

A. P. Gorbunov  
Alma-Ata

## LA RÉGION PÉRIGLACIAIRE DU TIAN-CHAN

Le terme *périglaciale* possède plusieurs interprétations différentes qui peuvent elles-mêmes constituer l'objet des études spéciales (Chetchukin, 1963; Dylík, 1964).

Ici, nous n'entrerons pas dans la discussion terminologique. Nous remarquerons pourtant que les notions originales, comme l'histoire de la science le montre, subissent fréquemment des transformations, souvent même prennent une signification tout à fait nouvelle. La notion originale donc n'est pas un canon immuable. Elle prend de la signification nouvelle et se transforme, le développement de la science déterminant le sens et le caractère de ce processus.

Le but principal de notre étude est d'attirer attention sur quelques questions concernant le développement du relief sous des conditions du pergélisol et du sol gelé saisonnier profond dans la haute montagne du Tian-Chan.

Le pergélisol se rencontre ici en général au-dessus de 3000 m d'altitude. Par ses traits thermiques le climat rappelle celui des régions septentrionales de l'Union Soviétique. Aux altitudes de 3000 à 3600 m les températures sont les mêmes que dans la toundra du litoral des Mers de Barents et de Kara. Au-dessus de 3600 m le climat est encore plus rude.

La région à pergélisol du Tian-Chan se caractérise par des températures moyennes annuelles au-dessous de 0°, un été court avec de fréquentes gelées nocturnes et un hiver long. La température la plus basse, —53,6°, a été mesurée dans le Bassin d'Aksai à l'altitude de 3150 m. La température moyenne annuelle aux altitudes voisines de 3600 m est de —7 à —8°. Les températures moyennes du janvier y atteignent —20° et moins. En juillet elles ne s'élèvent qu'à 4 à 5°.

Les données météorologiques de la station de Dolon (altitude de 3040 m) nous donnent l'information sur les lieux le plus „chauds” dans la région à pergélisol du Tian-Chan. La température moyenne annuelle y atteint —1,7°, celles du janvier et d'août étant respectivement —13,7 et 9,3°. Pendant des froids le plus forts la

température ne descend pas au-dessous de  $-31,1^{\circ}$  et les températures estivales ne dépassent pas  $24^{\circ}$ .

Le trait très caractéristique du climat de la région constitue le manque de la période sans gelées. Cela veut dire que même pendant des mois le plus chauds les gelées nocturnes ne constituent rien d'extraordinaire. En juillet par exemple, à l'altitude de 3600 m la température de l'air tombe parfois à  $-10^{\circ}$  et même à  $-15^{\circ}$ .

Sur la majorité du Tian-Chan soviétique la partie ouest mise à part le volume majeur des précipitations tombe aux mois chauds. Aux environs de la station météorologique „Tian-Chan” par exemple, sur les 285 mm de précipitations annuelles les 34 mm seulement tombent en période octobre—mars inclusivement. Les mêmes relations à peu près règnent aux bords du Lac Tchatyr-Kul, dans la vallée d'Aksaï et dans d'autres régions intérieures du Tian-Chan. C'est pourquoi sur d'anciennes surfaces d'aplanissement du Tian-Chan le tapis de neige est fréquemment mince. Dans plusieurs lieux, comme dans la vallée du Grand Naryn et du Sary-dzhaz, il manque complètement et la surface du sol n'est pas du tout protégée contre de grands froids.

Le développement du pergélisol est influencé aussi par d'autres facteurs. Il faut en rappeler le vent qui, en été, empêche l'échauffement du sol. En hiver, en nettoyant la neige, il favorise sa congélation profonde. Dans le haut Tian-Chan les vents atteignent des vitesses considérables et se caractérisent par une remarquable stabilité. Ils s'enragent surtout en été, dans la journée principalement. Sur le haut Grand Naryn par exemple sa vitesse moyenne atteint 4,5 m/sec. en été et 2 m/sec. en hiver.

La température du sol est aussi influencée par la nébulosité. Sa valeur est variable au cours de l'année. En automne et en hiver elle diminue la perte de la chaleur par le rayonnement thermique. Au printemps et en été la radiation solaire est réfléchie par les nuages, ce qui réduit l'échauffement du sol. Dans le Tian-Chan la nébulosité diminue nettement si l'on va des chaînes extérieures occidentales et septentrionales vers l'est et le centre de la montagne.

La limite du pergélisol oscille selon des lieux entre l'altitude 2700 et 3300 m. Là où les chutes de neige sont abondantes en hiver, aux versants ouest de la chaîne de la Fergana par exemple, il est possible qu'elle monte encore plus haut, vers 3500 m. D'autre part, à l'intérieur du Tian-Chan il y a des îles de pergélisol, même

dans la forêt à l'altitude de 2700 m. Des restes du pergélisol ancien se rencontrent dans de divers lieux à l'altitude de 2500 m, peut-être même un peu plus bas.

Selon nos calculs préliminaires la superficie totale du pergélisol dans le Tian-Chan mesure 64 000 km<sup>2</sup> à peu près, c'est-à-dire vers 18% de la superficie totale du Tian-Chan soviétique (Gorbunov, 1966a).

La puissance du pergélisol augmente en principe avec l'altitude. Aux altitudes de 3400 à 3500 m elle atteint, et même parfois dépasse, 100 m. A l'altitude de 4000 m elle dépasse probablement 200 m.

Le trait caractéristique du pergélisol dans le Tian-Chan constitue un grand nombre de *taliks* (lieux dégelés) liés avec de hauts lacs, vallons, fractures tectoniques et, peut-être, avec de grands glaciers de vallée. Dans le Tian-Chan nous connaissons bien des *taliks* atteignant l'épaisseur de 200 m.

La position de la surface du pergélisol dépend dans de grandes limites de la composition du sol, de son humidité, du relief et de nombreux autres facteurs locaux. Aux altitudes de 3000 à 4000 m, dans des sols tourbeux, elle se trouve en règle à la profondeur de 40 à 100 m, dans des sols argileux — de 100 à 250 m et caillouteux — de 200 à 400 m.

Le pergélisol dans le Tian-Chan est l'effet de la congélation lente du sol au cours des siècles. La cause principale de sa formation est l'exhaussement de toute la montagne, remontant au Néogène et continuant jusqu'à présent. Les conditions climatiques actuelles ne favorisent non seulement sa conservation mais encore causent son développement à l'époque actuelle.

Les formes périglaciaires dans le Tian-Chan sont en principe liées aux régions de pergélisol. L'action des facteurs physico-géographiques déterminant le développement du pergélisol mène simultanément à la manifestation de la majorité de ces formes.

#### LES FORMES DE GONFLEMENT

Les formes de gonflement sont très diverses dans le Tian-Chan. Dans les régions de pergélisol du Tian-Chan les buttes de gonflement (bugor) se développent en principe aux surfaces horizontales ou pentes douces. Dans certains cas des systèmes de petites buttes de gonflement apparaissent en dehors du pergélisol mais sur des

sols profondément gelés. Ce phénomène est nettement favorisé par la présence des roches litées tout près de la surface du sol agissant comme une couche imperméable.

Les systèmes de petites buttes de gonflement sur des près marécageux descendent même jusqu'à l'altitude de 2600 à 2500 m. S'il s'agit de grosses buttes saisonnières et multi-annuelles, nous n'en avons jamais rencontré au-dessous de 3000 m dans le Tian-Chan.

La limite supérieure des buttes de gonflement se trouve à l'altitude de 3800 à 3900 m. Plus haut les formations meubles sont en principe trop peu profondes et grossières ce qui ne favorise pas leur développement.

Le développement des buttes de gonflement dépend donc de plusieurs facteurs. Aux plus importants parmi eux appartiennent: le pergélisol ou autre horizon imperméable situé à la profondeur plus faible que la congélation hivernale, l'humidité et la composition du sol. Les conditions particulièrement favorables existent au voisinage des sources, dans des cuvettes thermokarstiques, aux basses terrasses alluviales, aux pieds des versants et aux terrains marécageux.

Parmi les formes diverses des buttes de gonflement il faut avant tout distinguer les formes qui se développent dans la zone active et celles qui se forment dans la couche du pergélisol.

Au premier groupe appartiennent les buttes saisonnières avec des lentilles de glace, les formes petites des buttes à cailloux. Au second — les buttes de gonflement multi-annuelles des cuvettes thermokarstiques.

Les buttes de gonflement saisonnières avec des lentilles de glace se forment surtout sur des sources et sourcins aux pieds de versants à l'exposition sud. Leur dimensions horizontales varient de 4—5 à 30 m, la hauteur étant de 1 à 2,5 m. Les buttes bombées sont souvent semées de fissures de pression (photo 1).

La structure interne varie. Il y a deux types principaux. Le premier est caractérisé par une voûte de glace d'une épaisseur de 0,5 m commençant à la profondeur de 0,5 à 1 m. Au-dessous de la voûte il y a une cavité dans laquelle, au moment de la formation de la butte, il y a eu de l'eau non gelée. C'est la pression de cette eau qui cause la formation de la butte.

Les buttes de gonflement du second type sont dépourvues de cavité. La lentille de glace s'y trouve directement au-dessus de la

surface du pergélisol. La puissance de la lentille ne dépasse en général pas 50 cm et son volume atteint plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>.

Le trait caractéristique des buttes saisonnières avec des lentilles de glace est ce qu'elles, une fois développées, se maintiennent quelques années. En été trop court en haute montagne, avec de fréquentes gelées nocturnes, les lentilles n'arrivent pas à fondre complètement. La fusion complète mène souvent à la formation de petites cuvettes thermokarstiques.

Les petites buttes de gonflement sont communes sur des surfaces marécageuses de la haute montagne. A l'opposé des buttes avec des lentilles de glace, elles sont réparties avant tout aux pentes à l'exposition nord où il y a de meilleures conditions pour les sols marécageux. Au cas où de petites buttes se manifestent aux pentes au-dessus de 5 à 10° les processus de gonflement s'enchaînent avec la solifluxion.

Les complexes les plus caractéristiques de ces formes se composent de multitude de petites buttes de 1 à 1,5 m en diamètre et jusqu'à 0,5 m de haut, rappelant des bosses épargpillées sans aucun ordre visible. Plus rarement on observe des buttes plus grandes, de 1,5 à 2 m en diamètre et jusqu'à 1 m de haut.

La structure interne varie. Les petites bosses ne contiennent pas de noyau gelé. La surface du pergélisol se trouve d'habitude à la profondeur de 40 à 80 cm au-dessous d'elles et n'est pas bombée de façon visible. La zone active pourtant est plissée en forme d'un anticlinal. La structure interne de ces bosses de gonflement démontre le rôle des processus de gonflement qui se manifestent par la suite de la congélation inégale du sol humide.

Les grosses buttes de gonflement observées aux prés et terrains marécageux possèdent une structure différente. Les horizons du sol formant la zone active y sont également plissées en forme d'un anticlinal. Au-dessous des buttes pourtant il y a un noyau de glace.

La structure de la butte de gonflement montre qu'elle se forme par l'irruption de l'eau sous la couche de la tourbe gelée. Le phénomène se manifeste probablement pendant la congélation des tourbières qui mène à la formation des bassins fermés dont l'eau est chassée pendant la congélation vers le haut et forme une bosse.

Les buttes à pierre s'observent aux rives des torrents, près de sources et sur de basses terrasses fluviatiles, là où le sol est suffisamment humide. Selon nos propres observations ces formes sont liées au pergélisol. Leur limite supérieure coïncide avec celle des sols limoneux et tourbeux.

Les buttes à pierre sont en général petites, de 0,5 à 2 m en diamètre, les plus grosses atteignant 3 à 4 m. La hauteur est de 40 à 60 cm, rarement atteignant 1 m. A la première étape de développement de la butte apparaît, sur le pré, un goflement à peine visible — une coupole gazonneuse. A la seconde — elle se transforme en une butte hémishérique tandis qu'à la surface du gazon apparaissent les premières fissures de pression. A la troisième étape la pierre sort de l'intérieur et apparaît au sommet. Le gazon et l'horizon du sol bombés lors de la formation de la butte se disloquent. La pierre apparaissant en surface favorise l'érosion du sol en son voisinage. En effet, sur le pré apparaissent de nettes formes de microrelief — des cuvettes rondes avec un bloc au centre. S'il y a de l'eau, on voit de petites mares avec un îlot — bloc rocheux au centre.

Le mécanisme du développement des buttes de gonflement à pierre est suivant: Les zones pierreuses du lit mineur se transforment en lit majeur qui s'envase progressivement. Les vases s'accumulent de plus en plus. Une humidité considérable du sol mène au développement de la tourbe et du gazon. La surface pergélisol monte. Les pierres recouvertes de limon se retrouvent en un certain moment à la surface du pergélisol ou à son voisinage. En automne la congélation de la zone active va non seulement de haut mais aussi de bas — à partir du pergélisol. Le tapis tourbeux ralentit un peu la congélation venant de haut ce qui favorise le soulèvement du bloc par la croissance des cristaux de glace au-dessous de lui. Le dégel estival cause l'affluence du limon vers le vide laissé à la place des cristaux de glace fondus. C'est pourquoi la descente du bloc en été est un peu moindre que le soulèvement en automne. Le processus se répète chaque année (peut-être aux années le plus humides seulement?) ce qui en effet pousse le bloc jusqu'à la surface du pré.

Le développement des buttes de gonflement à pierre exige donc certaines conditions. Avant tout il y a nécessité d'un bloc plus ou moins grand. En plus — d'un sol humide, argileux et tourbeux. Enfin, il doit exister le pergélisol. Il semble que les buttes de gonflement à pierre peuvent être considérées comme des indicateurs du pergélisol. Le problème ne peut pourtant être résolu finalement qu'après l'assemblage d'un nombre plus grand de faits.

Le second groupe — les buttes de gonflement multi-annuelles — est beaucoup moins représenté dans le Tian-Chan. Nous les avons observées aux altitudes de 3400 à 3500 m aux fonds des cu-

vettes de thermokarst et sur les sources ascendantes qui ne gèlent pas en hiver. Sous cet égard ce sont la contrée Kyzylechme et la côte méridionale du Lac Tchatyr-Kul qui nous apparaissent comme le plus intéressantes.

Les buttes de gonflement multi-annuelles, à l'opposé des buttes saisonnières, sont dues à la congélation des sols qui se trouvent en entier ou partiellement à l'intérieur du pergélisol. Au plan elles sont en général nettement allongées. Les plus grandes parmi elles atteignent 60 m de longueur et de 5 à 6 m de largeur. La hauteur ne dépasse pas d'habitude 1 m, rarement atteignant 2 m.

Les buttes de gonflement multi-annuelles ou les *hydrolacolithes*, comme on les appelle parfois, sont relativement rares dans le Tian-Chan. Nulle part elles n'atteignent des dimensions considérables comme en Sibérie. Il est difficile de dire quelque chose de précis sur leur âge. Il semble pourtant que certaines d'elles dépassent l'âge de plusieurs dizaines d'années. L'étude de leur structure exige des travaux spéciales et difficiles. Mais à présent déjà on peut constater que leurs noyaux de glace atteignent une puissance de 1 à 2 m voire davantage.

Dans le Tian-Chan donc, se développent de grandes et de petites buttes de gonflement, saisonnières et multi-annuelles, des bourrelets et des saillies de gonflement. Les formes grandes sont liées exclusivement aux aires de pregélisol. Les formes petites s'observent aussi de temps en temps en dehors des limites du pergélisol mais aux altitudes considérables.

#### LES SOLS STRUCTURÉS

Les sols structurés dans le Tian-Chan se développent en principe aux altitudes de 3000 à 4000 m.

Le pergélisol, la congélation saisonnière rapide et le dégel lent de la zone active, les phénomènes de regelation à la surface du sol et de nombreux autres facteurs physico-géographiques de la haute montagne mettent en marche plusieurs processus menant au développement des sols structurés. Certaines formes sont dues à un processus cryogène déterminé mais la majorité d'elles se manifestent grâce à la collaboration de plusieurs processus. Le rôle principal y est joué par les processus de gonflement différentiel local du sol, les fractures dues au gel, la pression cryostatique et la solifluxion.

Toutes les formes structurées du Tian-Chan peuvent être divisées en 8 groupes selon la classification de A. L. Washburn (1958): polygones, cercles de pierres, sols striés et gradins, avec et sans ségrégation.

Les polygones avec ségrégation ont l'aspect d'îlots (cellules) de matériel limoneux, à la forme polygonale, entourés par un bourrelet pierrieux.

Selon les dimensions les polygones avec ségrégation se développent sur des lieux humides des terrasses fluviatiles, aux lits majeurs des rivières, aux lits mineurs des torrents saisonniers et en marge des dépressions transformées périodiquement en lacs, aux surfaces planes au voisinage d'une source de l'humidité plus ou moins constante (sources, tarines, flaques de neige) et dans des dépressions de relief morainique. Parfois il y en a aux pieds des rochers, aux replats ombragés, presque horizontaux, avec du sol limoneux. Leur limite inférieure est marquée par celle du pergélisol, la limite supérieure est déterminée par la présence du limon dans les sols. C'est pourquoi on les observe entre 3000 et 4200 m.

Les cellules des polygones avec ségrégation sont soit entièrement, soit en partie recouvertes de gazon. Parfois la végétation y manque complètement. Celles-là s'observent aux endroits qui ne sont pas inondés, ou bien à des altitudes ne dépassant pas 3700 à 3800 m, tandis que les polygones avec des cellules dépourvues de végétation se manifestent aux lits des cours-d'eau et aux fonds des lacs, là donc où le sol subit des inondations pendant la période végétale. Le développement de la végétation peut être empêché par l'altitude (au-dessus de 3700 à 3800 m) où les conditions climatiques très rudes peuvent constituer l'obstacle insurmontable pour les plantes supérieures.

À la surface des cellules polygonales il y a parfois des réseaux de polygones avec ségrégation ou de polygones des fentes (sans ségrégation) secondaires ou tertiaires.

Les grands polygones avec ségrégation se développent par la ségrégation du matériel dans la zone active lors de sa congélation saisonnière. La ségrégation se fait jusqu'à la profondeur de 1 m et parfois un peu plus. La surface du pergélisol, au-dessous des réseaux polygonaux, se trouve en règle à la profondeur dépassant 130 à 150 cm.

Le développement des polygones mène à la diminution progressive des cellules et à la croissance des bourrelets pierreux. Ceux-ci

„mangent” d'une certaine façon les noyaux limoneux. Finalement, à leur place apparaissent et croissent des amas de pierres.

Les petits polygones avec ségrégation se manifestent et dévèn-d'avoit atteint l'étape des amas de pierres. Ceci arrive quand la source s'épuise, le lit majeur se transforme en terrasse, le lit mineur se déplace, la dépression lacustre se vide et dessèche, les pré-cipitations diminuent ou bien grâce à d'autres facteurs.

Les petits polygones avec ségrégation se manifestent et déve-loppent soit à l'intérieur de grands polygones, soit indépendamment d'eux. On les observe aux surfaces planes humides et nues aux altitudes au-dessus de 3500 à 3600 m en principe. Ils trouvent des conditions les plus favorables à l'altitude de 4000 m à peu près. Les sols y sont d'habitude très humides.

Les dimensions des petits polygones avec ségrégation sont de 10 à 20 cm à peu près. La largeur du bourrelet composé de fins débris atteint quelques centimètres. Les cellules limoneuses sont légèrement convexes. Le tracé des formes est proche à la forme hexagonale. Le triage du matériel atteint une profondeur de 5 à 10 cm.

Les petits polygones se manifestent par la suite de la ségrégation dans la couche superficielle du sol. La ségrégation est provoquée par la regelation. C'est cette couche-ci dans laquelle, chaque année, il y plusieurs dizaines d'oscillations de température autour de 0°.

Les polygones sans ségrégation (polygones des fissures) sont considérablement plus communs que les polygones avec ségrégation.

Les grands polygones des fentes de gel si caractéristiques pour la Sibérie Orientale sont rares dans le Tian-Chan. Nous n'en avons observé que des formes isolées sur des formations lacustres de la côte méridionale du Lac Tchatyr-Kul. Leur forme est à peu près tétragonale mais le contour le plus fréquemment n'est pas fermé. Les côtés atteignent de 8 à 10 m de longeur. La largeur des fentes est de 10 à 15 cm. Les fentes traversent toute la zone active (90 cm) et entament le pergélisol jusqu'à la profondeur de 20 à 30 cm. On n'a pas trouvé de bourrelets le long des fentes.

Le second groupe de polygones des fentes de gel, de dimensions moyennes, est beaucoup plus fréquent. Il s'agit des polygones caractéristiques pour les alpages. Les dimensions sont de 1 à 2 m. La forme se rapproche à l'hexagone (photo 2). Les polygones sont sou-vent légèrement convexes. On les observe aux surfaces dégagées. convexes, où la neige ne s'accumule pas et le sol gèle rapidement et profondément. Nous avons remarqué que le sol éclate au début

et au milieu de l'automne, même quand le sol est gelé jusqu'à la profondeur d'à peine 20 cm environ.

Les fentes s'élargissent peu à peu et les polygones se „consomment”, ce qui mène à la formation du microrelief caractéristique à petites buttes ou taches.

Les polygones des fentes de gel s'observent aux altitudes de 2700 à 3800 m. Des fragments polygonaux se forment aux surfaces nues même aux altitudes de 2300 à 2400 m. Ils se manifestent donc un peu au-dessous de la limite inférieure du pergélisol.

Les plus petits polygones des fentes de gel, constituant pour ainsi dire le troisième groupe morphologique, sont le plus fréquents dans la haute montagne. Il y en a partout aux sols limoneux nus aux altitudes de 3000 à 4000—4300 m. Dans des lieux plus humides ils sont plus grands, aux places élevées et sèches — moindres. Les dimensions des cellules varient entre 2—3 et 20—35 cm. La forme rappelle en général des pentagones et hexagones irréguliers. Leurs réseaux donnent l'idée d'un parquet (photo 3). La profondeur des fentes varie entre 1—2 et 4—5 cm. La cellule limoneuse peut être facilement séparée du substrat à cette profondeur-là et enlevée comme une lame de parquet. Le centre du polygone est composé de limon poudreux, très poreux, avec un peu de fins débris. Pendant de grands froids éclate non seulement le sol mais encore des coussins végétaux de haute montagne.

Le fait que les petits polygones des fentes de gel sont liés aux lieux où il y a des gelées nocturnes démontre leur rapport génétique avec les processus de la congélation superficielle du sol. On a remarqué que les petits polygones se renouvellent et acquièrent des contours plus nets quand une congélation nocturne atteignant jusqu'à la profondeur de 1 à 2 cm est précédée par l'humefaction du sol et suivie par la dessèchement diurne.

#### LES CERCLES DE PIERRES

Par leur forme les cercles avec ségrégation et sans ségrégation sont très rapprochés au polygones.

Les cercles avec ségrégation sont relativement rares et ne s'observent qu'au dessus de 3400 m. Leur présence est liée à des plans niveaux de dénudation, très caractéristiques pour les nombreuses chaînes du Tian-Chan Central. Les cercles ne se manifestent que là où il n'y a pas de tapis végétal continu. Les diamètres varient de quelques dcm à 1—2 m.



Photo 1. Butte de gonflement avec un noyau de glace

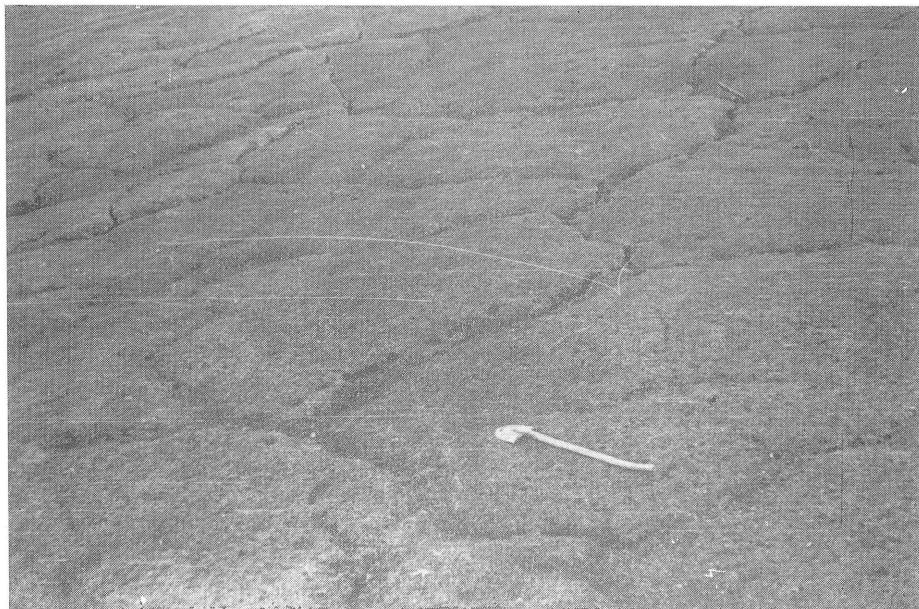


Photo 2. Polygones des fentes



Photo 3. Petits polygones des fentes

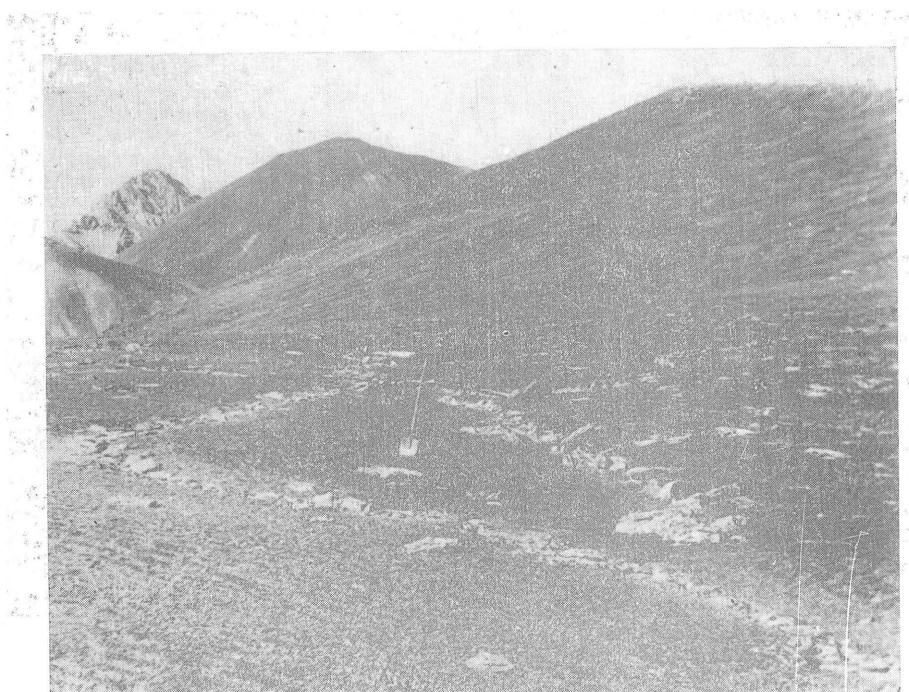


Photo 4. Sols striés avec ségrégation



Photo 5. Coulées de solifluxion

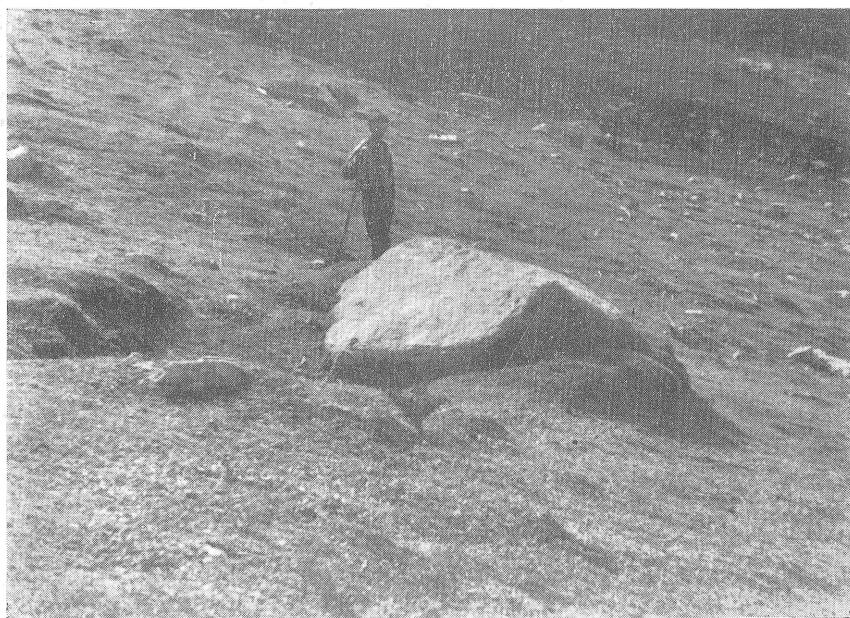


Photo 6. Bloc „rampant”



Photo 7. Cuvette récente à la surface d'une ancienne moraine

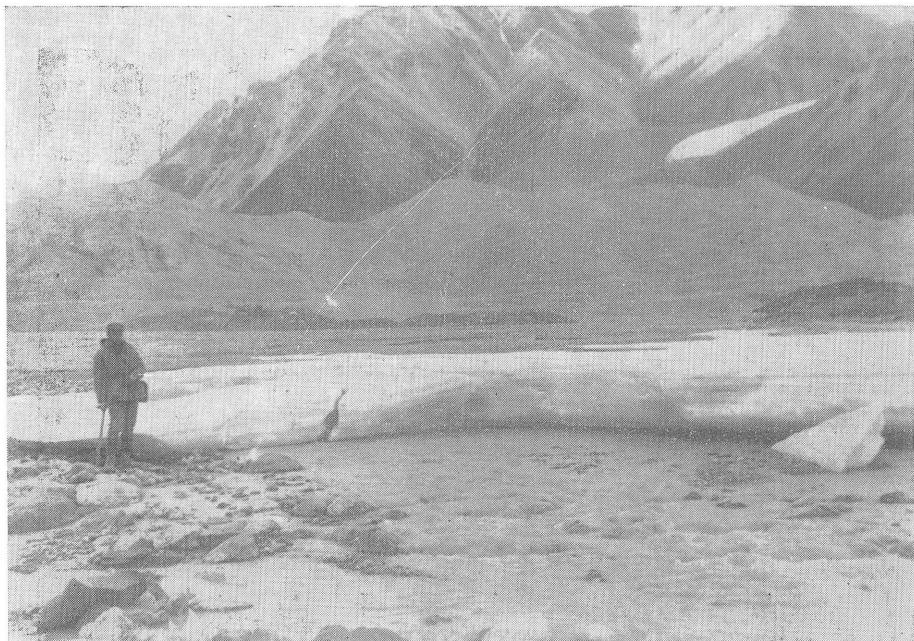


Photo 8. Restes des tarines à la fin d'août aux pieds d'une récente moraine frontale

Les cercles sans ségrégation sont beaucoup plus communs. Dans la littérature russe on les appelle *pyatna-medaliony* ou flaques de terre.

Les flaques de terre constituent probablement le phénomène cryogène le plus caractéristique pour la haute montagne du Tian-Chan. On les rencontre le plus souvent aux altitudes de 3000 à 3800 m. C'est-à-dire entre la limite du pergélisol et les alpages. Ce sont des îlots de limon ou de masse limoneuse avec cailloux, ronds ou étirés, parfois à des contours très irréguliers. Les îlots sont dépourvus de végétation et par conséquent très bien visibles sur le fond du tapis végétal. Les dimensions atteignent quelques dcm. Quand la pente augmente à 5—10° les flaques s'étirent nettement et s'unissent, passant à des sols striés. La surface des flaques de terre est couverte par des réseaux de polygones de fissures.

Il nous semble que les cercles aussi bien avec que sans ségrégation se développent par le mouvement cryostatique de la masse fluide. Pendant la congélation différentielle des sols contenant du matériel fluide, celui-ci devient emprisonné en des systèmes fermés. La diminution de leur volume, au fur et à mesure que le gel avance, augmente la pression de tous les côtés et la masse fluide est expulsée par des fractures en couches gelées. C'est pourquoi les flaques de terre sont proches aux formes de gonflement.

#### LES SOLS STRIÉS

Les sols striés avec ségrégation constituent des sols structurés tout à fait communs en haute montagne. Ce sont les équivalents, aux pentes, des polygones avec ségrégation grands et petits. Les grands sols striés ce sont des bandes de limon légèrement bombées, séparées l'une de l'autre par des drains de pierres gros ou petits (photo 4). La surface de ceux-ci est souvent légèrement concave et abaissée. Aux altitudes de 3000 à 3700 m les bandes de terre sont souvent couvertes d'un tapis végétal. Plus haut le tapis végétal manque. La longueur de sols striés varie de quelques à 20—30 m. Rarement elle peut atteindre 50 à 100 m. La largeur — de quelques dcm à 8—10 m. Les drains de pierres sont constitués par des cailloux au blocs. Leur largeur varie en général autour d'un mètre.

Les grands sols striés de la haute montagne se forment par la suite de l'activité de deux processus — ségrégation due au gel et solifluxion. A la première étape de développement le rôle principal est joué par la ségrégation, à la seconde — par la solifluxion. C'est

pourquoi on peut les classer aussi bien parmi les sols structurés que parmi les manifestations de solifluxion.

Les petits sols striés constituent les équivalents, aux pentes, de petits polygones avec ségrégation. Ils se manifestent aux mêmes altitudes et sous les mêmes conditions physico-géographiques.

Les petits sols striés se composent de bandes bombées de limon, séparées par des sillons remplis de pierres. La largeur des bandes et des sillons est la même, de 5 à 10 cm. Les bandes s'élèvent de quelques cm au-dessus des sillons. La ségrégation du matériel s'observe jusqu'à la profondeur de 5 à 10 cm.

Il arrive fréquemment que les petits sillons caillouteux et les bandes de limon se forment à l'intérieur de grands sols striés.

Les sols striés sans ségrégation se manifestent aux pentes recouvertes en entier ou partiellement par un tapis végétal. Leur forme est moins régulière que celle des sols striés avec ségrégation. Ce sont les équivalents, aux pentes, soit des flaques de terre, soit des polygones des fentes d'alpages. Au premier cas il arrive à la formation des bandes irrégulières, bien qu'assez nettes, longues de plusieurs mètres. Au second il y a des bandes sinuées, longues de 1 à 2 m.

#### LES GRADINS

Les gradins avec ségrégation sont liés aux hautes altitudes (3500 à 4200 m) où la végétation est souvent pratiquement absente. Il s'agit des équivalents des polygones aux centres dépourvus du gazon. On les rencontre assez rarement, aux pentes de 20 à 35°, au voisinage des affleurements rocheux. Aux pentes plus fortes ils se transforment en sols striés.

Les gradins avec ségrégation constituent des surfaces horizontales limono-caillouteuses ou graveleuses bordées en bas par des demi-cercles pierrieux. Les dimensions des replats rappellent celles des polygones avec ségrégation. Lorsqu'il y en a en proximité des flaques de neige ils sont très humides, d'où leur plus grande mobilité. Le mouvement de ces masses fluides augmente encore la tendance des versants à former les gradins.

Selon A. L. Washburn (1958) les gradins avec ségrégation constituent des phénomènes intermédiaires quant à la genèse entre les grands polygones avec ségrégation et les sols striés.

De même que les sols striés avec ségrégation les gradins triés sont un phénomène influencé considérablement par les processus de

solifluxion. C'est pourquoi ils occupent la place intermédiaire entre les phénomènes de gonflement et les manifestations de solifluxion.

Les gradins sans ségrégation se développent de façon double. Les formes le plus grandes s'observent aux pentes avec de rares lambeaux végétaux qui retiennent les coulées boueuses. La seconde catégorie, de petits gradins, se forme par transformation des polygones des fentes aux versants couverts d'un tapis végétal continu.

Les grands polygons, les sols striés et les gradins dans le Tian-Chan se manifestent donc exclusivement sur le pergélisol. La majorité de leur équivalents se manifestent aussi dans la région à pergélisol. Mais il y en a parfois en dehors de ses limites. À l'opposé de la première catégorie ils ne possèdent pas de lignes génétiques avec le pergélisol.

#### LES FORMES ENGENDRÉES PAR LA SOLIFLUXION

Les formes de solifluxion dans le Tian-Chan se développent à partir des pieds de la montagne jusqu'à la zone nivale inclusivement. Elles diffèrent pourtant selon la localisation.

Il faut avant tout mentionner les coulées de sols limoneux humides aux pentes nues, résultant du dégel de la zone superficielle. Nous les appelons *solifluxion superficielle*, car ce n'est que la couche superficielle du sol, à quelques centimètres d'épaisseur, qui coule. Le processus se manifeste de la façon suivante: Aux pentes nues exposées aux rayons solaires la couche superficielle dégèle et coule ensuite sur du matériel gelé encore. Cela mène aux coulées boueuses de forme variable.

La solifluxion superficielle se manifeste à toutes altitudes du Tian-Chan mais aux saisons diverses et à l'échelle variable.

Aux étages inférieurs de la montagne elle n'apparaît que là où l'horizon pédo-végétal est entamé (versant des ravins, niches d'éboulement, surfaces labourées et autres formes d'intervention antropogénique). Elle est la plus active aux pentes dépourvues du tapis de neige en automne tardif, en hiver et au printemps précocé, quand, aux jours ensoleillés, la surface du sol dégèle.

Si l'on monte de plus en plus la période dans laquelle la solifluxion superficielle se manifeste s'allonge. Au-dessus de 3000 m elle peut avoir lieu toute l'année. Les conditions particulièrement favorables pour ce processus existent aux altitudes entre 3700

à 3800 et 4200 à 4300 m. Là, premièrement, le tapis végétal est moins compact et disparaît enfin entièrement. La surface du sol devient donc complètement nue. Deuxièmement, même en juillet les gelées nocturnes gèlent le sol jusqu'aux profondeurs considérables (3 à 5 cm). Le dégel lent aux pentes nord provoque ensuite la solifluxion superficielle. Troisièmement, le sol à ces altitudes contient encore suffisamment des fines afin que des coulées se manifestent.

S'il s'agit de l'échelle, on ne peut pourtant nullement comparer la solifluxion superficielle hivernale à celle qui se manifeste en été. Celle-là ne se manifeste que là où le tapis de neige manque. Celle-ci pourtant est un phénomène général, actif surtout aux pentes à l'exposition nord ou proche. C'est là donc où les gradins et les coulées s'observent surtout fréquemment.

Les grandes formes de solifluxion dans le Tian-Chan se développent dans la région à pergélisol et en rapport direct avec lui. Ce sont de diverses manifestations des coulées. L'étage solifluctif du Tian-Chan est situé entre 2800 et 4200 m.

La structure interne des formes de solifluxion dans le Tian-Chan est très variable, bien qu'elles se développent toutes par la suite de la coulée lente du sol. De tels facteurs pourtant que la valeur de la pente, sa forme plus ou moins accidentée, la composition et l'humidité du sol, la profondeur du pergélisol et d'autres conditions physico-géographiques locales sont la cause pour laquelle les formes de solifluxion possèdent de formes et des dimensions les plus diverses. Nous distinguerons parmi elles: (1) terrasses de solifluxion (infiltrations, coulées, langues, guirlandes, gradins); (2) coulées de solifluxion.

Les gradins qui bordent les terrasses de solifluxion ont, au plan, la forme de demi-cercles. Aux pentes douces ils sont doucement recourbés vers le bas, aux pentes fortes, par contre, ils sont étirés fortement au même sens. Au plan, les terrasses de solifluxion ont la forme des écailles, transformées aux pentes fortes (25 à 30°) en „langues” (photo 5). A part d'elles il y a parfois de petites cuvettes et buttes d'origine solifluctive.

Le développement de toutes ces formes est déterminé par le mouvement différentiel des masses à la même pente. A part la morphologie du versant même, il peut dépendre de la composition du sol.

La superficie des terrasses de solifluxion est d'habitude de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres carrés. Parfois elle peut atteindre quelques mille m<sup>2</sup>. Des dimensions surtout importantes s'observent aux pieds de montagnes. C'est là où les processus de solifluxion sont le plus actifs et le phénomène obtient la forme la plus pareille aux terrasses fluviales. Les terrasses des pieds de montagne s'étirent parfois sur centaines de mètres vers le bas de la pente, la largeur atteignant plusieurs dizaines de mètres. La superficie peut atteindre quelques mille km<sup>2</sup>.

Les terrasses et gradins isolés se rencontrent rarement aux versants. Le plus souvent les terrasses confluent entre elles produisant des guirlandes étirées au sens de la pente. On peut fréquemment observer toutes séries de telles guirlandes formant des complexes étagés.

Les terrasses individuelles et leur guirlandes confluent entre elles et coulent l'une sur l'autre produisant des masses terreuses rampantes que nous avons proposé d'appeler *traînées de solifluxion* (Gor'bunov, 1964a). A quelques exceptions près elles se développent aux pentes exposées au nord ou proches et occupent les surfaces entre les formes d'érosion.

Le trait caractéristique commun pour toutes formes des terrasses de solifluxion est un gradin frontal haut de quelques dcm à 1,5—2 m. Sa pente, sur les terrasses mûres, est de 40 à 60°.

Les coulées de solifluxion se manifestent quand des masses boueuses en mouvement se concentrent dans des creux allongés.

Les grandes coulées atteignent souvent plusieurs centaines de mètres de longueur et des dizaines de mètres de largeur. La hauteur de leur „têtes” est de 2 m d'habitude. La surface des coulées est légèrement inclinée, la partie terminale possédant la pente de 5 à 10°. Certaines coulées de solifluxion résultent de la confluence de deux plus petites.

A la surface de grandes formes de solifluxion il y a fréquemment des manifestations secondaires — des bourrelets et plis, des fissures et de petites buttes.

Selon les résultats des recherches menées dans le Tian-Chan le développement des terrasses et des coulées de solifluxion est possible grâce à la présence du pergélisol. Le sol boueux en glissant forme un pli initial qui s'arrête soit quand la pente diminue, soit à cause de n'importe quel autre obstacle. Le sol coulant gèle, ce qui cause la fixation du gradin. Au fur et à mesure que de

nouvelles masses boueuses arrivent la hauteur du gradin augmente. La surface de la terrasse croissant progressivement, sa pente s'adoucit peu à peu, ce qui mène à l'extinction du processus de solifluxion et ensuite à la dégradation du gradin.

Comme un groupe spécial des phénomènes de solifluxion il faut classer les *blocs glissants* ou *rampants*, observés de temps en temps aux versants nord du haut Tian-Chan, couverts du tapis végétal. Dans la littérature on les appelait d'abord *blocs marchants* ou *errants*. A notre avis pourtant ces deux termes n'expriment pas du tout la manière du transport. Le second souligne même nettement un certain caractère désordonnée du mouvement. Les blocs glissants ou rampants déforment nettement le gazon des alpages (photo 6). Par la suite, il arrive à la formation des bourrelets de quelques dcm de haut. Derrière les blocs il y a parfois un distinct creux allongé ou rond. Dans certains cas les creux possèdent la forme de petits sillons de quelques dcm de long. La largeur correspond à la taille du bloc. Les diamètres des blocs ramparts varient de quelques dcm à 1—2 m et même davantage.

La formation des sillons est due à la marche du bloc plus rapide par rapport au mouvement solifluctif des masses boueuses. Leur développement peut se produire aussi en dehors du pergélisol, mais là où le sol gèle profondément et dégèle partiellement aux versants enneigés. Les blocs rampants se rencontrent aussi bien là où il y a des terrasses de solifluxion que là où il n'y en a pas. Nous les avons observés aux pentes de 10—15° à 20° et même un peu plus. Dans le Tian-Chan intérieur il n'y en a pas en principe au-dessous de 3100 à 2800 m. Au versant nord de l'Ala-taou transilien on a observé des blocs rampants même si bas qu'à l'altitude de 2300 à 2400 m. C'est ici où, sous conditions d'humidité meilleure, il y a des exemples le plus classiques.

Les processus de solifluxion dans le haut Tian-Chan jouent un rôle géomorphologique important.

Les observations superficielles peuvent causer des erreurs. On peut par exemple prendre aisément les masses solifluctives pour des formations morainiques, surtout si elles forment un relief accidenté à des bourrelets et buttes, pareil au paysage morainique. Le cas le plus difficile constituent d'anciennes formations morainiques remaniées par la solifluxion. Cette difficulté avait déjà été relevée par K. K. Markov (1948). La manifestation de la solifluxion et la distance traversée par elle dépendent de la pente sur laquelle

les moraines se sont accumulées, de la composition des formations morainiques et de leur humidité.

Selon nos propres observations les processus de solifluxion peuvent niveler le relief morainique et le masquer de cette façon. Sur le haut Koylon par exemple une dépression lacustre intramorainique a été complètement ensevelie par une masse solifluctive venue du versant.

On a constaté l'influence importante que les phénomènes de solifluxion exercent sur l'activité fluviale. Dans certains cas les masses solifluctives peuvent déplacer les lits des rivières et des torrents montagneux contre le versant opposé et causer l'asymétrie de certaines vallées.

#### LES FORMES THERMOKARSTIQUES DE RELIEF

Le thermokarst dans le Tian-Chan est lié à la fusion des glaces du sol — de la glace de ségrégation (migration) et de la glace d'intrusion (injection).

Les processus de thermokarst sont le plus caractéristiques pour les moraines frontales des glaciers récents. A présent — quand leur majorité recule, il y a des conditions particulièrement favorables pour l'ensevelissement de la glace. La fusion de cette glace cause des changements importants dans la structure primaire des moraines frontales.

Un certain nombre d'informations sur les formes et l'échelle des tassements de thermokarst aux moraines frontales actuelles peut être trouvé dans les travaux de Z a b i r o v (1947), A v s y u k (1953), B o n d a r e v (1963) etc.

Les affaissements de thermokarst, liés directement au pergélisol, sont relativement rares dans le Tian-Chan. La haute montagne est surtout le domaine des roches litées. Des sols pierreux gelés, remplissant les dépressions et tapissant les versants, deviennent rarement l'arène de l'activité des processus thermokarstiques. Ils ne se manifestent que là où il y a de la glace ensevelie dans le sol. Les formations meubles d'une puissance et d'une extension plus importantes sont un rare phénomène dans la montagne.

Il est évident que plus accidenté le relief, moins de chances pour l'accumulation et la conservation prolongée des formations

meubles. C'est dans le Tian-Chan intérieur où il y a des conditions les plus favorables pour cela. C'est là donc où les affaissements de thermokarst sont le plus fréquents. Ils sont surtout communs aux côtes des lacs Tchatyr-Kul, Son-Kul, aux moraines anciennes Taragaya et Karasaya, aux syrts Arabelskiy et Kumtorskiy et dans la vallée du haut Sarydzhaz.

On admet en général que les affaissements de thermokarst dans le haut Tian-Chan se sont manifestés et se développent encore actuellement grâce à la fusion des blocs glaciaires ensevelis (Kachkarov, 1937; Surgay, 1956; Zolotko et Chupakhin, 1960). En effet, la majorité des cuvettes profondes sur d'anciennes moraines possèdent bien cette genèse-là. Les formes de thermokarst pourtant que l'on observe en dehors des moraines récentes sont liées surtout à la fusion de la glace du pergélisol ou du sol gelé saisonnier.

La genèse des formes de thermokarst observées aux moraines est liée principalement à la fusion des blocs glaciaires et des tarines fossilisés par les formations morainiques. On ne peut pourtant pas exclure la possibilité qu'il y ait parfois des affaissements liés à la fusion des avalanches de neige ou des glaces fluviatiles ou lacustres ensevelies.

Aux formes le plus intéressantes appartiennent les affaissements de thermokarst aux moraines du Pléistocène supérieur (photo 7). L'évolution de la majorité d'eux s'est déjà terminée et il s'agit des formes héritées. Dans de certains lieux pourtant, aux syrts, l'évolution de ces formes continue. Ce sont les moraines anciennes des syrts Taragay et Karasay qui sont surtout intéressantes sous cet égard. Leur surface est littéralement parsemée par des cuvettes profondes. Les plus grandes parmi elles atteignent 200 à 300 m de diamètre et 30 à 40 m de profondeur.

Sur la moraine Taragay un certain nombre de cuvettes est encore actif. On peut en juger d'après les fentes observées à leurs versants.

Les plus grandes cuvettes de ce genre, dues à la fusion des tarines ensevelies, atteignent 8 à 10 m de diamètre et 2 m de profondeur.

Les formes de thermokarst liées directement au pergélisol se développent pendant la fusion de la glace de ségrégation (migration) et de la glace d'intrusion (injection).

Les phénomènes de thermokarst liés à la glace de ségrégation s'observent sur de dépôts lacustres ou sur d'anciennes formations morainiques riches en glace du sol. Ils sont surtout caractéristiques pour le Tian-Chan intérieur où il y a des masses préservées d'argiles, limons et sablons lacustres d'âge pléisto-holocène. La profondeur de telles cuvettes de thermokarst ne dépasse en général pas 4 à 4,5 m. Les plus grandes d'elles atteignent quelques dizaines de mètres en diamètre. Des formes composées peuvent s'étendre sur quelques centaines de mètres.

Nous ne disposons pas de preuves indiquant l'origine climatique du thermokarst actuel dans le Tian-Chan. Sur la côte sud du Lac Tchatyr-Kul par exemple, où il y a beaucoup de cuvettes de thermokarst, on observe le développement actif des fentes de gel. Cet état des choses ne témoigne plutôt pas d'un réchauffement général du climat. En plus, il faut remarquer que les données météorologiques de la Station Tian-Chan, comprenant la période de 35 ans, ne donnent aucune indication d'un réchauffement climatique aux syrts.

Il semble que la majorité des cuvettes se développent grâce aux processus d'érosion et d'abrasion.

Le thermokarst développé sur de la glace d'injection est beaucoup plus fréquent. Un groupe de cuvettes se manifeste sur les buttes de gonflement saisonnières, l'autre sur les hydrolaccolithes. La fusion des lentilles de glace dans les buttes de gonflement saisonnières mène au affaissement du gazon rompu lors du gonflement et à la formation des mares rondes ou ovales de 10 à 20 m en diamètre, c'est-à-dire de même taille à peu près que les buttes qui rarement dépassent cette valeur. La profondeur des mares ne dépasse pas 1 à 1,5 m. Vers la fin de l'été les mares se dessèchent souvent, laissant des cuvettes rondes, ovales ou à forme plus compliquée. Parfois, au voisinage des mares il y a des buttes de gonflement en train de se former ou de se disloquer. Il faut remarquer que la fusion des lentilles de glace dans les buttes saisonnières est lente et dure d'habitude quelques années.

Les cuvettes formées sur des hydrolaccolithes sont de même taille que celles développées sur des buttes de gonflement saisonnières. Leur profondeur pourtant est un peu plus grande (jusqu'à 2 à 2,5 m). Parfois, au fond de certaines grandes cuvettes il y a des traces du développement des hydrolaccolithes et de la fusion consécutive qui peut se répéter même jusqu'à trois fois.

## LES TARINES

Les tarines (*naledi*) diffèrent de toutes les autres formes péri-glaciaires par leur courte durée. La majorité des tarines se forment en automne et disparaissent à la fin de l'été suivant.

Nous n'avons pu que rassembler les données générales concernant les tarines. Il y en a sur le pergélisol et un peu plus bas que sa limite inférieure. Vers le haut les tarines se rencontrent jusqu'à l'altitude de 4000 m et un peu plus. V. A. Blagoobrazov (1960) en a observé en Akchiyrap à l'altitude de 4200 m.

L'étage des tarines dans le Tian-Chan s'étire sur 2000 m. Ce qui frappe l'oeil c'est un rapport remarquable des tarines aux langues de glaciers de vallée moyennes et grandes. Selon les observations de V. A. Blagoobrazov, faites dans le massif Akchiyrap, il y a des cas où certaines tarines couvrent les langues glaciaires sur la distance de 50 m et plus et, à cause de contenu minéral plus faible, les protègent en été contre la fusion. Blagoobrazov (1960) remarque aussi un cas curieux d'une tarine développée directement à la surface du glacier.

Les plus grandes tarines se manifestent aux champs de sandres adhérant aux glaciers de vallée (photo 8). Les moindres formes des tarines s'observent aux versants, dans des ravinéaux au voisinage des glaciers suspendus et des glaciers de cirque.

Aux sandres de grands glaciers de vallée les tarines peuvent, selon Blagoobrazov, atteindre, au moment de leur développement maximal, 10 à 15 km de longueur et peut-être davantage. La largeur est de plusieurs dizaines et très souvent même de quelques centaines de mètres. La puissance, selon Blagoobrazov, atteint parfois 6 m. A la fin d'août 1957 nous avons rencontré des restes de tarines de sable en Akchiyrap dont la puissance était de 2 à 2,5 m. L. G. Bondarev (information verbale) a observé des tarines jusqu'à 4 m d'épaisseur.

La glace des tarines est nettement stratifiée. Dans certains cas nous avons réussi à compter jusqu'à 20 couches de 3 à 10 cm d'épaisseur chacune. La structure de la glace montre que les tarines se forment par la congélation de l'eau jaillissante et par l'accumulation de la neige gelée, imbibée d'eau.

Les plus grandes tarines dans le Tian-Chan se forment par la suite de la congélation des eaux superficielles et souterraines cou-

lant sous des lits majeurs, sur des sandres caillouteux où les vallées s'élargissent. Leur développement commence en octobre—novembre. La dégradation a lieu entre la fin de l'été et le début de l'automne. Certaines formes peuvent se maintenir tout l'été ou même quelques années.

La manière de nourrissement des tarines glaciaires exige des études spéciales. La manifestation de grandes tarines au voisinage du front glaciaire est possible grâce à l'alimentation lente et continue par des eaux sous-glaciaires en automne et en hiver. La fusion des glaciers du Tian-Chan intérieur se termine au début de septembre. La formation des tarines commence entre mi-octobre et le début du novembre et se prolonge jusqu'à la période entre mi-novembre et la fin du décembre. Pendant une période de 1,5 à 4 mois donc après l'arrêt de l'ablation les eaux sortent encore du glacier. Quelle est-elle leur origine? S'agit-il de l'eau d'ablation accumulée dans des formations meubles au-dessous du glacier ou bien de l'eau souterraine ascendante traversant le glacier? Une chose est certaine — la formation des tarines glaciaires indique que soit dans le glacier, soit au-dessous de lui il y a d'importantes réserves d'eau d'origine inconnue.

Les tarines glaciaires mises à part, il y a beaucoup de tarines de vallée dans le Tian-Chan intérieur. Elles se manifestent sur les lits majeurs des rivières et des torrents montagneux, aux pieds des versants de vallées, loin des glaciers ou dans des bassins fluviaires à l'alimentation tout à fait non-glaciaire. Elles sont alimentées par les eaux souterraines et superficielles.

Les grandes tarines s'observent aux lits majeurs et lits mineurs des rivières et torrents. Leur alimentation est en général compliquée et se fait par des eaux circulant sous le pergélisol, à l'intérieur du pergélisol ou bien au-dessous des lits mineurs.

Les tarines de vallées fluviales, que l'on rencontre le plus souvent plus bas que les tarines glaciaires, disparaissent en général au début de l'été. Parfois elles peuvent atteindre des dimensions gigantesques, de 30 à 35 km de longueur et de 100 à 150 m de largeur. La puissance de leur glace est de 1 à 2 m.

A la surface des tarines il y a parfois des buttes-tarines — des bosses allongées de glace, de 50 à 60 m de long et de 1 à 2 m de haut. Elles sont parsemées de fissures par lesquelles l'eau sortait de la glace.

Les tarines exercent une influence déterminée sur le relief et le développement des processus d'érosion dans les vallées fluviales.

Là où il y a d'habitude des tarines glaciaires on observe des accumulations pierreuses en forme de pavages. Les pierres y sont bien tassées, comme battues. Ce ne sont que les blocs le plus grossiers qui s'élèvent au-dessus de la surface homogène du pavage.

La formation des pavages est sans aucun doute liée aux tarines qui empêchent le développement du tapis végétal, du sol et du vernis désertique. C'est pourquoi les pavages sont bien distincts dans le paysage à cause non seulement de nudité mais encore de coloration générale différente.

L'origine du battement des pierres n'est pas claire. Il est possible que le poids de la glace des tarines y joue un certain rôle.

La superficie des pavages correspond aux dimensions moyennes des tarines. La formation et la préservation des pavages indique que les tarines se développent presque toujours à la même place.

En hiver et en automne les tarines de vallée provoquent l'érosions de la surface de basses terrasses. Nous avons eu l'occasion d'observer un phénomène intéressant. Dans une des vallées du haut Tian-Chan, en mars, la tarine couvrait le lit majeur caillouteux et dominait même un peu la surface de la première terrasse. L'eau sortant des fissures coulait volemment sur la surface de la terrasse formant toute une multitude de rigoles d'érosion. Les rigoles se développent, comme il paraît, au printemps quand les tarines existent encore. Il n'est pas exclu que l'humidité considérable des basses terrasses favorise nettement d'intenses processus de gel. Un grand nombre de fissures, rompant le tapis végétal, témoignent de cet état des choses.

Les plus grandes formes de relief périglaciaire dans le Tian-Chan sont donc réparties dans la région à pergélisol, c'est-à-dire au-dessus de 2800 à 3000 m d'altitude absolue. La majorité de ces phénomènes sont en train de se développer d'une façon active à l'époque actuelle. Les petites formes périglaciaires sont liées directement au gel saisonnier, aux diurnes cycles de regelation dans les sols surtout. Au-dessous de la limite du pergélisol ce sont les blocs ramparts et les polygones des fentes à forme hexagonale qui constituent les phénomènes périglaciaires le plus remarquables. On les observe, vers le bas, parfois même jusqu'à l'altitude de 2400 à 2300 m.

## Bibliographie

- Avsyuk, G. A., 1953 — Lednik Petrova (Le glacier de Petrov). *Raboty Tian-Chanskoy fiz.-geogr. stancii*, vyp. 2a; Moscou.
- Blagoobrazov, V. A., 1960 — Naledi gornoy sistemi Ak-Chiyrak (Les tarines du système montagneux Ak-Chiyrak). *Materialy glaciolog. issledovaniy Tian-Chana*, vyp. 2; Frunze.
- Chchukin, I. S., 1963 — O tak nazyvaemykh „periglacialnykh” yavleniyakh (Sur les phénomènes dits périglaciaires). *Vestnik Moskovskogo Gosud. Univ., Geografia*, vyp. 5.
- Dylík, J., 1964 — The essentials of the meaning of the term of »periglacial». *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. 15, nr 2.
- Gorbunov, A. P., 1958 — Nekotorye rezulatyat rekognoscirovotchnykh rabot po izucheniyu vetchnoy merzloty na Arabelskom syrte Vnutrennego Tian-Chana (Certains résultats des travaux de reconnaissance sur le pergélisol du syrt Arabelskiy dans le Tian-Chan intérieur). *Trudy otdela geografii Akad. Nauk Kirgizskoy SSR*, vyp. 1; Frunze.
- Gorbunov, A. P., 1960a — O nekotorykh merzlotnykh yavleniyakh na syrtakh Vnutrennego Tian-Chana (Sur certains phénomènes dus au gel aux syrts du Tian-Chan intérieur). *Materialy glaciologitcheskikh issledovaniy Tian-Chana*; Frunze.
- Gorbunov, A. P., 1960b — Pustotelyy kholm (La colline vide). *Priroda*, nr 7.
- Gorbunov, A. P., 1964a — Soliflyukcionnye yavleniya v Tian-Chane (Les phénomènes de solifluxion dans le Tian-Chan). *Problemy paleografii i morfogeneza v polyarnykh stranakh i vyokogore*; Moskovskij Gos. Univ., Moscou.
- Gorbunov, A. P., 1964b — Pogrebennye laviny v Zailiyskom Ala-taou (Les avalanches ensevelies dans le Ala-taou transilien). *Vestnik Moskovskogo Gosud. Univ., Geografia*, vyp. 3.
- Gorbunov, A. P., 1965a — Vetchnaya merzlotna vo Vnutrenem Tian-Chane (Le pergélisol dans le Tian-Chan intérieur). *Vestnik Moskovskogo Gosud. Univ., Geografia*, vyp. 3.
- Gorbunov, A. P., 1965b — Merzlotnyj pojas Centralnogo Tian-Chana (L'étage de pergélisol du Tian-Chan Central). *Izvestiya Vsesoyuznogo geogr. obchchestva*, vol. 97.
- Gorbunov, A. P., 1965c — Nekotorye tipy podzemnykh ldov Tian-Chana (Ceratins types de la glace du sol du Tian-Chan). *Podzemnyj led*, vyp. 1; Moscou.
- Gorbunov, A. P., 1965d — O strukture nekotorykh tipov podzemnykh ldov Tian-Chana (Sur la structure de certains types de la glace du sol du Tian-Chan). *Podzemnyj led*, vyp. 2; Moscou.
- Gorbunov, A. P., 1965e — Podzemnoe „oledenie” Tian-Chana. (La glaciation „souterraine” du Tian-Chan). *Priroda*, nr 10.
- Gorbunov, A. P., 1966a — K izucheniyu podzemnogo oledeniya Tian-Chana (Contribution à l'étude de la glaciation souterraine du Tian-

- Chan). *Materialy VIII Vsesoyuznogo Mezhdunovodstvennogo sovech-tcheniya po geokriologii (merzlotovedeniyu)*, vyp. 3; Iakoutsk.
- Gorbunov, A. P., 1966b — Vetchnaya merzloata v Kirgizii (Le pergélisol en Kirghizie). Frunze.
- Kachkarov, D., Zhukov, A., Stanyukovitch, K., 1937 — Kholodnaya pustynya Centralnogo Tian-Chana (Le désert froid du Tian-Chan Central). Lvov.
- Markov, K. K., 1946 — O forme i proiskhodjenii moren v gorakh (Sur la forme et la genèse des moraines en montagne). *Utchenyye zapiski Moskovskogo Gosud. Univ*, vyp. 119: *geografia*, kniga 2, Moscou.
- Surgaj, V. T., 1956 — Nekotorye geomorfologicheskie yavleniya v Srednej Azii (Certains phénomènes géomorphologiques en Asie Centrale). *Trudy Inst. geologii Akad. Nauk Kirgizskoy SSR*, vyp. 7.
- Washburn, A. L., 1958 — Klassifikaciya strukturnykh gruntov i obzor teorii ich proiskhodjeniya (Classification des sols structurés et l'esquisse des théories de leur genèse). Merzlye porody Alaski i Kanady; Moscou (traduction russe).
- Zabirov, R. D., 1947 — Lednik Inyltchek (Le glacier Inyltchek). *Voprosy geografii*, nr 4, Moscou.
- Zolotko, S. I., Tchupakhin, V. M., 1959 — Prirodnye usloviya basseyna ozera Tchatyr-Kul (Les conditions naturelles du bassin du Lac Tchatur-Kul). *Izvestiya Akad. Nauk Kirgizskoy SSR*, Ser. est-tekhn. nauk, vol. 1, vyp. 2.