

- Prószyński, M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (résumé: Notes sur la géologie du bassin de la rivière de Bug). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 65.
- Roslaniec-Chodnikiewicz, M., 1966 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Starej Warki (résumé: La stratigraphie du Quaternaire aux environs de Stara Warka). *Acta Geol. Polonica*, vol. 16, 3.
- Różycki, F., 1961 — Lessy kopalne i utwory lessopodobne na Wyżynie Łódzkiej (The fossil loesses and loess-like deposits on the Łódź Upland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 31, z. 2—4.
- Różycki, S. Z., 1961 — The Warsaw basin. *Guide-book of excursion in the vicinity of Warsaw*. Vith INQUA Congress.
- Ruszczynska, H., 1961a — Przedplejstocenijskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia utworów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki (summary: Pre-Pleistocene denudation-surfaces and the stratigraphy of Quaternary deposits in the Uniejówka basin, southern Poland). *Prace o plejstocenie Polski środkowej*, Komitet Geol. PAN, Warsaw.
- Ruszczynska, H., 1961b — Góra on the Pilica river. *In: Guide-book of excursion: From the Baltic to the Tatras. Part 2, vol. 2: Middle Poland*. Vith INQUA Congress.
- Ruszczynska-Szenajch, H., 1966 — Stratygrafia osadów plejstocenijskich w Pacewie nad Pilicą (summary: Stratigraphy of the Pleistocene deposits at Pacew on the Pilica river). *Acta Geol. Polonica*, vol. 16, 3.
- Rühle, E., 1952 — Utwory czwartorzędowe doliny Kierdonki na północ od Rakowa (summary: Quaternary deposits in the Kierdonka valley, north of Raków). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68.
- Rühle, E., 1965 — Najważniejsze kierunki badań czwartorzędu Polski (summary: Major trends of Quaternary research in Poland). *Inst. Geol., Biul.*, 187.
- Samsonowicz, J., 1924 — O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich (résumé: Sur le loess dans la partie orientale des Montagnes de S-te Croix). *Wiadomości Archeologiczne*, t. 9, z. 1—2.
- Sawicki, L., 1932 — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Rocznik Polsk. Tow. Geol.*, t. 8, z. 2.
- Sawicki, L., 1952 — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie (résumé: Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Sawicki, L., 1957 — Warunki stratygraficzne interglacjału w Ściejowicach koło Krakowa (summary: Stratigraphic conditions of the interglacial at Ściejowice near Cracow). *Biul. Inst. Geol.*, 118.
- Siuta, J., 1960 — O procesach glejowych i wytrąceniach żelazistych w lessach okolic Kazimierza Dolnego (The processes of gley soil formation and ferruginous precipitates in loess in the vicinity of Kazimierz Dolny). *Przegląd Geog.*, t. 32, z. 1—2.
- Sobolewska, M., L. Starkel, A. Śröder, 1964 — Late Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice (West Carpathians). *Folia Quaternaria*, 16.
- Straszewska, K., E. Mycielska, 1961 — Gołbice, near Sandomierz, *In: Guide-book of excursion: From the Baltic to the Tatras. Part 2, vol. 2: Middle Poland*. Vith INQUA Congress.

A. Pissart *

Liège

LES POLYONES DE FENTE DE GEL
DE L'ÎLE PRINCE PATRICK
(Arctique Canadien — 76° lat. N.) **

Abstract

The author describes the variety of form and structure of frost fissure polygons on an island in the Queen Elizabeth Archipelago. Polygons formed by wedges of ice, by wedges of mineral soil and by wedges of sand and ice have developed together under the present-day climate. Sections through several of these structures are described. The conditions determining which type of polygons has developed, appear to be primarily the granulometry of the soil and its humidity during the summer.

INTRODUCTION

L'excellente mise au point de J. Dylak (1966) intitulée „Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons” contribuera beaucoup à faire progresser les recherches se rapportant aux polyones de fente de gel. Elle permet de se rendre compte de l'état actuel des connaissances en exposant les résultats de nombreux travaux soviétiques généralement ignorés et, en outre, elle indique clairement diverses voies de recherche nouvelles. Par ailleurs, cette publication montre combien les mêmes observations doivent être répétées par des auteurs différents, et en des endroits variés, avant d'être universellement admises.

Dans l'étude des polyones de fente de gel, la recherche progresse lentement, car les observations de surface doivent s'accompagner de l'étude des structures qui y correspondent dans le sol. Or, dans le haut Arctique Canadien, en tout cas, les coupes naturelles sont pratiquement inexistantes, et l'étude des structures est impossible sans entreprendre des déga-

* Géologie et Géographie Physique, Université de Liège, 7, Place du XX Août, Liège.

** C'est grâce à une bourse du Conseil des Arts du Canada et aussi à l'aimable accueil que nous avons trouvé au Ministère des Mines et des Relevés techniques, que nous avons effectué des recherches dans l'arctique canadien pendant les étés 1965 et 1966. Nous tenons à exprimer notre gratitude à tous ceux qui nous ont aidé et spécialement au Dr. F. Roots, coordinateur du Polar Continental Shelf Project, au Dr J. Ives, directeur du département de la géographie et au Dr. St-Onge du service géologique du Canada.

gements extrêmement difficiles étant donné la présence d'un pergélisol continu. Les coupes que nous présentons ci-dessous ont été dégagées au moyen d'une pompe à moteur, qui, en fournissant un écoulement important d'eau à la surface du sol, s'est révélée être un moyen efficace de dégagement dans les substratums sableux cimentés de glace.

L'île Prince Patrick s'étend au bord de l'Océan glacial arctique, de part et d'autre du parallèle 76° N et du méridien 120° O. Le climat y est extrêmement rigoureux, puisque la température moyenne annuelle est de -18°C et que deux mois par an seulement, à savoir juillet et août, ont une température moyenne mensuelle dépassant 0°C. La température moyenne de janvier est de -36°C. Chaque année, pendant plusieurs jours, la température est proche de -50°C.

Ce froid intense pénètre d'autant plus aisément dans le sol que la couverture neigeuse est toujours peu importante et discontinue. Il ne tombe, en effet, que 80 mm d'eau en moyenne par an, et près de la moitié de cette faible quantité tombe pendant l'été sous forme de pluie. Par ailleurs, le vent remanie la couverture neigeuse, l'accumule en certains endroits sous le vent où se façonnent des formes de nivation remarquables, et laisse à nu pendant tout l'hiver, des étendues appréciables.

Sous ce climat très rude, le pergélisol est évidemment continu et profond. Il atteint 515 m sur l'île voisine de Melville (L. E. Hamelin et G. Jacobsen, 1964).

LES POLYGONES DE FENTE DE GEL

Des polygones de fente de gel, c'est-à-dire des polygones nés du retrait thermique du sol lors des grands froids hivernaux, découpent la majeure partie de l'île Prince Patrick.

Ce n'est que là où le sol est constitué de roches lapidifiées résistantes et aux endroits où les agents de transport en masse les effacent que ces formes sont absentes. Leur allure en surface et en coupe est variée et nous avons pu y distinguer, grâce aux sections que nous avons dégagées, trois types distincts de structures que nous considérerons successivement:

LES POLYGONES DE FENTE DE GLACE OU ICE WEDGE POLYGONS

La photo 1 montre un exemple typique de polygones déterminés par la croissance dans le sol de coins de glace. Ce type de polygones existe surtout sur les basses terres situées à proximité des rivières. Nous les avons étudiés principalement à proximité de la station météorologique de Mould

Bay, sur la surface peu élevée qui domine le lit du cours d'eau de 1,5 m à 4 m.

La plus grande dimension intérieure de ces polygones varie de 6 à 60 m, la dimension moyenne étant de 20 m; leur forme est en général quadrangulaire, quoique des tracés hexagonaux existent également. Leur aspect varie cependant beaucoup d'un endroit à l'autre, comme le montre la photo 1 prise à l'extrémité N de la baie de Mould Bay. Ces variétés d'aspect sont tout à fait classiques et nous les rappellerons brièvement.

La forme typique de polygone en croissance se présente fréquemment: la surface du sol est découpée en casiers par des bourrelets de quelques décimètres de hauteur (moyenne 0,5 m, minimum 0,2 m, maximum 1,0 m). Ces bourrelets, larges de 3 à 8 m surmontent le fond plat, humide, occupé par une épaisse couche de mousse. Dans leur partie médiane, ces bourrelets sont ouverts par une dépression longitudinale, creux topographique où apparaît béante une fissure large de 1 à 2 cm. C'est le résultat de la croissance récente du coin de glace sous-jacent.

Sur les surfaces horizontales, ces polygones peu marqués évoluent très souvent vers des formes beaucoup plus accentuées, car la formation des „casiers" détermine l'apparition en leur centre de petites mares. Comme la quantité de glace contenue dans le sol est importante, ces mares s'approfondissent et s'élargissent par processus thermokarstiques. En certains endroits, comme le montre la photo 1, les polygones ne sont que des murs séparant des casiers inondés, dont la profondeur dépasse très souvent un mètre.

Ces étangs thermokarstiques apparus au coeur des polygones s'étendent progressivement jusqu'au coin de glace dont ils engendrent la fusion. Ainsi les étangs voisins se réunissent en un plan d'eau de forme complexe connue en Sibérie sous le nom de *alas*. Un tel lac, en cours de formation, est visible sur la photo 1.

Quelquefois les processus thermokarstiques sont freinés par la croissance d'une couche de mousse épaisse et par l'apport de sables éoliens (Pissart, 1966). Ce dernier processus semble réellement efficace à proximité des lits des cours d'eau où la déflation est intense. Généralement ces lacs ne sont pas drainés vers la rivière, même quand ils dominent le lit du cours d'eau de 3 à 4 m et qu'ils n'en sont séparés que par une dizaine de mètres. Le façonnement d'un chenal par l'écoulement des eaux qui débordent au dégel est en effet efficacement arrêté par une couche superficielle de mousse qui empêche toute érosion verticale.

À l'avant plan de la photo 1, un autre aspect du réseau polygonal se dessine. Lorsque la pente s'accroît, l'eau n'est plus retenue au centre des casiers: elle s'écoule en suivant le réseau de coin de glace. L'érosion

de la couverture meuble qui surmonte le coin de glace engendre leur fusion. Ainsi, la fusion différentielle des bordures donne naissance à proximité de polygones dont le centre est en creux, à des formes bombées. Dans l'axe de certains vallons, où l'écoulement est plus important, les coins de glace ont fondu sur plusieurs mètres de hauteur, ce qui découpe parfois le sol en un champ de buttes hautes de plusieurs mètres que les Russes appellent *baydjarakh*.

La dimension des zones affaissées montre que les coins de glace y atteignent parfois 4 à 5 m de largeur. La glace du seul coin que nous avons pu observer directement comprend très peu d'inclusions minérales. Les zones d'accroissement annuel sont reconnaissables; elles se recourent mutuellement mais donnent à l'ensemble une allure verticalement zonée (Photo 2).

Les polygones de fente de glace sont généralement localisés en des endroits où la pente est faible. Cette condition permet en effet au sol de conserver une humidité suffisante qui permet au moment du dégel l'alimentation en eau du coin de glace. Cette condition n'est cependant pas exclusive. Des polygones de fente de glace typique présentant des centres déprimés ont été observés sur des pentes inclinées de 17°, et leur morphologie montrait l'existence de coins de glace atteignant 3 m de largeur. Quand la pente est forte, ces coins sont toujours localisés sur un substratum argileux, comme par exemple les couches argilo-sableuses du Jurassique qui affleurent entre 5 et 6 km au N de la station météorologique de Mould Bay.

LES POLYGONES À REMPLISSAGE DE GLACE ET DE SABLE

Cette deuxième catégorie de polygones occupe la plus grande surface de l'île Prince Patrick. Elle existe en effet d'une façon quasi continue sur la formation de Beaufort, constituée de sables et de graviers d'âge probablement fin tertiaire. Ce réseau polygonal s'étend en effet partout, dans les dépressions, sur les sommets, et aussi comme le montre la photo 3, sur les versants, même s'ils sont en forte pente.

Ces polygones dont la plus grande dimension intérieure varie de 5 à 30 m sont souvent quadrangulaires. Ils sont limités par un simple creux topographique de quelques cm à 20 cm de profondeur au maximum. Ce creux se présente en coupe transversale comme un V très ouvert, large de 30 à 80 cm; il est généralement souligné en son point le plus bas par une accumulation de cailloux sans sable, qui donne l'image d'un certain triage. En outre, lorsque la surface des sables et cailloux est recouverte de lichens,

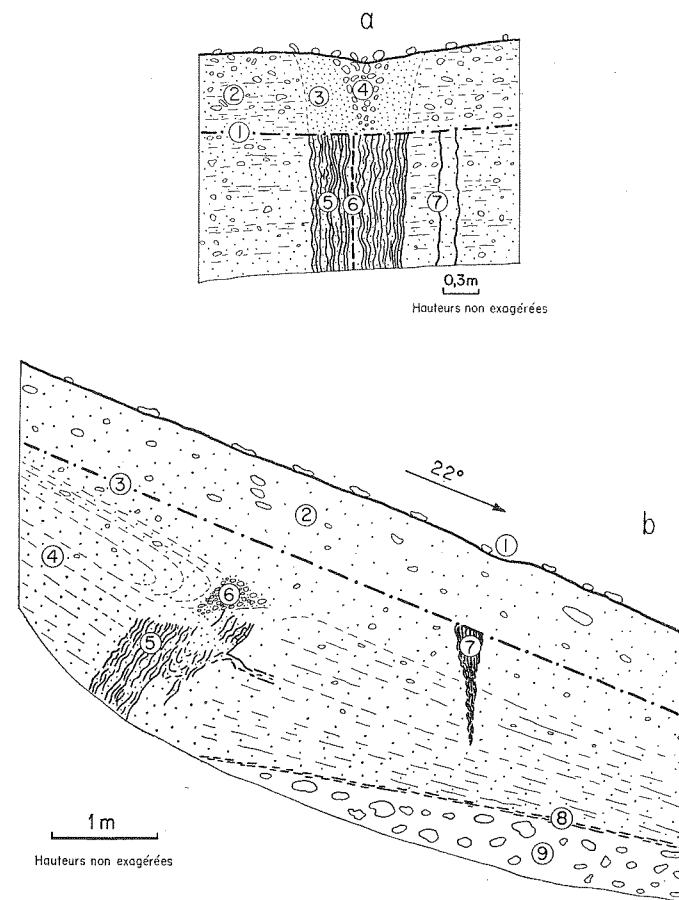


Fig. 1

- a — Structure d'un coin à remplissage de sable et de glace, observée sur une terrasse près de Satellite Bay (voir texte)
 b — Coins à remplissage de glace et de sable observés sur la pente de 22° que montre la photo 3 (voir texte)

ceux-ci sont souvent absents sur les bords de la dépression, indiquant clairement que le processus qui lui a donné naissance est toujours actif.

La figure 1a montre la structure profonde d'une de ces formes, localisées en bordure d'une basse terrasse près de Satellite Bay. La diffé-

rence principale existant entre cette structure et celle occupée par un simple coin de glace réside en ce que le remplissage comprend une quantité de sable importante. En procédant à la fusion de plusieurs échantillons, nous avons pu voir que la moitié du remplissage environ était constituée de matière minérale. Ce remplissage de sable et de glace présente toujours une allure verticalement striée, qui dans le détail, apparaît comme une succession de petites lentilles de glace et de sable d'épaisseur inégale (Photo 4).

L'aspect de la couche active surmontant cette structure est le résultat de la descente du matériel sableux dans la fissure. Comme la fissure qui s'ouvre chaque année est toujours mince, seules les parties fines y progressent assez rapidement. Les cailloux plus volumineux sapés par le départ du matériel fin voisin descendent également mais d'autant plus lentement qu'ils sont de forte taille. Il en résulte en coupe un triage bien marqué apparaissant par un classement granulométrique des cailloux descendus dans la fissure. En outre, le même phénomène produit la séparation de couches de sable fins, de part et d'autre du coin de cailloux triés que nous venons de décrire. Le fait est identique à celui observé par Kaplina (1960) et cité par Dylik (1966). L'explication en est simple: elle demande seulement comme condition de départ que la fissure s'ouvre toujours au même endroit; la descente du sable dans le coin se fait beaucoup plus vite que celle des cailloux, par conséquent c'est au sein d'un coin de sable déjà constitué que les cailloux progressent.

La figure 1b en donne un autre exemple, pris cette fois sur une pente de 22° ayant subi une évolution complexe. Comme le montre la coupe étudiée, au départ ce versant a été entaillé soit par un phénomène de nivation, soit par l'action latérale de la rivière, soit à la suite d'une érosion produite en bordure d'un glacier. Un phénomène de remblaiement s'est ensuite produit, au cours duquel un coin à remplissage de glace et de sable s'est développé. A un certain moment, il a cessé d'être actif et comme le remblaiement se poursuivait, sa partie sommitale n'atteignant plus la zone active, il a été enfoui dans le permafrost. Un autre coin de glace et de sable l'a remplacé alors. Sa croissance actuelle est attestée par la légère dépression qui, en surface, y correspond. Ce remplacement d'un coin de glace par un autre paraît être un phénomène assez fréquent, car nous avons pu l'observer plusieurs fois.

Remarquons encore que l'apparition en surface de semblable structure qui évolue certainement fort lentement, n'est possible que si les processus géomorphologiques n'ont en surface qu'une action fort lente. C'est le cas pour ces versants sablo-graveleux de $20-22^\circ$ comme le montre la photo 3 sur laquelle apparaît très clairement les traces de nos pas, 13 mois

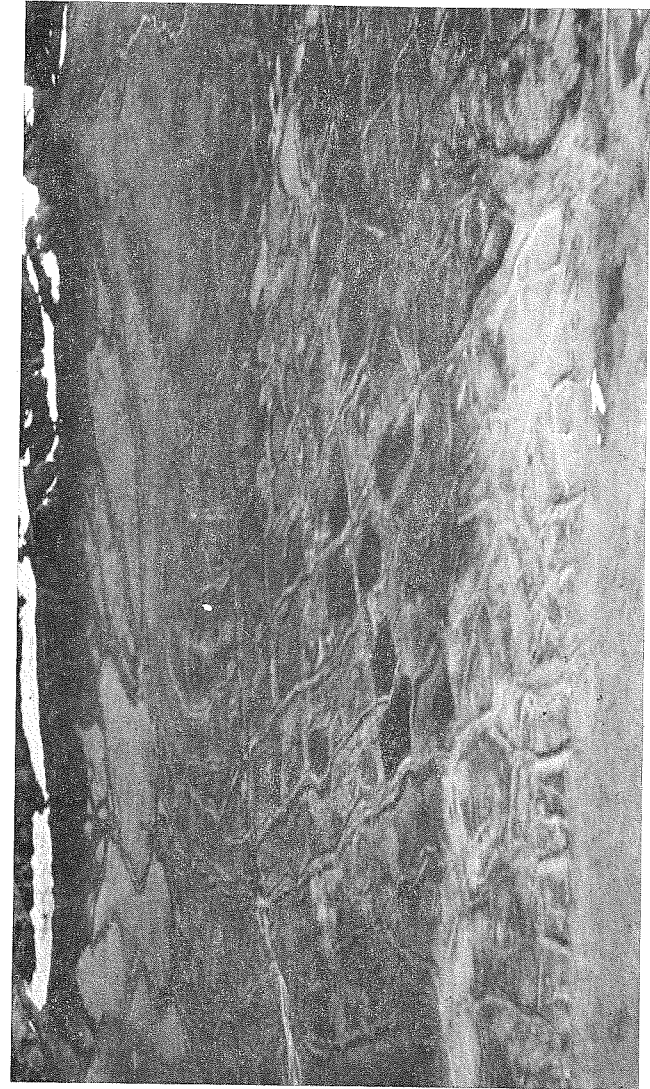


Photo 1. Polygones de fente de glace caractéristiques

A l'avant plan, sur la pente limitant la terrasse, les coins de glace sont en dépression. Sur la terrasse elle-même, ce sont les centres des polygones qui sont déprimés et souvent inondés. A l'arrière plan, les polygones sont masqués par des dépôts de pente



Photo 2. Coin de glace — Plusieurs zones d'accroissement annuel sont reconnaissables. Elles se recoupent mutuellement

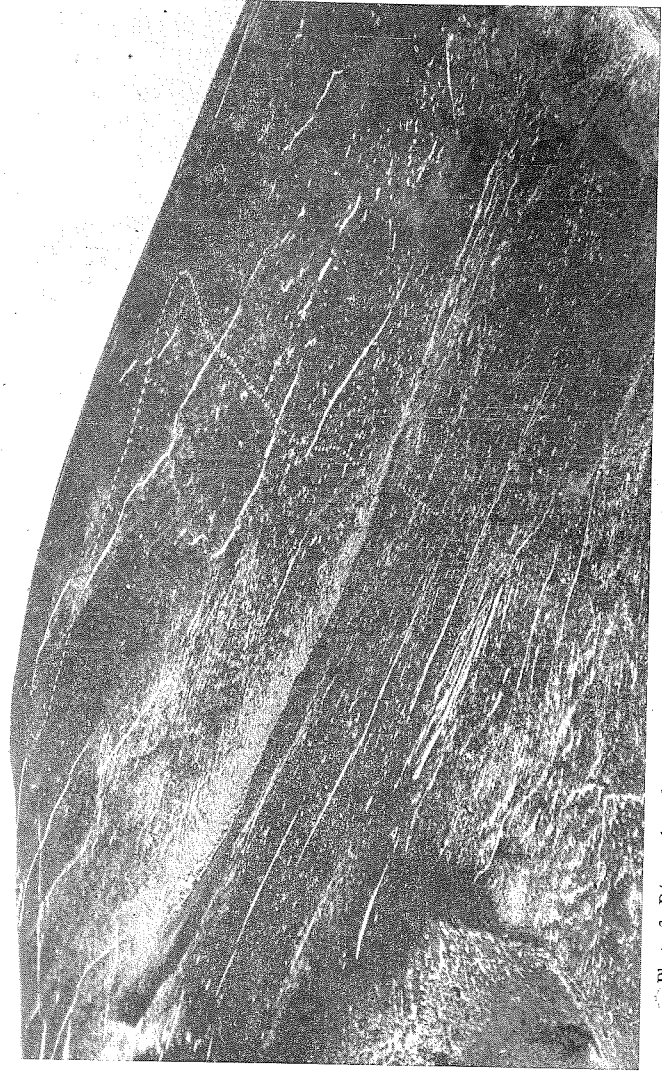


Photo 3. Réseau de polygones de fente de gel développé sur une pente sablo-graveleuse inclinée de 22°. La neige accumulée dans le réseau polygonal en souligne le tracé. Remarquez en outre les traces de pas toujours visibles sur crête forte pente après 13 mois

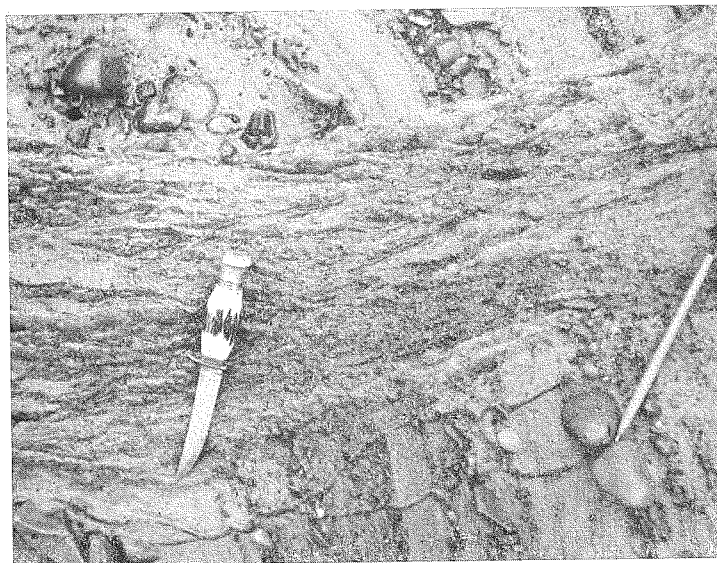


Photo 4. Structure d'un coin à remplissage de sable et de glace (vue dans un plan horizontal)

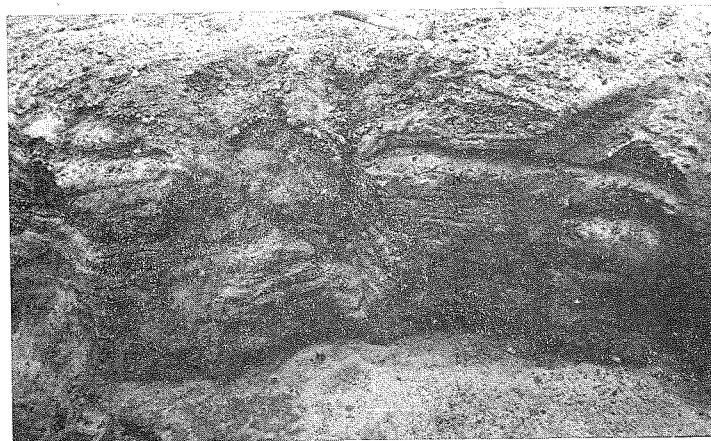


Photo 5. Structure d'un coin à remplissage uniquement minéral

après notre passage (du 20 juillet 1965 au 28 août 1966). A proximité de ces structures, les couches encaissantes ne sont pratiquement pas déformées. Ces coins de glace et de sable paraissent en effet avoir une largeur beaucoup plus faible que les coins de glace typiques.

La présence d'un substratum sableux et au dégel une humidité réduite du sol sont sans doute les conditions essentielles nécessaires à l'apparition de ces structures.

LES POLYGONES À REMPLISSAGE MINÉRAL

Dix coins à remplissage exclusivement minéral et limités à la zone active du sol ont été observés en outre sur cette île Prince Patrick. Leur aspect extérieur ne diffère en rien de celui des structures que nous venons de décrire, et ils présentaient les mêmes traces d'évolution actuelle. Ces structures ont été observées à la surface de deux pingos peu élevés en forme de coupôles aplaties dont les hauteurs et diamètres étaient pour le premier de 4,5 m et 75 m, et pour le second de 3 m et 45 m.

Il ne fait aucun doute que ces structures ne proviennent pas de la croissance des pingos. En effet, comme nous allons le voir, elles sont trop larges et trop nombreuses pour avoir été provoquées par le soulèvement du sol; enfin, surtout, elles ne se prolongent pas dans les couches du pergélisol qui ont également été soulevées. Enfin, comme l'a très bien rappelé J. Dylik (1966), des formes semblables ont été observées par différents auteurs en Amérique du N, en U.R.S.S. et dans l'Antarctique indépendamment de tout pingo. Les figures 2a et 2b montrent la structure de deux de ces coins.

Les caractères principaux qui ont été trouvés pour toutes les formes observées sont les suivants:

- (1) diminution granulométrique très marquée avec la profondeur, du moins pour la fraction caillouteuse; les 20 à 30 cm supérieurs apparaissent surtout comme un coin de graviers;
- (2) existence fréquente de parties sableuses, plus fines de part et d'autre du coin de gravier;
- (3) apparence de coins accolés, formant ensemble une large structure se rapprochant d'un triangle équilatéral;
- (4) existence fréquente d'une fissure ouverte au milieu des sédiments;
- (5) pas de déformation sensible des couches encaissantes.

Les structures observées ont au maximum 1,20 m de profondeur, valeur qui correspond sous ce climat rigoureux à la profondeur maximum du dégel annuel dans le matériel sableux. Elles sont donc limitées à la

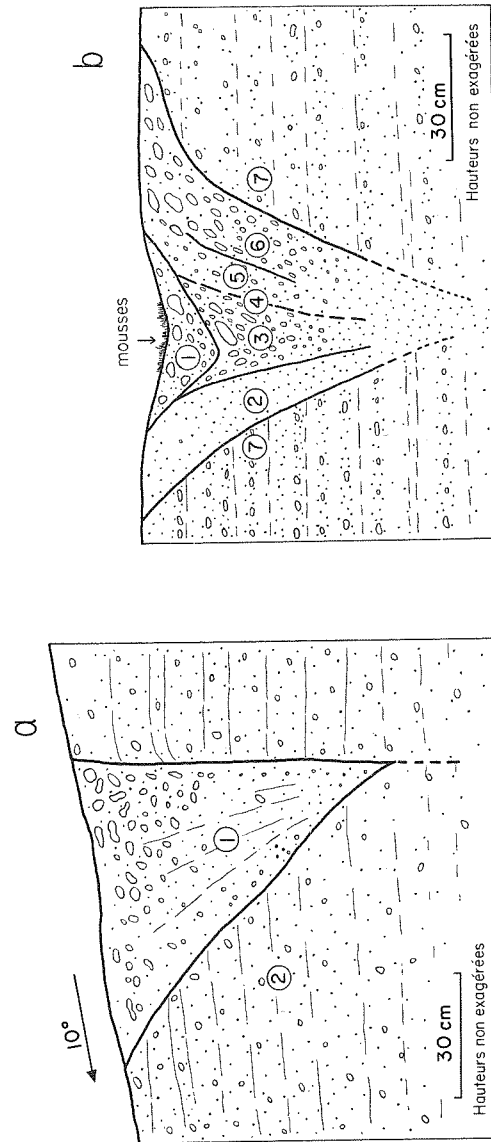


Fig. 2. Structures de polygones de fente de gel développés dans la zone active et dont le remplissage est uniquement minéral

partie supérieure du sol, laquelle contient très peu de glace pendant l'hiver, ainsi que nous avons pu le vérifier avant tout dégel en 1965.

L'existence d'une fissure ouverte, de largeur irrégulière (maximum quelques mm) a été vérifiée à plusieurs reprises alors que la couche active était toujours gelée. Après le dégel toutefois, la fissure est toujours perceptible et sa présence cadre avec l'absence de déformation des couches encaissantes. On en arrive ainsi à se demander si le retrait dû aux basses températures ne provoque pas, au sein de ce matériel sableux contenant très peu de glace, un tassement de la matière, tassement qui resterait acquis au dégel.

Ainsi que nous avons pu le vérifier par des fouilles profondes de plusieurs mètres sous ces structures, la stratification originelle est continue dans le permafrost sous-jacent composé de sables complètement cimentés par la glace. Au sein de ce permafrost, nous avons pu observer une fissure à remplissage de glace et de sable qui avait en surface un aspect identique à ceux que nous avons décrit précédemment. Les deux types de structures paraissent donc exister ensemble. Ces observations nous permettent d'avancer l'hypothèse suivante: étant donné les différences de cohésion et aussi la différence de coefficient de retrait lié aux variations de la teneur en glace, étant donné en outre la faible épaisseur de la zone active, il est possible que la fracturation de la zone active en polygones ne se prolonge pas toujours dans le permafrost sous-jacent. Il est ainsi aisé de concevoir qu'un réseau polygonal à mailles larges découpant le pergélisol puisse être complété par un réseau à mailles plus serrées affectant seulement la zone active.

Ici encore, l'apparition de ces structures est conditionnée par la présence d'un substratum sableux et l'existence d'un sol très sec.

CONCLUSION

Polygones de fentes de glace, polygones à remplissage de glace et de sable, et polygones à remplissage minéral simple se développent sur l'île Prince Patrick simultanément sous le même climat. L'apparition d'un type de structure plutôt qu'un autre est avant tout déterminé par les conditions d'humidité du sol au moment du dégel, ce qui, bien entendu, est avant tout en relation avec la localisation topographique de l'endroit considéré, et par la nature argileuse, sableuse ou sablo-graveleuse du substratum. Les coins à remplissage minéral ne paraissent guère pouvoir se développer que dans des formations comprenant une quantité de sable importante.

Comme le souligne J. Dylik en 1966, après un réchauffement du climat, les coins de glace très larges ne semblent pas pouvoir être fossilisés en conservant leur structure originelle. Par contre, les coins à remplissage entièrement minéral conservent sans aucun doute leurs caractères indépendamment de la présence d'un permafrost. Les coins à remplissage de sable et de glace occupent quant à eux une position intermédiaire et leur structure serait sans doute reconnaissable si on les découvrait dans les formations pléistocènes des régions actuellement tempérées.

Bibliographie *

- Dylik, J., 1966 — Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 15; p. 241—291.
- St-Onge, D., 1965 — La géomorphologie de l'île Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada. *Etude géographique*, no. 38; 46 p. Direction de la géographie, Ministère des Mines et des Relevés techniques, Ottawa.
- Hamelin, L. E. et Jacobsen, G., 1964 — Ile Melville (Canada arctique). *Centre d'études Nordiques, Travaux divers*, no. 5, Université Laval, Québec.
- Pissart, A., 1966 — Le rôle géomorphologique du vent dans la région du Mould Bay (Ile Prince Patrick, N. W. T., Canada). *Ztschrift. f. Geomorphologie*, Bd. 10, H. 3; p. 226—236.

* Une bibliographie très importante des principales publications se rapportant aux polygones de fente de gel est donnée dans l'article de J. Dylik mentionné ci-dessus. Nous y renvoyons le lecteur.

Sten Rudberg*

Göteborg

WIND EROSION — PREPARATION OF MAPS
SHOWING THE DIRECTION OF ERODING WINDS

Abstract

First the consequences of wind activity in the Swedish mountains are discussed. The most important one is snow drift, but wind erosion of the ground is also important in some areas. Wind activity, however, has not been much studied in the Swedish mountains, and a lot of problems concerning the subject have not so far been discussed at all. The author has dealt with two of these problems: the distribution of wind eroded surfaces, and, in the present paper, the direction of the eroding wind. The method of mapping the wind direction by means of the erosion features on the ground is discussed. The most important features are scars in the vegetation, distribution of lichens on boulders, and shrub vegetation on lee sides. Two maps from the Swedish mountains are presented, and for comparison a third map from Axel Heiberg Island, Arctic Canada. The influence of gravity winds seems to be high in all the maps. The main purpose of the paper is to test the method. This is done by seeing if the wind arrows, based on the individual observations, give a reasonable picture when compared with our general knowledge of wind systems in mountains in cold climates.

GENERAL DISCUSSION

The importance of wind activity in the Swedish mountains is well known, at least as regards some of the most obvious consequences. The most striking among these is snow drift, causing almost snow-free areas on hill tops, ridges and spurs, as well as heavy snow drifts on lee sides, in gullies, and all sort of depressions connected with structural details of the outcropping rock or with the unevenness of the drift cover. The long lasting snow patches are the consequences of the prevailing wind and topography, and are found in the same positions in most years. Even on old photographs they have almost the same appearance as they have now. In any one area the snow fields face more or less the same direction. Very often they are influenced by winds from the west. It is quite obvious, that redistribution by wind is far more important for the long lasting snow than insolation and other climatic parameters. To the same category of features as the snow fields belong the small glaciers of the present, mostly belonging to the cirque type (Vilborg, 1962). According to the classical study of Enquist (1916) and modern revisions, based on aerial

* Department of physical geography, Göteborg.