

Tadeusz Klatka

Lódź

PROBLEMES DES SOLS STRIES DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA PRESQU'ILE DE SÖRKAPP (SPITSBERGEN)

Sommaire

Le domaine périglaciaire de la presqu'île de Sörkapp présente un facies extrêmement sévère de la zone détritique du Spitsbergen. Dans cette région les sols striés appartiennent aux types les plus communs de rangement des produits de gélivation et forment un élément particulièrement caractéristique du microrelief. Aussi peut-on les considérer comme un des plus importants indices climatiques périglaciaires du désert détritique. Le contraste qui existe entre le paysage des côtes du nord et du sud de Hornsund, réside entre autres dans le fait que les sols striés paraissent universellement à Sörkapplandet et qu'ils manquent complètement de l'autre côté du fjord.

Se basant sur les différences qui se signalent dans la forme, la structure interne et la parenté existant entre les autres genres de structures périglaciaires, on a distingué entre les sols striés de la région étudiée quatre principaux types morphologiques: des trainées détritiques, des sols striés de deux catégories différentes et des micro-sols striés.

REMARQUES PRELIMINAIRES

Le groupe de Łódź qui faisait partie de l'Expédition Polonaise à Spitsbergen en 1957 comptait parmi ses membres: M. le Prof. Dr J. Dylik, chef du groupe, M. L. Dutkiewicz et l'auteur de l'article. Leurs recherches se concentraient dans la région des côtes du sud de Hornsund. Elles concernaient principalement la partie nord-est de la zone périglaciaire de Sörkapplandet, aux bords de la baie Gåshamna (fig. 1). Cette partie du domaine périglaciaire a la forme d'un lobe qui se détache de la principale zone périglaciaire occidentale de la presqu'île de Sörkapp et pénètre dans la région glaciaire le long des côtes de Hornsund. Ce lobe touche au sud le front du glacier de Gåsbreen et, à l'est, sa tête s'appuie sur les versants ouest de Tsjebysjovfjellet (920 m au-dessus du niveau de la mer). La crête de Wurmbrandegga (494 m au-dessus du niveau de la mer) forme l'axe de contact avec la zone périglaciaire de Sörkapplandet. En conséquence la région se trouvant dans les limites du lobe présente une unité de paysage bien distincte ainsi qu'une unité morphogénétique aux conditions climatiques extrêmement rigoureuses. Ce désert pierreux à une végétation très pauvre possède tous les traits de la zone périglaciaire détritique, d'après la notion émise par J. Büdel (1948).

La région périglaciaire occupe la partie septentrionale d'un profond

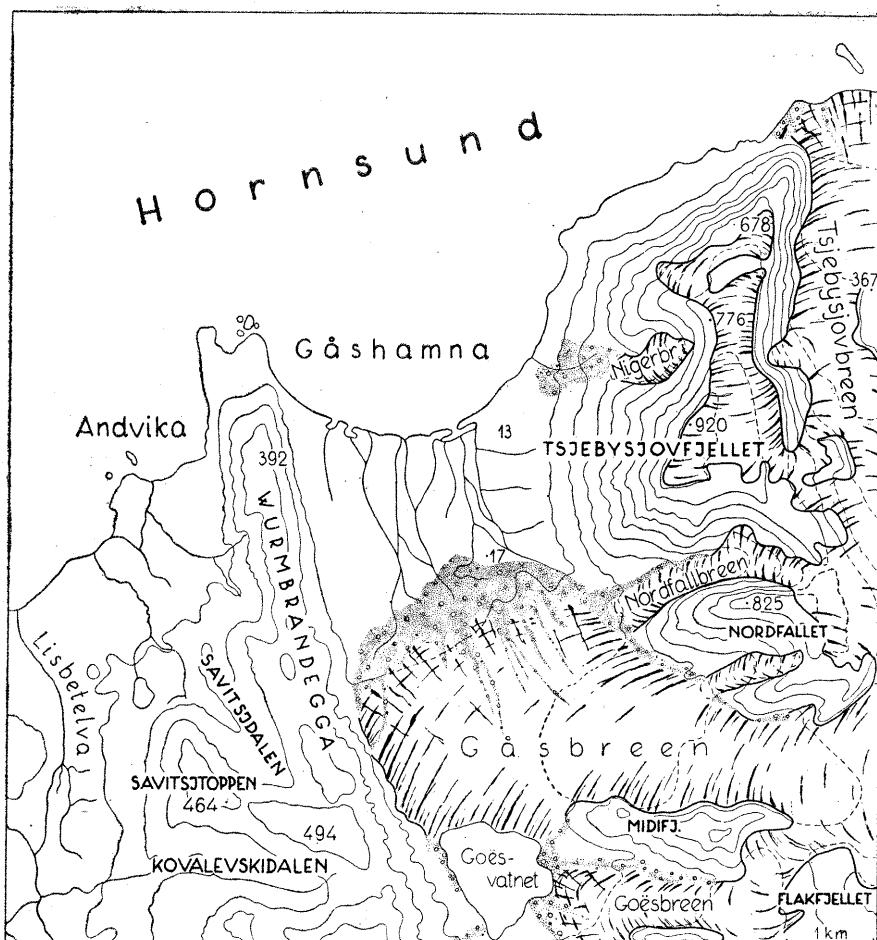


Fig. 1. Carte topographique de la partie septentrionale de la presqu'île de Sörkapp

bassin qui ne s'ouvre que vers le nord, vers Gåshamna. Il est borné au sud par les nunataks Midifjellet (442 m au-dessus du niveau de la mer) et Flakfjellet (639 m au-dessus du niveau de la mer); à l'est par Mehesten (1384 m au-dessus du niveau de la mer), Nordfjellet (825 m au-dessus du niveau de la mer) et Tsjebysjovfjellet, à l'ouest par Wurmbrandegga. La partie septentrionale, maritime du fond de ce bassin est occupée par une plaine de sandr et par la moraine frontale de Gåsbreen et la partie méridionale, par le glacier Gåsbreen. La zone périglaciaire présente en moyenne une largeur de 1—1,5 km et comprend: le sandr, la moraine frontale, le système de terrasses littorales ainsi que les versants de montagnes au-dessus de la limite des neiges persistantes qui, dans cette région,

se trouve à l'altitude de 750—800 m au-dessus du niveau de la mer. Une grande abondance de différents genres de rangement des produits de la gélivation caractérise cette zone. Parmi ces dispositions les sols striés sont très communs, contrairement à ce que l'on constate aux côtes nord du Hornsund à un climat plus doux. A côté des guirlandes de congélio-fluxion ce sont les structures les plus caractéristiques pour les surfaces de versant dont l'inclinaison est supérieure à 2° , mais inférieure à $28-30^\circ$. Les conditions optimales pour le développement des sols striés existent sur les versants de 2° à 11° ou 12° d'inclinaison, où elles constituent l'élément dominant du microrelief. D'une manière particulièrement générale, elles paraissent en des ensembles sur les versants et sur les aires des terrasses littorales dans le voisinage de Gåshamna, dans les parties inférieures des versants de Wurmbrandegga et Tsjebysjovfjellet, ainsi que dans la partie marginale occidentale du sandr de Gåsbreen.

Les sols striés apparaissent les plus souvent dans de plus grands ensembles, dans des systèmes parallèles et peuvent présenter un cours rectiligne, en arc ou sinusoïdal surtout selon la pente et selon la stabilité ou la variabilité de sa direction.

En 1957, on a recueilli sur ce terrain le matériau essentiel d'observation sur lequel on a basé cet article pour ce qui concerne les structures en bandes. Dans ce domaine le matériau de comparaison a été fourni par les recherches en terrain effectuées l'année suivante par le groupe de Łódź dans la région côtière de la baie Andvika jusqu'à la vallée de Lisbetelva à l'ouest, Savitsjtoppen (464 m au-dessus du niveau de la mer) et Kovalevskidalen au sud, ainsi que Wurmbrandegga à l'est. Sur ce terrain également les sols striés appartiennent aux éléments les plus importants du microrelief des versants et des surfaces de terrasses littorales. Ceci concerne surtout les gradins inférieurs. Dans l'étendue des niveaux supérieurs de terrasses les structures en bandes sont moins nombreuses à cause de la parution de couvertures de blocs grossiers morainiques et de gravitation. Les versants montagneux au-dessus du système des terrasses ne favorisent pas la genèse des sols striés, étant donné la trop grande valeur de la pente.

La région étudiée se trouve dans le domaine des niveaux stratigraphiques de la formation Hecla-Hoek plus jeunes, moins métamorphisés, mais fortement plissés et disloqués. C'est la partie marginale, orientale, de l'orogène calédonien de Svalbard. La différenciation lithologique des séries respectives est très grande et donc très favorable à l'étude des phénomènes périglaciaires. Sur les côtes de la baie Andvika paraissent principalement des quartzites, des grès siliceux et des schistes sériciteux, sur les versants et l'arête de Wurmbrandegga — les pisolithes calcaires,

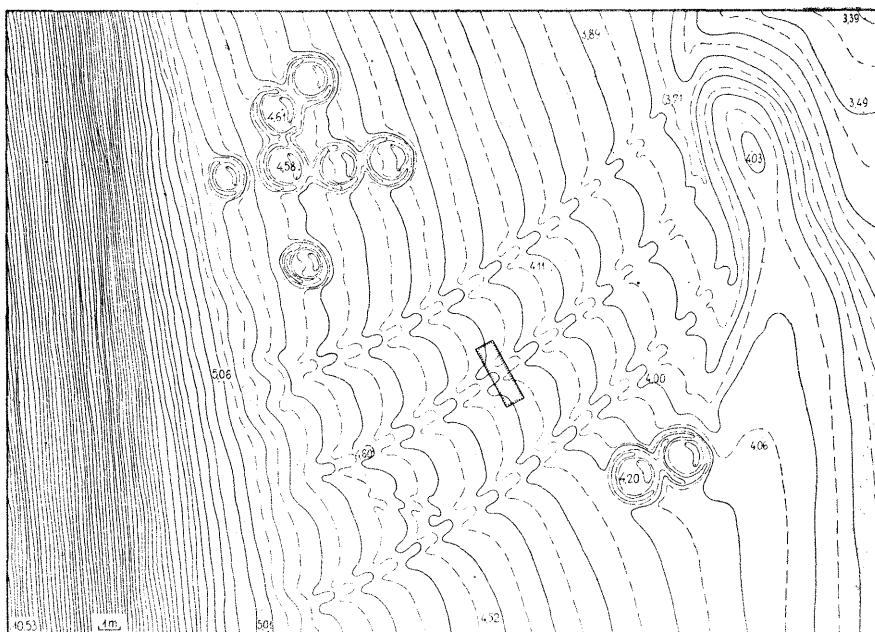
les dolomies, les poudingues, les grès, les schistes gréseux et phyllithes, et dans Tsjebysjovfjellet — les dolomies, les calcaires, les grès et les schistes phyllithes.

METHODES DES RECHERCHES EN TERRAIN

Les recherches en terrain concernant les problèmes des sols striés tentaient à reunir des observations indispensables pour: 1° connaître la genèse et 2° distinguer les types morphologiques caractéristiques. Aussi on a étudié avec beaucoup d'attention le genre et la vitesse du mouvement des débris suivant: la lithologie du soubassement, la valeur de la pente, les conditions hydrographiques, l'exposition climatique, la couverture végétale et l'épaisseur de la zone active du pergélisol. Etant donné que les recherches en terrain n'avaient pas été faites uniquement pendant la saison estivale, on a tâché d'étudier la nature des processus qui ont causé la formation et le développement des structures en bandes en mesurant directement la vitesse du déplacement du détritus de gélivation. Cependant c'est sur les traits morphologiques et géologiques qu'on a surtout basé les conclusions concernant ces processus.

Ces conclusions reposaient sur l'analyse des formes d'après leurs relations avec les éléments respectifs du milieu, le degré de parenté avec d'autres genres de structures périglaciaires, le stade de développement ainsi la structure. C'est en été 1957 qu'on a recueilli le matériau d'observation concernant ce domaine. En même temps on a établi un réseau des points de repère et de mesurage qui avaient pour but l'enregistrement de la valeur du déplacement des débris au cours de l'année. On a installé dans les bandes elles-mêmes et sur les surfaces qui les sepraraient quelques rangées de piquets. Chacune d'elles se composait d'une certaine quantité de piquets angulaires longs de 0,2, 0,4 et 0,6 m enfoncés verticalement dans le soubassement à des profondeurs différentes et d'assortiments de piquets cylindriques de 5 cm placés verticalement l'un après l'autre dans des trous. On enfilait ces piquets sur une baguette en acier et on les mettait dans une ouverture de profondeur requise et d'un diamètre semblable. La baguette enlevée, il restait dans l'ouverture un cylindre vertical formé de cinq ou de dix segments séparés, donc sensible même au moindre déplacement des débris. Tous les éléments ont été recouverts de vernis hydrofuge et numérotés. Dans les profils on a mesuré les distances, les azimutes et la pente du versant. Ces données ont été reportées sur les esquisses topographiques. On a également couvert de vernis certaines pierres.

A la même époque on a essayé de faire à l'échelle 1 : 100 un levé cartographique du fragment des sols striés dans la partie marginale du sandr (fig. 2). On a fait de même (mais à l'échelle 1 : 500) le levé cartographique du segment de contact entre la région des sols striés et les guirlandes de congélinfluxion dans la partie inférieure du versant est de Wurmbrandegga (fig. 3).



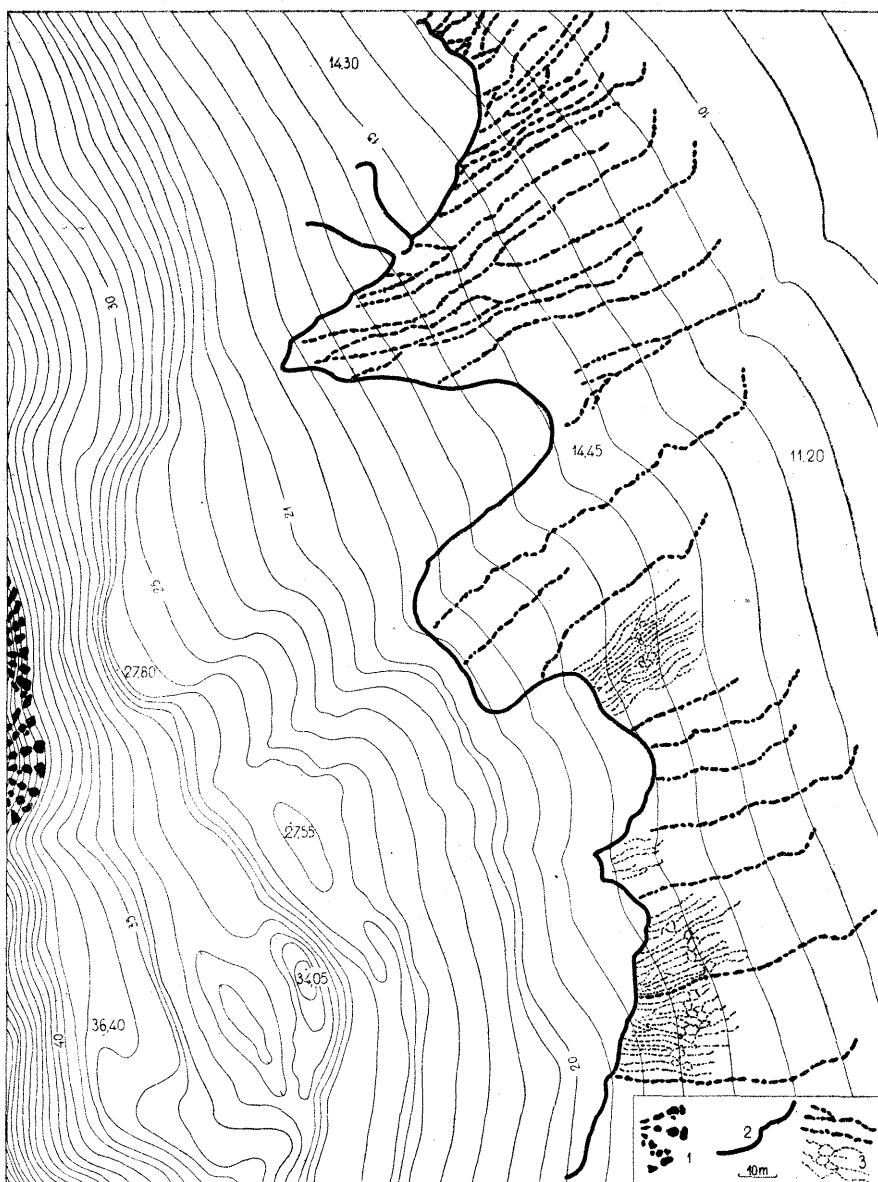


Fig. 3. Zone de contact du domaine des sols striés et des guirlandes de congélifluxion
 1. talus d'éboulis; 2. limite inférieure de la zone des guirlandes; 3. zone des sols striés

et même 0° . Les traces de déplacement disparaissaient à la profondeur de 15 cm. La valeur du déplacement annuel des débris oscillait sur les versants à l'inclinaisons de 6 — 18° de zéro à la profondeur de 15 cm à 3 et

tout au plus 4° cm près de la surface. Sur les versants à 3° à 6° cette valeur oscillait de 0 à 1—2 cm. Dans un seul cas on a distingué sur un versant incliné de 9° un sillon laissé par le déplacement d'un court piquet angulaire. Ce sillon avait 13 cm de longeur. Ces données concernent les déplacements du matériau détritique argileux se trouvant sur les terrains qui voisinent directement avec les sols striés. Dans les bandes mêmes les mesurages ont donné des résultats négatifs.

De plus on a constaté que tous les piquets angulaires étaient nettement rehaussés. La valeur de ce mouvement vers le haut s'élevait de 1 à 10 cm et dans un cas elle présentait même 20 cm.

Il est possible que ces valeurs subissent des oscillations selon les années, mais elles illustrent dans des chiffres absolus le rythme du mouvement des masses des débris et peuvent servir de base aux conclusions génétiques en ce qui concerne les structures périglaciaires de la région étudiée.

LA REPARTITION ET LA CARACTERISTIQUE DES SOLS STRIES

Les sols striés présentent un élément très caractéristique et bien important du microrelief des versants de toutes les unités géomorphologiques citées. A ce point de vue seule la moraine frontale de Gåsbreen fait exception. Ceci se rattache à la faible désagrégation du matériau rocheux, à la trop grande pente des versants et aux processus extraordinairement intenses du mouvement des masses rocheuses dus à la fonte des blocs de glace morte.

Sur les autres parties du terrain le rôle des sols striés dans le microrelief est différent suivant l'étendue de la surface qu'ils occupent. En conséquence on a lié la caractéristique des sols striés avec leur répartition géographique sur le terrain des unités géomorphologiques respectives.

LA PLAINE DU SANDR DE GÅSBREEN

La plaine du sandr de Gåsbreen n'est pas une unité homogène, mais polygénique. Elle possède les traits du sandr typique uniquement dans la partie supérieure, donc dans le voisinage direct de la moraine frontale du glacier Gås. Dans la partie inférieure, littorale, les dépôts fluvioglaciaires manquent et leur place est prise par des graviers discoïdes très bien triés. Ils signalent l'érosion récente de la mer et marquent l'extension que présentait alors le faciès littoral de la baie de Gås. A cette mê-

me conclusion donnent lieu le manque de structures périglaciaires dans cette partie de la plaine de sandr ainsi que le très bon état de conservation du cliff des gradins de terrasse avec lequel voisine le sandr de Gåsbreen du côté occidental et oriental. La partie centrale est une zone intermédiaire dans laquelle les traces du passé maritime récent sont graduellement effacées par les dépôts des eaux fluvioglaciaires et périglaciaires. Grâce à elles les graviers morains ont reçu un apport de matériau pulvérulent qui dans les bancs de gravier joue le rôle du ciment. La plaine ainsi formée descend doucement et graduellement vers le nord, vers Gåshamna.

Les sols striés et les autres structures périglaciaires se trouvent seulement dans la partie centrale de la plaine de sandr. Néanmoins même là ils ne paraissent que dans la partie occidentale, marginale, qui voisine avec le versant d'éboulis de la plus haute terrasse côtière. Ce n'est que là que la pente est assez grande, les conditions lithologiques et hydrographiques favorables et l'action des processus périglaciaires assez longue. De plus la situation périphérique et isolée par rapport aux axes principaux de l'écoulement des eaux de sandr protège les structures de gel de la destruction.

Les sols striés se sont développés sur des surfaces en général faiblement inclinées, car la valeur moyenne de leur inclinaison atteint de 2° à 4°. Deux forces se coupent à l'angle presque droit agissent sur le matériau rocheux. Une telle disposition des forces résulte de l'inclinaison générale de la surface du sandr vers le nord et du versant de la terrasse vers l'est. La force agissant vers l'est diminue très vite et disparaît. La résultante sur laquelle passe le matériau rocheux, a pour cette raison la forme d'une arc dissymétrique. Le forme des bandes pierreuses est justement l'expression extérieure d'une disposition des forces (fig. 2).

Les systèmes des sols striés se sont formés sur la base de graviers, marins discoïdes qui, dans la phase continentale, ont été cimentés par les limons déposés par les eaux fluvioglaciaires et périglaciaires du sandr. Les graviers, indépendamment de leur caractère pétrographique, ne présentent aucune trace de modelage par le gel. Ceci prouve que les conditions continentales n'y existent pas depuis longtemps. La parution des sols striés et d'autres structures périglaciaires montre donc qu'une telle granulométrie est favorable au développement des processus menant au façonnement des formations périglaciaires, à leur accroissement rapide et continu ainsi qu'au rangement du matériau rocheux par le gel. A ce point de vue les conditions lithologiques dans les autres parties de la plaine de sandr sont beaucoup moins bonnes. Ce fait concerne surtout les parties supérieure et inférieure où le manque de la fraction pulvéru-

lente constitue un élément qui diminue nettement l'efficacité morphologique des processus de gel.

La région étudiée se trouve dans la zone des suintements abondants et actifs pendant tout l'été. L'eau provient de la fonte des flaques de neige dans la partie supérieure de Wurmbrandegga. Tout près de la partie supérieure de l'arête elle s'infiltre dans les cônes d'éboulis et n'apparaît à la surface qu'au pied de la terrasse côtière, sur la terrain du sandr. Grâce à ce fait dans le soubassement se maintient un état de sursaturation continue d'eau et en conséquence l'intensité des processus dûs au gel est ici beaucoup plus grande que dans d'autres parties de la plaine.

L'exposition climatique et, grâce à elle les conditions microclimatiques également, sont dans cette zone plus favorables au développement des structures périglaciaires que dans d'autres parties du sandr. L'exposition aux vents de la région glaciaire qui réchauffent l'air en été et le refroidissent dans des périodes transitoires ainsi que la situation dans la zone de l'ombre jetée par Wurmbrandegga, causent ici une fréquence d'oscillation de la température autour de 0° plus grande qu'ailleurs. La fréquence des cycles gel—dégel est particulièrement importante au début de l'été et à la fin de l'automne.

Le manque presque total du manteau végétal fait que les processus menant au développement des sols striés peuvent agir librement et avec le maximum d'efficacité.

Les sols striés de cette région ne sont pas identiques. Se basant sur les traits extérieurs, on peut distinguer deux genres différents de formes.

L'un d'eux est représenté par les sols striés paraissant ensemble dans des systèmes réguliers et parallèles (photo 1). Dans la coupe transversale on voit qu'ils sont nettement convexes en moyenne de 3—6 cm de haut; larges de 40—60 cm et d'une longueur de quelques ou plusieurs mètres. Les surfaces séparant les bandes pierreuses dont la largeur varie de 3—5 m sont couvertes de détritus à une matrice argileuse; leur profil transversal est semblable à celui de bandes seulement un peu moins convexe. Dans le plan tant les bandes pierreuses que les surfaces qui les séparent ont la forme d'acras dont la courbe croît rapidement dans les segments inférieurs (fig. 2).

Les bandes pierreuses se composent presque uniquement du matériau provenant directement du soubassement, donc de graviers de plage qui, à la suite des processus de gel, ont pris une position verticale, perpendiculaire à l'axe de leur aplatissement. La proportion des débris dolomitiques angulaires de forme cubique provenant du proche versant de la terrasse côtière, est faible et se borne uniquement aux segments initiaux des bandes. Le matériau limoneux, jouant le rôle de ciment, a été

complètement enlevé. Le plus souvent le long de l'axe de la crête s'étend un sillon. C'est aussi pour cette raison que la bande fonctionne comme voie naturelle de l'écoulement organisé des eaux.

Les surfaces séparant les bandes sont du même matériau, mais les bancs de gravier ont gardé leur ciment limoneux vert-gris. Ici aussi les graviers sont disposés verticalement et de plus on distingue assez nettement leur disposition en arcs parallèles et à courbe adoucie, ouverts dans le sens contraire à la pente. Souvent dans les endroits où la pente diminue — à l'intérieur des champs se trouvant entre les bandes — apparaissent des cercles et des polygones pierreux. Ce voisinage dans l'espace est caractéristique pour les régions à l'inclinaison de moins de 2° (fig. 2).

Tous les sols striés ne présentent pas la forme typique, convexe, en bourrelets. Plusieurs d'entre eux se caractérisent par un profil transversal plat et même concave et aussi par la discontinuité de la forme. Etant donné que partout dans la région étudiée les conditions lithologiques, hydrographiques et microclimatiques sont les mêmes, il faut considérer les différences existant dans le degré du façonnement des formes comme des traits résultant d'un stade différent du développement. On voit bien nettement dans le stade de la jeunesse que la fente de dessication forme l'axe principal de la structure en bandes. C'est là que s'entasse le matériau grossier et de cette façon la fente de dessication se transforme graduellement en bande pierreuse (photo 2). Sur le terrain étudié on peut constater que dans des stades ultérieurs la disposition des parties pierreuses subit un rangement, la largeur croît, la concavité du profil transversal s'atténue et la discontinuité de la forme disparaît.

En dehors de ces formes apparaissant dans des ensembles, on peut distinguer sur la plaine du sandr des structures en bandes d'un autre aspect extérieur et d'un autre genre de disposition dans l'espace. Ce sont des traînées détritiques qui naissent au pied des blocs dolomitiques de gravitation, disséminés sur le sandr. Ces blocs, sous l'action brisante du gel, se détachent des parois abrupts de Wurmbrandegga, s'entassent à la surface de la partie marginale du sandr et s'y aménagent en esquilles angulaires cubiques. La vitesse de cette désagrégation est très rapide, car le gel agit le long des surfaces de nombreuses fentes et des surfaces de joints qui forment un réseau très dense se coupant à angle presque droit. Dans les phases initiales de la désagrégation les débris rocheux s'amassent autour du blocs en forme d'auréole qui le plus souvent est dissymétrique et même ouverte dans un certain sens. Dans la phase finale le blocs se désagrège complètement et se transforme en monticule formé de débris angulaires cubiques. De ces monticules et aussi des auréoles plus avancées dans leur développement s'en vont vers le bas des

traînées de débris (photo 3). Elles possèdent à leur base une largeur dépendant du volume primordial du bloc de gravitation. Cependant cette largeur diminue très vite et elle se fixe, en moyenne, dans des limites de quelques dizaines à quelques cm. Les traînées détritiques, dans leur coupe transversale, sont plates et dans le plan elles présentent souvent un aspect discontinu. Bien que ces traînées soient plates et divisées en segments qui ne sont pas liés entre eux, ce sont des structures bien distinctes, car le débris angulaire cubique, blanchâtre ou gris-clair, contraste fortement avec le fond gris-vert du soubassement dont le matériau grossier est parfaitement émoussé.

Les traînées détritiques ne paraissent pas dans des ensembles mais séparément et d'une façon irrégulière en stricte dépendance de la densité de la dissémination des blocs de gravitation et le stade de leur désagrégation à la surface du sandr. Bien que ce soient des structures courtes, car leur longueur varie en moyenne de 1 à 3 m, dans le plan elles ont une forme arquée. On n'a pas remarqué que les traînées détritiques aient une parenté avec les formes des bandes pierreuses, ni avec d'autres genres de structures périglaciaires.

LE VERSANT ORIENTAL DE WURMBRANDEGGA

Sur les versants orientaux de Wurmbrandegga qui ferment du côté ouest la plaine du sandr, le champ des sols striés n'existe que dans un seul endroit. Il se trouve dans la partie inférieure du versant, elle de l'équiplanation, dans la partie centrale de la chaîne. En conséquence des processus périglaciaires, le versant y a été allongé et a pénétré assez profondément sur le terrain du sandr. La parution des structures en bandes coïncide dans cet endroit avec la zone de contact des dolomies et des schistes phyllithes. Étant donné que les dolomies subissent principalement la macrogélivation et les phyllithes — la microgélivation, les débris se composent d'une quantité suffisante de parties pierreuses et pulvérulentes. Des conditions lithologiques aussi favorables ne se présentent ni dans la partie septentrionale, dolomitique, ni dans la partie méridionale phyllithique, car dans l'une d'elles la quantité de fraction fine n'est pas suffisante et dans l'autre manque le matériau pierreux.

Les conditions hydrographiques et microclimatiques ressemblent à celles qu'on a présentées ci-dessus pour la zone marginale du sandr. Les différences se signalent uniquement dans la couverture végétale qui y est beaucoup plus riche. Cette condition, moins favorable pour l'action des processus de gel, est cependant équilibrée par une plus grande pente de versant.

Les sols striés les plus beaux et les plus typiques se sont placés dans la partie inférieure du versant, sur les pentes de 3 à 8°. En comparaison avec les formes qui paraissent dans la plaine du sandr, ils sont plus hauts, plus larges et plus longs. En moyenne ils atteignent une hauteur de 15—25 cm, une largeur de 60—80 cm et leur longeur est, en règle générale, de quelques dizaines de mètres. Le profil transversal est nettement convexe surtout dans les segments supérieurs, initiaux. Dans des segments inférieurs la netteté de la forme s'efface graduellement, surtout en conséquence de la diminution de la hauteur et de l'arc de la courbe. Les champs qui séparent les bandes de pierres sont, en comparaison avec leurs équivalents sur le sandr, plus plats et les arcs dessinés par les plaques placées verticalement — plus pointus. Dans la zone de contact des bandes et du champ avoisinant, les mousses se sont installées. Sporadiquement on peut aussi trouver un manteau compact de mousses recouvrant toute l'étendue du champ détritique argileux. Les bandes se composent de débris angulaires d'un diamètre bien varié. A côté des formes faites de fragments rocheux de 10—20 cm de diamètre, on peut en distinguer d'autres dans lesquelles la grandeur des débris ne dépasse pas 4—6 cm. Les débris rocheux sont le plus souvent irréguliers ou cubiques et pour cette raison leur position verticale n'apparaît pas distinctement. Les éclats des schistes phyllithes en forme de plaques, présentent, sous ce rapport, une exception.

Le champ des sols striés confine dans la partie supérieure avec la zone de guirlandes de congélifluxion qui occupent le segment du versant incliné de 6—8° à 28—30° (fig. 3). Plus haut, sur un segment plus abrupt du versant se trouve la zone des cônes d'éboulis. En bas adhère la partie supérieure de la plaine de sandr ne possédant aucune structure périglaciaire. La limite avec le domaine des guirlandes de congélifluxion est peu distincte et forme une ligne sinuée (fig. 3). Certaines guirlandes ont la partie frontale déchirée et de cette façon elles se transforment en sols striés. Une grande quantité de formes transitoires montrent qu'il y a une proche parenté génétique entre les deux formes.

LE VERSANT OCCIDENTAL DE TSJEBYSJOVFJELLET

Sur le versant occidental du massif de Tsjebysjov les sols striés forment aussi des systèmes grands et serrés dans le segment inférieur du versant. On rencontre près du front du glacier Gåsbreen les formes les mieux façonnées qui y occupent des surfaces relativement grandes. Il semble que ceci ne résulte pas du proche voisinage avec le glacier, car la couverture végétale y est le plus riche, mais de la continuité du versant

et des bonnes conditions lithologiques et hydrographiques. Sur le versant oriental de Wurmbrandegga les conditions microclimatiques sont moins favorables. Elles sont causées par l'exposition du versant vers l'ouest, mais elles sont d'une certaine manière compensées par la continuité du versant allant jusqu'à la limite des neiges persistantes. Il en résulte des conditions hydrographiques bien favorables pour les cours des processus de gel; sous leur influence le matériau de versant a une forte et constante sursaturation d'eau. Les sols striés se sont emparés principalement de la partie inférieure concave du versant qui y est incliné de 2° à 11—12°. Plus haut, sur des inclinaisons plus grandes, se trouve le domaine des guirlandes et des terrasses de congéfluxion qui dans la partie supérieure touche déjà à la zone des coulées de débris et des cônes d'éboulis. Les bandes de pierres et les champs de débris argileux qui les séparent ont dans le plan la forme sinuuse (photo 4). C'est la conséquence de nombreux écarts de la principale direction de l'inclinaison. Ces écarts sont causés par la présence des cônes alluviaux et des entailles d'érosion. Les formes les plus importantes des structures en bandes se trouvent à une altitude d'environ de 60 m*au-dessus du niveau de la mer, sur des pentes de 9° à 11—12°, près des flaques de neiges qui occupent le segment de la brusque rupture de pente. Ces flaques de neige restent tout l'été et alimentent abondamment en eau le segment du versant situé plus bas. Dans la zone qui se trouve plus bas, sur des inclinaisons plus petites et moins riches en eau, les formes en bandes sont beaucoup plus petites et souvent discontinues. Dans les endroits où les bandes présentent une solution de continuité apparaissent presque toujours des structures en guirlandes. Les dimensions des formes en bandes tient dans les cadres des mesures citées plus haut pour les sols striés du versant de Wurmbrandegga. Toutefois ici apparaît — plus nettement qu'ailleurs — la parenté avec les guirlandes et, par elles, avec les cercles pierreux. Près de Gåshamna le versant est couvert de dépôts du glacier Niger (Nigerbreen) constitués de blocs et, en conséquence les sols striés ainsi que les autres structures périglaciaires n'apparaissent que sporadiquement.

LES TERRASSES LITTORALES

Les côtes de Gåshamna et d'Andvika sont fortement diversifiées par un système de terrasses littorales. Parmi eux les niveaux qui s'étaient le mieux développés ou qui ont été relativement le moins remodelés par l'érosion périglaciaire ultérieure c'étaient ceux qui se trouvaient à 10—15 m, à 16—25 m et environ 40 m au-dessus du niveau de la mer. L'abrasion les a taillés dans des roches de la série Hecla-Hoek plissés d'une

façon abrupte et très hétérogènes au point de vue pétrographique. En conséquence les terrasses présentent un état divers de conservation des surfaces uniformes initiales. A ce point de vue la terrasse taillée dans la zone d'affleurement des quartzites et des grès, au bord de la baie d'Andvika, ainsi que les niveaux taillés dans les dolomies des côtes occidentales de Gåshamna se présentent le mieux. Sur les terrains d'affleurement des schistes phyllithes, sur la côte orientale de Gåshamna et dans la partie sud du versant oriental de Wurmbrandegga les terrasses avaient été fortement remodelées et, par endroits, totalement détruites. Dans les endroits où les affleurements des roches fortement différenciées sont tronqués par les surfaces de terrasses, l'action de l'érosion était très sélective. En conséquence plusieurs formes convexes et concaves apparaissent. Les graviers de terrasse sont en général bien conservés et, dans bien des endroits, ils gisent sous un manteau d'argile d'altération de versant atteignant un demi mètre.

Sur les surfaces et les versants de toutes les terrasses se trouvent souvent de nombreux et très grands champ de sols striés. Les autres structures périglaciaires y présentent décidément un moindre intérêt. L'élément le plus typique et caractéristique du microrelief de cette région est sa disposition en bandes. Elle apparaît le plus faiblement sur la plus haute terrasse à cause du voisinage avec le versant d'éboulis de Wurmbrandegga. Ce versant cause le développement d'une couverture de détritus grossier sur le terrasse.

Parmi les structures étudiées les micro-sols striés prédominent. Ce terme concerne surtout les mesures de la largeur des structures et des intervalles entre elles ainsi que leur hauteur (photo 5). La largeur des bandes est en moyenne de 0,5—2 cm et la largeur des champs qui les séparent de 2—20 cm. Le profil transversal des formes est légèrement convexe, mais les formes plates ou même concave sont également fréquentes. Les micro-sols striés sont faits des débris dolomitiques très fins, angulaires, le plus souvent cubiques au diamètre de 0,5—1 cm. On rencontre aussi dans ce matériau prédominant de petits fragments — et même des lamelles — de schistes. Les débris fins le plus souvent sont de couleur gris-clair ou blanche et contrastent avec le fond argileux jaune de la surface de la terrasse. Pour cette raison les bandes, malgré leur largeur et leur hauteur minimes, sont très nettes. Les champs des micro-bandes les plus jolis et les plus étendus se trouvent sur la terrasse inférieure et centrale, aux inclinaisons de 5° à 9°. La pente de 1° trace la limite inférieure de la parution. Sur les terrains plats les micro-bandes se transforment en micro-polygones. Dans bien des endroits les systèmes de bandes sont accompagnées de fentes de dessiccation qui dans le versant sont pa-

rallèles l'une à l'autre et aux structures en bandes dans des intervalles allant en moyenne de 5 à 25 cm (photo 8). Sur les terrains plats ces fissures se transforment, comme les structures en bandes, en un réseau de petits polygones. En dehors de très jeunes fissures qui, en 1957, se formaient principalement dans la seconde moitié du mois d'août et au début de septembre, on distingue des formes plus anciennes, remplies en partie par des débris fins — donc des formes remodelées d'une certaine façon en structure en bandes. Les plus grands champs et les plus serrés se lient avec ces surfaces de terrasse qui sont couvertes par un manneau d'argile de versant et qui, de plus, ont une exposition nord-est.

Sur les versants qui séparent les divers gradins de terrasse — surtout sur les bords de Gåshamna — les traînées détritiques sont aussi assez communes. En comparaison avec leurs équivalents sur le sandr, elles sont là sensiblement plus longues, plus régulières, mais vu les plus grandes inclinaisons, elles sont divisées davantage en segments divers. La longueur moyenne des traînées détritiques va de quelques à plusieurs mètres et la largeur est comprise entre 10 et 25 cm. La répartition de ces structures est limitée aux lieux où les terrasses tronquent les petits bancs rocheux du soubassement, fortement diversifiés au point de vue de la pétrographie et de la couleur. Pour cette raison le rôle des traînées détritiques dans le microrelief est beaucoup moins grand que celui des micro-bandes. Les traînées des débris dolomitiques d'un blanc de neige contrastent le mieux avec le soubassement sombre dans l'extension de l'affleurement des grès, sur le versant de la terrasse centrale du bord occidental de Gåshamna. Les traînées des fragments de calcaire oxydés en jaune-rouille se dessinent également bien dans la zone d'affleurement du dolomie gris-clair.

Les sols striés au profil transversal convexe occupent le plus volontiers les dépressions dans les terrasses. Plusieurs d'entre eux commencent sur le versant de la plus haute terrasse, au pied de l'affleurement des dolomies et des grès, ils coupent les surfaces et les versants des terrasses plus basses le long de l'axe des dépressions et ne finissent qu'au bord du cliff. Dans d'autres endroits les segments initiaux des bandes pierreuses se lient avec les surfaces plates de terrasse. On y retrouve des cercles pierreux qui, dans les endroits où inclinaison croît, s'allongent et se transforment en guirlandes. Celles-ci de nouveau, sur le segment du versant plus abrupt, fendent leurs fronts et se transforment en bandes. On peut le mieux observer les changements évolutifs des structures et, dans les zones marginales, sur les versants des dépressions dans les terrasses. Dans bien des endroits la succession des structures se répète par étages.

Très caractéristiques sont les sols striés du gradin inférieur de terrasse sur les bords d'Andvika; ces bandes se composent presque uniquement de galets de quartzite parfaitement ronds à un diamètre de 10—20 cm (photo 6). Les plus belles formes se trouvent dans la zone de contact d'affleurements des quartzites et des schistes sériciteux (photo 7).

Sur les terrasses supérieures les sols striés ne paraissent que localement. Ceci résulte du fait que la couverture des terrasses supérieures est constituée par des dépôts morainiques en gros blocs et par des coulées de blocaille.

ANALYSE DES PROFILS GEOLOGIQUES

On a étudié les coupes des sols striés dans les puits qu'on a faits en été de 1957.

COUPE A TRAVERS LA BANDE DE PIERRES SUR LA PLAINE DU SANDR

Dans l'une des structures du système en bandes on a fait, à la surface du sandr (fig. 2), un puits qui a coupé transversalement une bande pierreuse ainsi que le terrain qui l'avoisine des deux côtés (fig. 4). Le 30 juillet la partie supérieure du pergélisol se trouvait à la profondeur de 0,55 m.

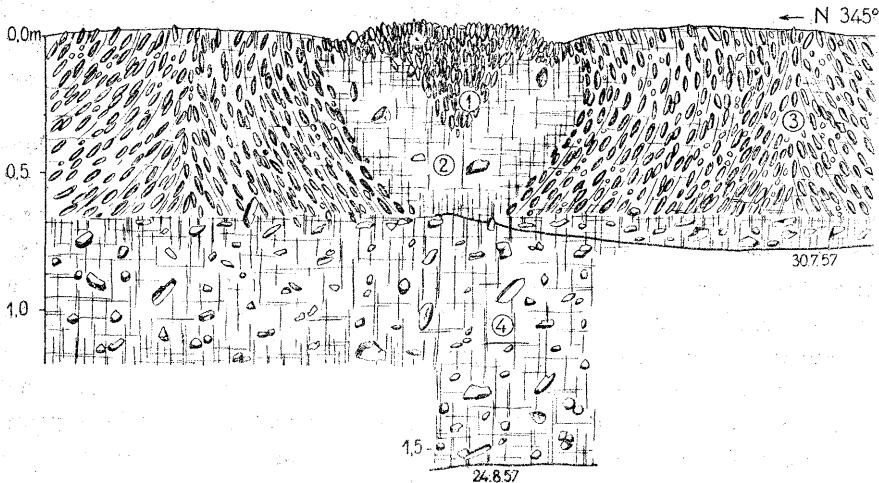


Fig. 4. Coupe géologique de la structure en bandes dans la plaine de sandr de Gåsbreen.

1. graviers marins de la partie centrale d'une bande; 2. limon gris-brun; 3. graviers à une matrice limoneuse, grise-verte, de la série supérieure du sandr; 4. série de base du sandr, limono-pierreuse, gris-sombre; en trait plein: les sommets successives du pergélisol

au-dessous de la structure proprement dite et à la profondeur de 0,75 m dans la zone avoisinante. Ce fait, ainsi qu'une forte affluence d'eau venant du segment supérieur de la bande, ont amené l'interruption du travail et peu de temps après le puits s'est refermé. On a repris le travail le 24 août et ce n'est qu'à ce moment que la bande pierreuse est devenue complètement sèche et l'abaissement de la partie supérieure du pergélisol a permis d'arriver au soubassement qui n'a pas été perturbé. Le puits a atteint une largeur de 3 m et une profondeur oscillant de 0,75 à 1,55 m. La coupe a découvert la structure géologique des sols striés et des parties supérieures des bancs des dépôts de la plaine du sandr.

La bande de pierres possède dans cette intersection la forme d'un coin qui est formé de graviers discoïdes situés verticalement. Tout près de la surface, à cette partie centrale de la bande, adhère une petite couche se composant également de graviers placés verticalement. Un coin pierreux (fig. 4—1) coupe la partie supérieure de la zone hémisphérique du matériau limoneux gris-brun (fig. 4—2) qui atteint la profondeur de 0,6 m. Cette zone voisine avec le matériau composé de graviers limoneux gris-vert dont le trait caractéristique est que la disposition des graviers présente dans l'ensemble une forme de coupole assez abrupte (fig. 4—3). Déjà à la profondeur de 0,55—0,60 m se trouve la partie supérieure d'une plus ancienne unité de sédimentation composée de parties pierreuses angulaires et de limon gris-verdâtre (fig. 4—4). La répartition des éléments à grossiers est chaotique. Le contact des dépôts de la partie supérieure et de ceux qui sont situés directement en dessous est nettement discordant.

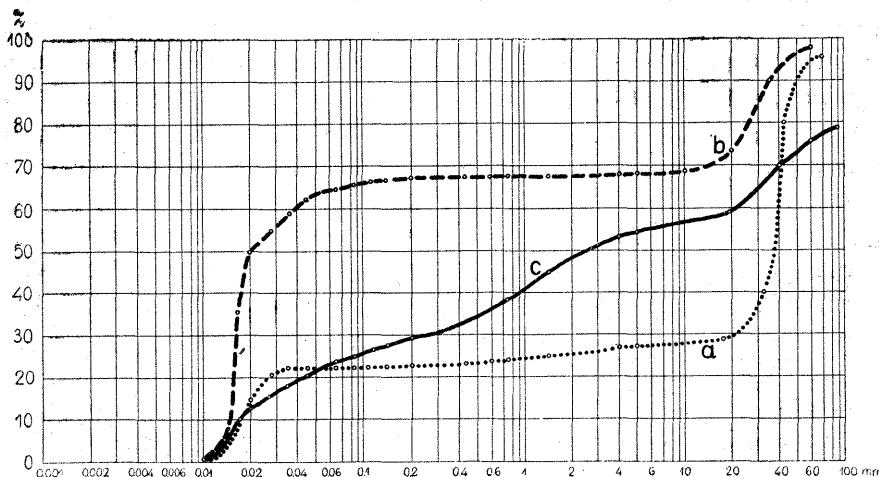


Fig. 5. Courbes granulométrique

a, b, c — matériau de structure en bande dans la plaine de sandr (fig. 4—3, 2, 4)

L'analyse granulométrique a montré que 70% des dépôts du sommet de la plaine du sandr se composent de graviers parfaitement triés de 4—6 cm de diamètre et 22% se composent de grains pulvérulents de 0,05—0,01 mm de diamètre (fig. 5—a). Le matériau de la cuvette hémisphérique coupée par la partie centrale de la bande a une composition granulométrique semblable, mais dans des proportions inverses (fig. 5 — b). La fraction de 0,1—0,01 mm constitue 65%, les graviers 26% et les grains moyens 9%. 50% des dépôts sousjacent se composent de graviers, 25% de sable et 25% — de grains pulvérulents. La grande quantité des grains au diamètre de 2,0 à 0,6 mm et des parties pierreuses au diamètre dépassant 2 cm rend la courbe granulométrique onduleuse (fig. 5 — c).

Les analyses du laboratoire ont démontré que les limons de sandr se liquéfient en présence de 22,6—25,2% d'eau.

COUPE A TRAVERS LA BANDE DE PIERRES DU VERSANT ORIENTAL DE WURMBRANDEGGA

La coupe illustre la structure des sols striés du segment initial. Un puits de 3 m de long et de 0,7 m de profondeur a coupé transversalement l'une des plus imposantes bandes des sols striés du versant oriental de Wurmbrandegga. On n'a pas atteint le pergélisol dans la partie supérieure du puits à cause d'une grande affluence d'eau. La profondeur acquise a entièrement suffi à révéler l'ensemble de la structure. La coupe transversale de la bande a la forme d'un champignon de détritus (fig. 6—1) dont le chapeau se compose de plaques schisteuses verticalement placées et de fragments angulaires et irréguliers dolomitiques et gréseux. De la partie centrale de la base du centre détritique descend un petit pied vertical formé d'un matériau argileux gris d'acier dans lequel le détritus angulaire de diverses dimensions est disposé chaotiquement (fig. 6 — 2). Des deux côtés de la base centrale du sol strié s'enfonce en forme de coin un matériau argileux d'un gris sombre qui fait déjà partie du champ voi-

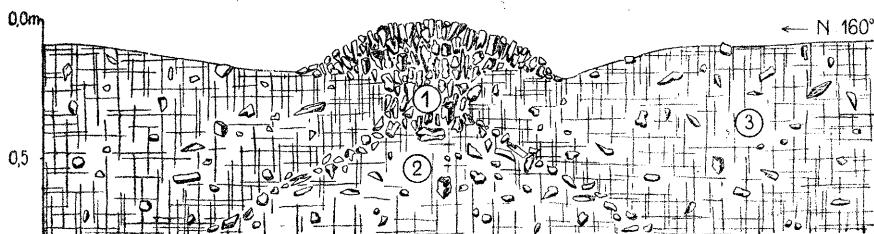


Fig. 6. Coupe en travers d'une bande sur le versant oriental de Wurmbrandegga

1. détritus dolomitique et gréseux; 2. matériau argileux gris d'acier; 3. matériau argileux gris-brun

sin situé entre ce sol strié et le suivant (fig. 6 — 3). Pour cette raison le petit pied du champignon détritique est nettement rétréci à sa base. Les fragments en forme de plaques des schistes phyllithes qui d'ailleurs se trouvent en petite quantité dans le matériau avoisinant la structure des sols striés, sont dressés verticalement tout près de la surface et sont rangés en forme d'arcs assez pointus.

L'analyse a démontré que la granulométrie du matériau qui constitue le soubassement des sols striés et du terrain avoisinant est très semblable. Les différences ne se signalent que dans la quantité de la fraction pulvérulente. Les deux courbes (fig 7 — a, b) caractérisent la hétéromé-

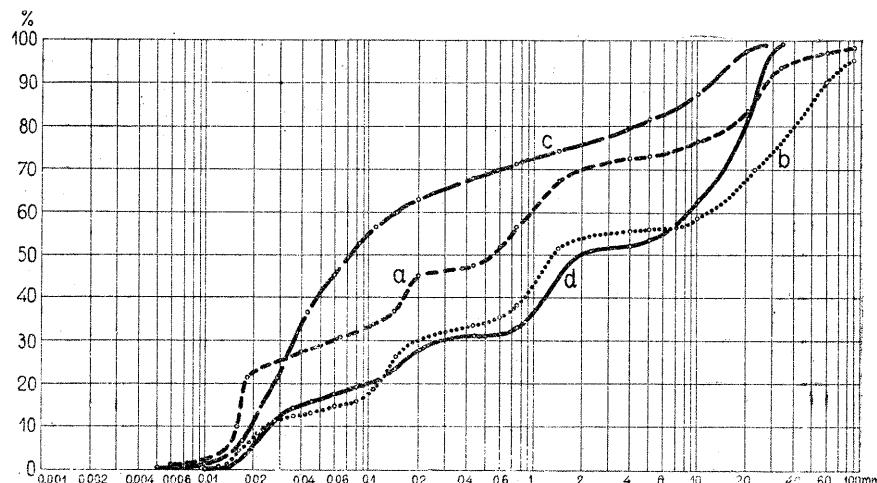


Fig. 7. Courbes granulométrique

a, b — matériau de la bande pierreuse sur le versant de Wurmbrandegga (fig. 6—2, 3); c, d — matériau d'une micro-bande (fig. 8—2, 1)

trie du matériau. La ligne ondulée provient de la prépondérance faiblement accentuée des grains de l'ordre: 0,02—0,01 mm, 0,2—0,1 mm, 2,0—0,3 mm et au-dessus de 2 cm. Une telle granulométrie est très caractéristique pour le transport de versant.

Là aussi le matériau se liquéfie facilement et pour cette raison il est enclin au mouvement même sur de petites pentes. La limite de liquéfaction est désignée par la présence de l'eau dans la quantité de 23,9—24,3%.

COUPE A TRAVERS UN FRAGMENT DU CHAMP DES MICRO-SOLS STRIES SUR LA TERRASSE LITTORALE DE LA COTE OCCIDENTALE DE GASHAMNA

La structure des micro-sols striés est illustrée par le puits qui a coupé transversalement 3 structures d'un grand ensemble situé sur la terrasse

moyenne littorale de la côte occidentale de Gåshamna. Les micro-bandes se sont développées dans la couverture de versant des argiles qui tronquent à la profondeur de 0,35 m les dépôts de terrasse sablo-graveleux (fig. 8). La granulométrie de la série de couverture se caractérise par une grande quantité de fractions fines surtout de 0,2 à 0,01 mm et par une proportionnelle mais en général beaucoup plus petite participation des autres classes de matériau. C'est pour cela que la courbe de la granulation est raide dans le fragment initial et après elle monte doucement et graduellement dans l'extension des fractions sablonneuses et graveleuses (fig. 7 — c). La forme de la courbe granulométrique du matériau appa-

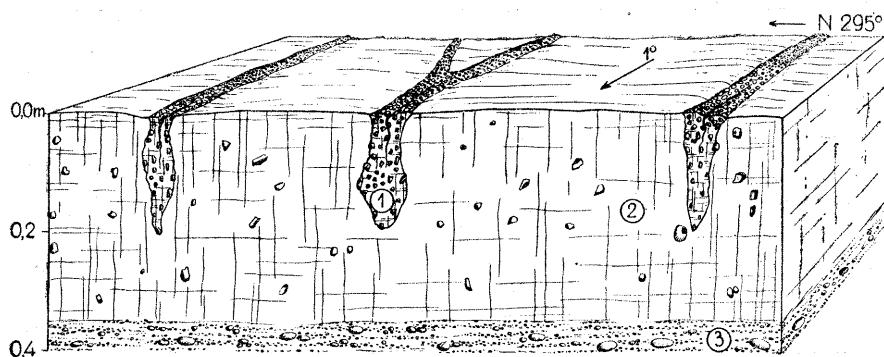


Fig. 8. Coup en travers des micro-sols striés sur la côte occidentale de Gåshamna
 1. detritus dolomitique blanchâtre, fin, cubique; 2. couverture de terrasse, argileuse, jaunâtre; 3. sable et graviers de la terrasse littorale

raissant dans la bande est différente (fig. 7 — d). La partie verticale de la courbe dans la section des grains au diamètre de 6 mm à 3 cm illustre une nette prépondérance des fractions graveleuses qui constituent 45% du matériau. L'autre culminance — plus petite il est vrai, mais bien accentuée — revient à la classe des sables grossiers. Les autres 32% appartiennent en proportions égales à la fraction sablonneuse fine et pulvérulente.

Les recherches en laboratoire ont démontré que le matériau argileux de la couverture de terrasse en présence de 22,1% d'eau dépasse la limite de fluidité. Cette propriété a certainement de l'importance pour les processus morphogénétiques et pour la répartition des structures qui apparaissent même sur des surfaces peu inclinées.

Le manteau de terrasse argileux est entaillé, à une profondeur de 20 cm environ, par les micro-sols striés qui, dans leur intersection transversale,

ont la forme de coins étroits, mais faiblement déformé (fig. 8 — 1). Dans cette coupe on ne voit aucune trace de changements dans la structure du soubassement qui montreraient le rapport avec la genèse des structures en bandes.

GENESE

Les différences dans l'aspect extérieur des sols striés ainsi que dans leur structure permettent de conclure que les processus qui ont donné lieu à la naissance et au développement ultérieur de formes de ce type n'étaient pas même espèce. Le matériau d'observation indique de plus que les processus morphogénétiques agissaient dans certains cas simultanément, dans d'autres successivement, pas toujours dans un ensemble identique et souvent avec une intensité diverse. En conséquence on peut distinguer parmi les sols striés du terrain étudié certains types caractéristiques de formes qui ne sont pas homogènes.

Les plus simples à cet égard sont certainement les traînées détritiques. Elles se distinguent des autres structures en bandes par leur aspect extérieur, leur structure géologique ainsi que par la manière de leur répartition. Comme il résulte des observations faites par notre groupe, ces structures sont parmi toutes les autres, les plus extérieures, les plus superficielles et dues à la dispersion du détritus de gélivation en voie de congéligfluxion (Dylik 1958; Klatka 1958). Il en résulte qu'on ne peut les remarquer que là où ce détritus contraste violemment avec le reste de la surface. Ce contraste peut consister soit dans la différence de forme des débris pierreux soit dans celle de la couleur. Les meilleures conditions pour la parution de ce type de structures en bandes se trouvent donc sur les terrains situés dans l'extension des affleurements de couches, abrupts et différenciés au point de vue de la pétrographie et de la couleur. Des conditions favorables se présentent également sur les surfaces qui sont lieux de repos pour les blocs rocheux déplacés par la gravitation. Ces blocs doivent naturellement se distinguer par les particularités signalées plus haut afin que le détritus dû à leur désagrégation tranche nettement sur le matériau autochtone du soubassement. Une autre condition indispensable c'est la mobilité du matériau du soubassement prêt à céder au mouvement du type de congéligfluxion, car alors seulement le détritus de gélivation peut être transporté passivement sur la surface du versant de manière à esquisser la forme des sols striés. Sur le terrain étudié les traînées détritiques appartiennent aux structures en bandes rencontrées rarement. Cela tient à la nécessité de conditions lithologiques spécifiques, qui décident de la genèse et de la répartition dans l'es-

pace de telles structures. Probablement c'est par cela qu'il faut expliquer le fait que les sols striés présentant le caractère de traînées détritiques n'ont pas été jusqu'à présent signalés dans la littérature mondiale.

Les traînées détritiques sont des bandes composés de débris angulaires, qui se forment à la suite de la désagrégation de la roche mère. La gélivation constitue un processus indispensable de préparation qui doit précéder le stade de formation des bandes. Cette question se présente un peu différemment en ce qui concerne d'autres genres de sols striés qui peuvent se former du matériau meuble du soubassement indépendant au point de vue génétique des processus de désagrégation par le gel.

Le problème de la genèse des micro-sols striés est bien plus difficile et plus compliqué. L'opinion générale est que sur les terrains arctiques ces structures sont rares et que leurs systèmes se caractérisent par leur irrégularité et leur faible acuité. Les conditions climatiques favorables à la genèse des micro-structures ne se trouvent que dans l'extension du climat océanique de la zone subpolaire ainsi qu'aux étages subnivales du climat montagneux dans les régions de latitudes géographiques moyennes et basses. Au début régnait les opinions que ce sont des formes créées par l'eau courante (Drygalski 1904), le vent (Werth 1912) et même des processus séismiques (Philippi 1912). Ce n'est que J. G. Andersson (1906) qui distingua le lien génétique de ces structures avec les processus de gel. Un peu plus tard s'établit l'opinion que les sols striés en général et parmi eux les micro-bandes se forment à la suite de la marche en spirale des courants de convection dans le substratum (Gripp 1926, 1927; Romanowsky 1940). Dans la littérature plus récente peut remarquer deux conceptions essentielles se heurtent. Le principal représentant de l'une d'elles était dernièrement H. Poser (1931, 1933) qui, se basant sur ses propres observations en Irlande et au Spitsbergen et se rapportant à des opinions plus anciennes (Mortensen 1930; Salamon 1929; Ule 1911) trouvait que la genèse des micro-sols striés est étroitement liée à la présence dans le substratum des rigoles d'érosion qui, grâce aux processus de gel, se sont remplies de détritus rocheux se transformant ainsi progressivement en sols striés (Poser 1931, 1933). C. Troll (1944), qui trouve que l'hypothèse de Poser entraîne de nombreuses difficultés, est représentant de la seconde conception. Les difficultés de l'interprétation de Poser résultent principalement du fait que l'on note également la parution de micro-bandes qui ne se trouvent pas dans des rigoles d'érosion et aussi de l'existante d'un rapport visible entre ces structures et les micro-polygones. Selon Troll il est loisible d'éviter ces difficultés si l'on admet que les microsols striés se forment à la suite de la microcongélification avec laquelle coopère la

macrocongélifluxion. Le processus de la microcongélifluxion peut se lier sur les terrains polaires avec les cycles de gel de courte durée, mais fréquents au début de l'été. Les agents locaux peuvent avoir dans ce domaine une grande importance. Les conditions polaires sont en général défavorables et c'est pourquoi les micro-bandes constituent dans l'ensemble des structures une forme exceptionnelle non typique et bien moins développée qu'ailleurs.

Des matériaux d'observation mentionnés plus haut il résulte: 1° que les micro-sols striés sont sur le terrain de Sörkapplandet des structures assez communes et leurs systèmes présentent une grande acuité et une grande régularité, 2° qu'on remarque toujours leur parenté génétique avec les réseaux des micro-polygones et 3° que le plus souvent ils se rattachent aux rigoles dans le substratum. En 1957 ces rigoles se formaient très communément dans la seconde moitié d'août et dans les premiers jours de septembre à cause d'une forte baisse de l'humidité dans le soubassement. Des fissures particulièrement nombreuses apparaissaient sur les versants exposés au nord-est et donc soumis à l'action des vents asséchants du type du foehn qui y règnent. Dans cette période la température se maintenait continuellement au dessus de 0°. On doit donc considérer le manque de précipitations à cette époque ainsi que l'abaissement de la couche supérieure du pergélisol jusqu'à 1,5 m au dessous de la surface comme les seules raisons de la formation des fissures. On a observé que sur les versants les récentes fissures du soubassement descendaient en ligne droite le long de l'inclinaison parallèlement l'une à l'autre à des intervalles allant de 10 à 50 cm (photo 8) cependant, sur les surfaces planes elles se transformaient en réseaux de micro-polygones. Ces fentes ainsi que les fissures plus anciennes déjà partiellement remplies de fin détritus rocheux formaient sur les versants des systèmes parallèles. Les intervalles entre eux étaient du même ordre de grandeur que celui que l'on a mentionné plus haut comme caractéristique et moyen pour les systèmes des micro-sols striés. Il résulte des observations en et des analyses granulométriques que l'importance décisive revient en cette matière à la granulométrie du matériau du soubassement et en particulier au diamètre des grains dans la catégorie des particules pierreuses. Au petit diamètre de ces particules correspondent les petites dimensions des intervalles entre les fissures de dessiccation. Une loi, comme depuis longtemps, établit une dépendance stable entre la profondeur et la diamètre des structures de gel et la grandeur de la fraction pierreuse. (Meinardus 1912; Huxley & Odell 1924; Poser 1931, 1933; Czajka 1958). Cette loi se rapporte également aux structures de dessiccation. Dans les conditions granulométriques plus haut (fig. 7 — c) les processus

de dessiccation provoquent sur les versants la formation de fissures qui ont le même cours et la même densité que celle qui caractérise les systèmes des micro-sols striés. La concordance dans la répartition de deux systèmes dans l'espace est aussi très nettement marquée. De ces faits il résulte qu'il existe une parenté génétique entre les micro-sols striés et les fentes de dessiccation. Cette conclusion trouve sa confirmation dans les coupes géologiques (fig. 8) qui démontrent que les micro-bandes du terrain étudié se lient avec la présence des rigoles creusant le soubassement. Durant les périodes de dégel, le système des fentes de dessiccation peut subir un remaniement par l'érosion des eaux qui s'écoulent. Celles-ci prennent les fissures comme voies de l'écoulement organisé. En général cette transformation n'est pas considérable, il est rare qu'elle arrive à effacer les traits qui témoignent de la parenté des systèmes parallèles sur les versants avec les systèmes polygonaux sur les surfaces planes. Comme les observations l'ont démontré, les rigoles appartenant aux générations antérieures étaient déjà remplies par du détritus rocheux à grains fins et faisaient partie des systèmes de sols striés. Les stades de cette transformation étaient différents selon l'âge des fissures et la valeur de la pente du versant. Dans le processus de la transformation des rigoles en sols striés la coopération de la microcongélifluxion et de la macrocongélifluxion a joué le rôle principal. Il faut attribuer aussi un certain rôle à l'eau courante qui évacue les parties fines du matériau remplissant les rigoles et qui a ainsi contribué à esquisser nettement la structure en bandes.

Evidemment on ne peut pas exclure la possibilité de la parution sur le terrain étudié de micro-bandes qui ne présentent aucun lien avec les rigoles du soubassement et appartiennent à un type génétique totalement différent. Il semble cependant que les micro-sols striés caractérisés plus haut soient les structures les plus communes et les plus typiques pour les régions polaires. Le lien génétique de ces structures avec les processus de dessiccation explique la netteté des systèmes, leur parenté avec les réseaux de polygones et écarte toute une série de difficultés découlant du fait que dans les conditions polaires paraissent des cycles fréquents de gel—dégel de court durée.

Parmi les sols striés grands, typiques pour les hautes régions polaires, viennent au premier plan des structures trahissant une proche parenté avec les guirlandes de congélifluxion. Se basant sur la coupe géologique (fig. 6) on peut conclure que le champignon pierreux représentant la partie centrale, la plus importante de la structure en bandes, s'est formé à la suite de la coopération des processus de microcongélifluxion et de macrocongélifluxion qui agissaient avec une intensité variable dans les

différents stades du développement de la structure pierreuse. L'analyse de la situation du domaine des sols striés sur le versant ainsi que celle de son plus proche voisinage fournit d'intéressantes données aux conclusions d'ordre génétique. A partir de la description faite plus haut de la répartition des sols striés on peut conclure que l'ordre de succession des structures de gel sur le versant et, ce qui s'en suit, la situation du domaine des sols striés change selon la forme du versant.

Sur les versants concaves les sols striés occupent le segment inférieur concave qui présente une inclinaison allant de 3° à $11-12^{\circ}$. Le segment supérieur, incliné de $6-28^{\circ}$ appartient à la zone des guirlandes de congélifluxion. Plus haut, sur des segments encore plus fortement inclinés, paraissent déjà des cônes d'éboulis ou des coulées de blocaille. Au-dessous du domaine des sols striés, donc sur des surfaces presque planes, s'étend la zone des cercles et polygones pierreux. La ligne de démarcation entre la zone des sols striés et celle des structures en guirlandes est d'ordinaire peu distincte et très diversifiée (fig. 3). Dans des conditions lithologiques et hydrographiques favorables à leur développement les deux structures la transgressent aisément. La présence de nombreuses formes intermédiaires prouve que ce sont des structures fortement apparentées. La limite inférieure qui sépare la zone des sols striés du domaine des cercles et des polygones pierreux, est claire et nette. Elle sépare des structures ne présentant pas de liens génétiques.

Sur un versant convexe l'ordre de succession des structures est différent. Le segment supérieur, le moins incliné, est occupé par les cercles et les polygones pierreux qui, plus bas, sur le segment où la pente croît, se transforment graduellement en guirlandes de congélifluxion et ensuite en sols striés. Les cônes d'éboulis occupent les segments inférieurs, les plus abrupts.

Les différences dans la position de la zone des sols striés se lient à la différenciation des fonctions morphogénétiques des divers segments du versant convexe et du versant concave. Toujours cependant la proche parenté génétique des sols striés et des guirlandes de congélifluxion se signale. La parution de nombreuses formes intermédiaires en témoigne le mieux. En conséquence il faut considérer la genèse des structures en bandes en corrélation avec l'ensemble des processus coopérant à la formation des sols structuraux. Dans les cercles et les polygones pierreux les processus de microcongélifluxion ont une importance décisive, car c'est grâce à eux que se forme l'auréole détritique. Dans les guirlandes de congélifluxion ces processus continuent à prévaloir, mais l'action de la macrocongélifluxion commence déjà à être visible. Elle a pour effet l'extension d'auréole détritique le long de l'axe d'inclinaison. Sur

les segments du versant situés plus bas prédominent les processus de macrocongélifluxion qui provoquent la rupture du front de l'auréole détritique et, de cette manière, sa transformation en sol strié. Ce qu'il y a d'intéressant c'est que, dans le cas d'un versant convexe, la macrocongélifluxion acquiert cette prépondérance sur le segment où la valeur de la pente augmente et sur le segment où elle diminue dans le cas d'un versant concave. Il semble que ceci résulte de la variabilité des fonctions morphogénétiques des fragments respectifs du versant convexe et concave.

Les meilleures conditions pour le développement plein et libre des processus du type de macrocongélifluxion règnent dans la partie inférieure du versant concave. Dans l'extension des parties supérieures de ce versant une plus grande force de gravitation influe, il est vrai, sur les débris. Cette force résulte d'une grande pente, mais les processus de macrocongélifluxion y sont freinés par un frottement relativement grand. Celui-ci résulte d'une quantité insuffisante de fraction pulvérulente qui est constamment évacuée par les processus de ruissellement. De plus, le degré de saturation des débris par eau y est beaucoup plus faible et d'une plus courte durée que dans la partie inférieure et ceci influe aussi sur la formation du frottement. Ce n'est que dans la partie inférieure du versant que les conditions sont plus favorables à la saturation des débris en eau et à une participation plus importante des matériaux pulvérulents dans leur composition granulométrique tandis que la pression de gravitation des couvertures situées plus haut est suffisamment grande pour le plein développement des processus de macrocongélifluxion.

Sur le versant convexe ces conditions sont beaucoup moins bonnes et pour cela l'importance de la congélifluxion dans l'ensemble des processus de versant est moins grande. Les processus de ruissellement en filets y occupent la place primordiale. Les possibilités du développement des processus de macrocongélifluxion résident uniquement dans le fragment supérieur, juste au-dessus de la convexité de versant se signalant dans le profil général. Un peu plus haut il n'existe plus de telles conditions vu une trop petite activité de la force de gravitation. D'autres éléments indispensables pour la formation et le développement de la congélifluxion sont favorables. Grâce à eux la microcongélifluxion peut y agir et, par elle, dans cette zone se forment des cercles et des polygones pierreux. Avec l'acroissement de l'inclinaison augmente l'importance de la macrocongélifluxion et l'action de la microcongélifluxion disparaît. Au-dessous de la convexité de versant règnent les mouvements de gravitation et de plus se signale un fort creusement de l'écoulement organisé.

Les sols striés de cette catégorie génétique appartiennent aux éléments les plus typiques et caractéristiques du microrelief des surfaces de

versant dans l'extension des régions arctiques et c'est pour cela qu'ils ont fait l'objet des recherches et ont donné lieu à des conceptions génétiques. Dans la nouvelle littérature se signale la concordance des opinions concernant ce fait que ces structures apparaissent à la suite de la coopération de la microcongélifluxion et de la macrocongélifluxion (Sörensen 1935; Ahlmann 1936; Dege 1941; Troll 1944; Bryan 1946; Büdel 1948). En conséquence l'auteur a pris principalement en considération les problèmes concernant les aspects morphologiques de la genèse et non de son essence géologique. Le rattachement du problème de la genèse des sols striés avec l'ensemble des processus de versant est, à ce qu'il semble, utile pour éclaircir les liens génétiques et pour définir la place qu'occupent les structures en bandes dans l'ensemble des structures qui dans des conditions arctiques, se forment et se développent également sur des surfaces inclinées.

Cependant tous les grands sols striés qui apparaissent dans les ensembles ne font pas partie du type génétique décrit plus haut. Ceci concerne principalement ces structures qui, sur le terrain étudié, apparaissent sur des surfaces faiblement inclinées, les plus souvent sur celles dont la valeur de la pente se trouve dans les limites de 2 à 4°. Elles ne montrent pas de parenté avec les guirlandes de congélifluxion, par contre la parenté avec les processus de dessiccation se distingue bien nettement. La coupe géologique (fig. 4) de l'une des structures du système en bandes à la surface du sandr de Gåsbreen montre que les différences se signalant dans l'aspect extérieur des bourrelets convexes ont également leur justification dans la structure inférieure. Le sol strié ne possède pas dans sa coupe transversale la forme d'un champignon de détritus argileux, mais d'un coin composé presque uniquement de graviers du substratum discoïdes et placés verticalement. A ce point de vue apparaît nettement l'analogie avec la structure des micro-bandes qui, elles aussi, ont une coupe transversale cunéiforme. La partie centrale de la structure s'est donc formée à la suite du remplissage des fentes du soubassement par les graviers. On peut tirer cette conclusion non seulement de la coupe géologique mais également des traits qui distinguent les sols striés avoisinants et moins avancés. Chacun d'eux se lie avec une assez profonde fissure de la surface du soubassement. Quelques-unes d'entre elles sont tout à fait fraîches et vides, d'autres sont déjà en partie remplies par un matériau graveleux et rappellent bien, par leur aspect extérieur les sols striés. La partie cunéiforme décrite dans sa coupe géologique présente une fente de dessiccation, entièrement remplie de graviers, donc transformée en sol strié. Dans le premier stade le matériau limono-graveleux transporté par la gravitation et la microcongélifluxion

du plus proche voisinage s'accumulait dans cette fissure. L'eau qui y coulait emportait peu à peu les grains fins, et les graviers qui y sont restés étaient disposés verticalement dans la période de gel. Cette fente, contrairement aux fissures paraissant sur le territoire des micro-bandes, ne présente pas la forme simple de dessiccation. On peut conclure de l'importante largeur du coin que les processus de gel ont coopéré à son développement et ce sont eux qui l'ont ouvert. Grâce à ces processus se maintenaient pendant un assez long laps de temps des conditions favorables à l'accumulation des matériaux graveleux et par là même à l'agrandissement de la largeur de la structure. Ce matériau provenait non seulement de la surface, mais il a été également fourni par le soubassement à la suite de l'action du gel sur les grains d'un plus grand diamètre. En résultat de ce processus s'est formée un peu au-dessous du coin pierreux une zone demi-circulaire de matériau argileux, nettement plus pauvre en grains graveleux (fig. 4-2). Une forte sursaturation de ce matériau à la suite de l'écoulement continu de l'eau a eu une influence favorable sur l'intensité du gonflement par le gel qui a causé la courbure en arc la partie supérieure vers le haut. Grâce à cela se sont façonnées les formes des bandes tellement caractéristique pour ces structures. Son développement ultérieur consistait principalement en augmentation de la largeur. Dans la coupe géologique elle est représentée par des petites couches graveleuses qui adhèrent des deux côtés à la partie centrale, cunéiforme de la structure. Comme il résulte de la disposition des graviers en forme de dôme dans l'extension des champs argilo-détritiques qui séparent les bandes pierreuses, sur le terrain atteignant directement la partie centrale de la structure, agissaient des processus du gonflement par le gel extrêmement forts. Pendant les périodes de gel il s'y formait des collines de glaces. Pendant le dégel, sur leurs versants s'écoulait le matériau limono-graveleux, se dirigeait vers la partie centrale de bande pierreuse et ce n'est que là qu'il stagnait. Dans ce transport agissaient de pair les processus de la microcongélifluxion et de la macrocongélifluxion — pour cette raison le matériau rocheux se déplaçait suivant un arc dans la direction des parties marginales des bandes pierreuses. L'eau qui coulait abondamment pendant le dégel, a enlevé les parties fines et les graviers sont restés sur place et en temps de gel ils ont acquis leur actuelle position verticale. De cette façon la largeur première s'est développée amplement. Une double phase bien nette est la trait le plus caractéristique du développement génétique des sols striés de ce genre. Dans la première phase se forme la partie centrale de la structure, dans la seconde — ses parties marginales.

Sur le terrain étudié apparaissent les sols striés qui ne sont pas ho-

mogènes au point de vue génétique. Se basant sur les traits extérieurs, la structure géologique et la parenté avec les autres genres de structures par le gel, on y a distingué quatre principaux types génétiques: traînées détritiques, micro-sols striés, et bandes pierreuses de deux catégories différentes. Les premières se distinguent par des traits tellement différents qu'aucun doute ne peut surgir pour les isoler de tout l'ensemble des structures. Les deux autres types génétiques sont extérieurement bien semblables, mais leur structure géologique est différente et les rapports avec les structures similaires sont autres. Il semble donc que cette division en deux catégories bien distinctes est tout à fait justifiée.

Tous les sols striés du terrain étudié ne peuvent pas être englobés dans les types génétiques distingués. Certains d'entre eux sont formés de segments différents et ceux-ci devraient être considérés comme étant des structures polygéniques.

Traduction de S. Lazarowa

Bibliographie

- Ahlmann, H. W. 1936 — Surface markings. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of the 1931. *Geogr. Annaler*, Bd. 12.
- Andersson, J. G. 1906 — Solifluction a component of subaerial denudation. *Jour. Geol.*, vol. 14.
- Beskow, G. 1930 — Erdfliessen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 52.
- Bryan, K. 1946 — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. Sci.*, vol. 244.
- Büdel, J. 1948 — Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Frostklimate. *Erdkunde*, Bd. 2.
- Czajka, W. 1958 — Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. *Schles.-Schriften*, 190.
- Drygalski, E. 1904 — Zum Kontinent des einigen Südens. Deutsche Südpolarexpedition. Fahrten und Forschungen des „Gauss“ 1901—1903. Berlin.
- Dege, W. 1941 — Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. *Pet. Geogr. Mitt.*, Jhg. 87.
- Dylik, J. 1958 — Problematyka badań peryglacialnych lódzkiej grupy Polskiej Wyprawy na Spitsbergen w 1957 roku (summary: Periglacial investigations conducted in 1957 by the Łódź group of the Polish Expedition to Spitsbergen). *Przegl. Geofizyczny*, roczn. 3.
- Gripp, K. 1926 — Über Frost und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*.
- Gripp, K. 1927 — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abhandl. Naturwiss. Ver. Hamburg*, Bd. 21.

- Högbom, B. 1914 — Über die geologische Bedeutung des Frostes auf Spitzbergen. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, vol. 12.
- Huxley, J. S., Odell, N. E. 1924 — Notes on surface markings in Spitsbergen. *Geogr. Jour.*, vol. 63.
- Klatka, T. 1958 — Zagadnienie pasów kamienistych na południowym wybrzeżu Hornsundu (résumé: Le problème des bandes de pierres sur la côte sud du Hornsund). *Przegl. Geofizyczny*, roczn. 3.
- Meinardus, W. 1912 — Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*.
- Mortensen, H. 1930 — Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen in Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. *Pet. Geogr. Mitt.*, Ergzh. no 209.
- Nordenskjöld, O. 1911 — Die schwedische Südpolarexpedition und ihre geographische Tätigkeit. Wissenschaftliche Ergebnisse der schwedischen Südpolarexpedition 1901—1903. Stockholm.
- Philippi, E. 1912 — Geologische Beobachtungen auf Kerguelen. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Berlin.
- Poser, H. 1931 — Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. 22.
- Poser, H. 1933 — Das Problem des Strukturbodens. *Geol. Rundschau*, Bd. 24.
- Rathjens, C., Wissmann, W. 1929 — Oberflächenformen und Eisböden in Lappland. *Pet. Geogr. Mitt.*, Jhg. 75.
- Romanovsky, V. 1940 — Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. Résultats de la mission au Spitzberg. *C. R. Acad. Sci.*, 210, Paris.
- Salomon, W. 1929 — Arktische Bodenformen in den Alpen. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Heidelberg*.
- Sörensen, T. 1935 — Bodenformen und Pflanzendecke im Nordostgrönland. *Medd. om Grönland*, Bd. 53.
- Troll, C. 1944 — Bodenformen, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geol. Rundschau* (Dil.-Geol u. Klimaheft), Bd. 34.
- Ule, W. 1911 — Glazialer Karre- oder Polygonboden. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*.
- Werth, E. 1912 — Aufbau und Gestalt der Kerguelen. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Berlin.



photo de T. Klatka, 1957

Photo 1. Plaine de sandr de Gåsbre en. Sols striés dans la partie occidentale de la plaine



photo de T. Klatka, 1957

Photo 2. Plaine de sandr de Gåsbre en. Fragment d'une bande pierreuse d'un jeune stade. Une fente de dessiccation constitue l'axe de la structure



photo de J. Dylik, 1957

Photo 3. Plaine de sandr de Gåsbreen. Trainée detritique



photo de T. Klatka, 1957

Photo 4. Tsjebysjovfjellet, versant occidental. Sols striés

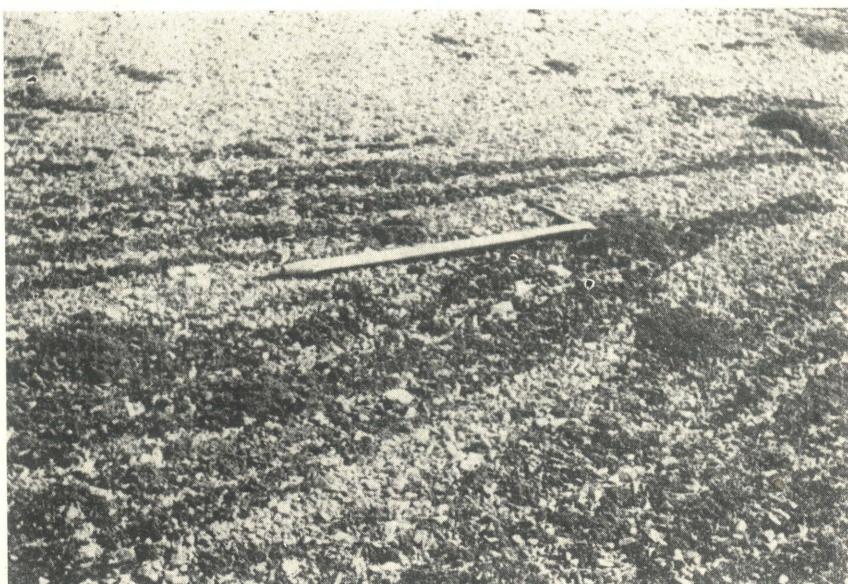


photo de J. Dylisk, 1957

Photo 5. Côtes occidentales de Gåshamna. Micro-sols striés



photo de T. Klatka, 1957

Photo 6. Côtes meridionales de la baie d'Andvika. Fragment d'une bande de pierres composée de galets sphériques de quarzite



photo de T. Klatka, 1957

Photo 7. Côtes meridionales de la baie d'Andvika. Sols striés au contact des affleurements des schistes sériciteux et des quarzites



photo de T. Klatka, 1957

Photo 8. Côtes occidentales de Gåshamna. Fentes de dessiccation récentes sur le versant de la terrasse littorale