi, M., 1966 – Investigations on palsas in Finnish Lapland. UNESCO, *Natural Resources Research Division, Helsinki Symposium*, Abstracts, 13; pp. 143–153.
- Sömmel, A. (Ed.), 1968 – A geography of Norden. Oslo. 3^e éd., 360 p. fig. et pl. h.t.

- Svensson, H., 1962 - Observations on palses. Photographic interpretation and field studies in North Norwegian frost ground areas (summary). *Norsk Geogr. Tidsskr.*; pp. 212-227.
- Svensson, H., 1964 - Structural observations in the minerogenic core of a pals. *Svensk. Geogr. Årsbok*, 40; pp. 138-140.
- Svensson, H., 1964 - Traces of pingo-like frost mounds. *Lund studies in Geogr.*, 30; pp. 93-106.
- Svensson, H., 1967 - A tetragon patterned block-field. *Lund studies in Geogr.*, 40; pp 8-23.
- Svensson, H., 1969 - A type of circular lakes in Northernmost Norway. *Geogr. Annaler*, vol. 51; pp. 1-12.
- Thom, B. G., 1969 - New permafrost investigations near Schefferville. *Rev. Géogr. Montréal*, 23; pp. 317-327.
- Thorarinsson, S., 1951 - Notes on patterned ground in Iceland (with particular reference to the Icelandic „Flás“). *Geogr. Annaler*, vol. 33; p. 144-156.
- Tricart, J., Cailleux, A., 1967 - Le modèle des régions périglaciaires. Paris, SEDES, 512 p.
- Vorren, K. D., 1967 - Evig tele i Norge Palsene. *Ottar*, 51, t. 1; pp. 3-26.
- White, S. E., Clark, G. M., Rapp, A., 1969 - Palsa localities in Padjelanta National Park, Swedish Lapland. *Geogr. Annaler*, vol. 51; pp. 97-103.
- Wilhelmy, H., 1958 - Klimamorphologie der Massengesteine. Westermann, Braunschweig, 238 p.