

V. L. SUKHODROVSKIJ*

Yakutsk

PARTICULARITÉS DE L'ÉVOLUTION DES VERSANTS DANS LES RÉGIONS DE PERGÉLISOL

En condition de sol gelé pendant plusieurs années, les parties les plus humides des versants en pente relativement douce et en équilibre — qui ne sont pas coupés par l'érosion fluviale ou glaciaire ni par l'abrasion — se caractérisent par un développement de la désagrégation par le gel et des processus cryogènes (solifluxion et *creep*). Sous l'action de ces processus, les versants prennent une allure caractéristique, influencée par la géologie et certains autres facteurs (exposition, composition des dépôts de couverture, abondance de la végétation et des sources d'humidité etc...).

Des versants bas en pente douce, formés dans les dépôts sableux ou dans des autres dépôts meubles, ont un profil convexo-concave, incliné à la base de 2° à 10° (Fig. 1, A). La partie inférieure de ces versants subit un aplatissement sous l'action de processus cryogènes et déluviaux suffisamment intenses. Les processus cryogènes se manifestent avant tout sous forme de solifluxion favorisée dans le manteau de débris par une abondance de la fraction poussiéreuse issue de la désagrégation par le gel de sédiments divers, même sableux. Les processus déluviaux comprennent le ruissellement diffus, déplaçant les grains fins non consolidés par la végétation, ainsi qu'un lavage par suffusion de mêmes grains des horizons imbibés d'eau du mollisol. Ces processus, ainsi que d'autres non présentés, sont les plus actifs aux fonds des vallons en berceau, qui se manifestent le plus souvent sous forme de petits vallons allongés le long de la pente, qu'on peut très bien distinguer de loin d'après la teinte plus foncée que celle des élévations voisines.

Du fait de l'aplatissement de la partie inférieure des versants, la pente de la partie moyenne, moins humide, s'accentue et recule lentement, pendant que la partie supérieure est soumise à un certain abaissement. Tous ces phénomènes sont la conséquence du *creep* et, pour une part, de la solifluxion; le rôle d'agent de transport de l'eau dans la partie supérieure et moyenne de versant est relativement petit, ce qui peut expliquer le développement négligeable des vallons en berceau.

* Institut pour les Etudes du Pergélisol de l'Academie des Sciences de l'URSS.

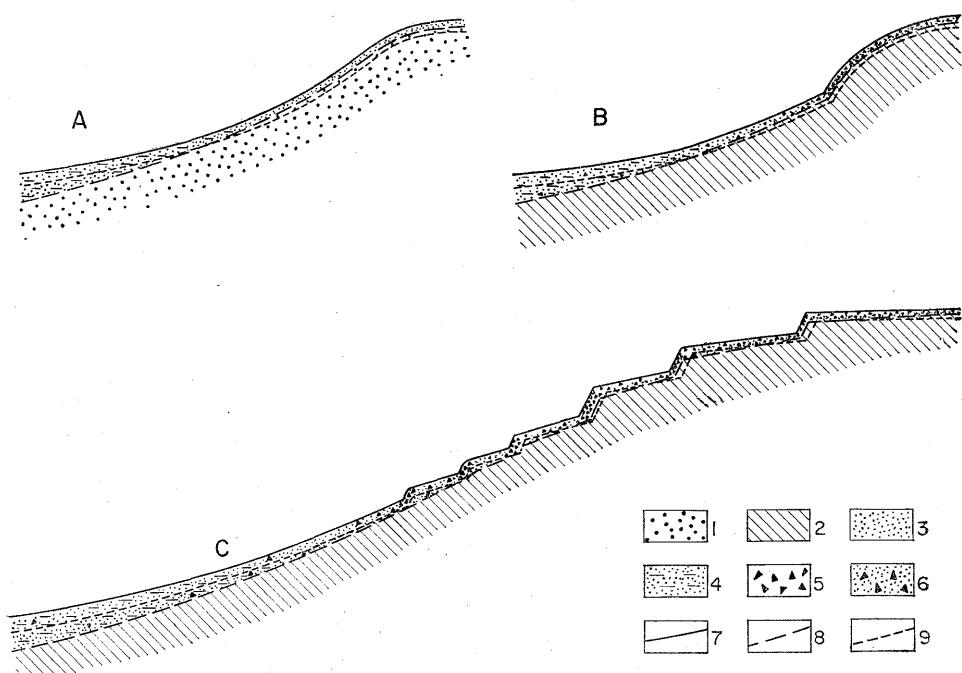


Fig. 1. Profils schématiques des versants dont la formation est influencée par les roches gelées pendant plusieurs années consécutives

A. versant bas, formé dans les sédiments sableux (ou dans autres sédiments peu résistants); B. versant bas, formé dans les roches résistantes; C. versant haut (de montagne), formé dans les roches résistantes

1. substratum sableux; 2. roche-mère résistante; 3. sédiments sableux meubles de versant; 4. sédiments sablo-argileux, meubles, de versant; 5. accumulations de débris grossiers, meubles, de versant; 6. sédiments meubles, grossiers à matrice sableuse ou sablo-argileuse; 7. surface du versant; 8. surface de la roche-mère; 9. surface des roches gelées pendant plusieurs années consécutives

La composition homogène des dépôts à granulométrie fine entraîne la formation de versants aux contours harmonieux.

Les versants peu élevés et en pente douce, entaillés dans les roches cohérentes magmatiques, métamorphiques ou dans les roches dures sédimentaires ont une rupture de pente concave bien distincte entre la partie moyenne, raide (au-dessus de 20°), et l'inférieure, en pente douce (jusqu'à 15°), (Fig. 1, B). Sur la partie en pente raide, souvent développée en forme d'abrupt, il y a un couvert de matériel grossier, d'une épaisseur oscillant entre 0,5 et 2 mètres, composé de gros débris rocheux mêlés d'un peu de gravier et de sable. Au-dessous de cette rupture de pente, on observe un mélange de matériel grossier et fin, le second s'accroissant en quantité le long de la pente, vers le bas. Dans le secteur proche de la rupture nommé „piédestal”, l'épaisseur du manteau égale 0,5–2 m tandis qu'à la base des versants elle atteint ou même dépasse une dizaine de mètres.

La partie inférieure des versants s'adoucit de plus en plus sous l'action des processus cryogènes et déluviaux ainsi que grâce au rôle préparateur de la désagrégation.

gation par le gel affectant la roche mère s'étendant sous le manteau de débris du „piédestal”. Le premier groupe de processus se manifeste par la présence sur le „piédestal” de replats de dénudation et d'accumulation ainsi que de ceux d'accumulation et de processus cryogènes (de solifluxion) et, plus loin vers la base du versant, de vallons en berceau. La position fréquente des horizons supérieurs de la roche-mère dans la zone de mollisol joue en faveur de l'opinion considérant le grand rôle joué par la désagrégation par le gel.

Au fur et à mesure que la pente de la partie inférieure des versants devient de plus en plus douce, celle de la partie moyenne, relativement sèche, se redresse et se transforme en talus. Le drainage qui s'améliore en conséquence favorise sur le talus l'accumulation du matériel grossier soumis au lent déplacement de type creep ou, quand on a localement une pente raide dépassant la pente d'équilibre, en formant des éboulis de gravité et des glaciers rocheux. Un matériel fin, lavé du matériel grossier, s'accumule partiellement dans la zone inférieure du versant. Le développement des processus de versant ainsi que l'altération de la roche mère ont pour conséquence le recul du talus. Ce sont des amas de neige souvent transformée en glace et formant des sources qui y jouent le rôle important.

Il est remarquable que la quantité d'eau gelant dans le long du talus-même, où elle coule vite, est négligeable. Une nette amélioration des conditions de la formation de la glace se produit immédiatement au-dessous du talus, où la vitesse de l'écoulement d'eau diminue sensiblement, ce phénomène étant la raison essentielle de la formation de la rupture nette et concave du versant. La formation de la glace au „piédestal” favorise la désagrégation par le gel de sa roche mère ainsi que l'enlèvement des produits de cette désagrégation. En conséquence, les talus ayant des amas de neige s'accumulant à la base et fondant lentement, ont la pente la plus forte ainsi que l'aplanissement maximum de la partie inférieure voisine. Souvent, la formation de la nette concavité est favorisée par l'existence de sources d'eau de sol. Il est bien probable que les ruptures actuelles se développent sur les ruptures anciennes, formées dans les zones de contact lithologique ou tectonique.

La partie supérieure de versant, étant relativement bien humidifiée et couverte d'un manteau peu épais de matériel hétérogène, éprouve un lent abaissement sous l'action de la désagrégation par le gel et des processus cryogènes de versant. Dès lors, ce n'est pas par hasard qu'on rencontre ici fréquemment des petits replats cryogènes et des sols striés. C'est le ruissellement qui, à côté des processus déjà cités, prend part à l'évacuation des produits fins de l'altération de la partie supérieure du versant.

Les versants montagneux en pente relativement douce, formés dans les roches résistantes (Fig. 1, C), se caractérisent en général par la présence d'une suite de ruptures concaves qui leur donne une allure d'escalier. Chaque replat est voisin du côté de l'amont du „piédestal”. L'épaisseur du manteau de matériel meuble et sa teneur en matrice fine dépendent de la situation du replat sur le versant — elles diminuent vers le haut. En analysant un replat singulier, l'épaisseur du manteau

s'accroît vers l'aval, mais elle ne dépasse jamais 3 à 5 mètres. L'épaisseur des éboulis grossiers couvrant le talus varie selon sa hauteur; sur les escarpements les plus élevés, elle est plus petite et, dans certains endroits, on rencontre des abrupts en roche nue.

Sur les replats de versant, on observe l'activité des processus cryogènes et partiellement, déluviaux et la roche mère, affleurant ou s'approchant de la surface à leur amont, est soumise à la désagrégation par le gel. Les talus, sur lesquels la roche mère est désagrégée par les changements de température et par le gel, ont une arène mise en place par creep et éboulis, ces derniers étant beaucoup moins communs et l'éboulement agissant sporadiquement. La matrice fine, lavée du manteau hétérogène, est partiellement accumulée sur les replats sous-jacents et, partiellement évacuée hors des limites du versant. Le développement de tous les processus mentionnés, agissant sur les replats ainsi que sur les talus qui les limitent, est favorisé par l'accumulation des amas de neige saisonniers.

On a admis d'appeler replats de montagne¹ ou de cryoplanation les escaliers de versant situés le plus haut, évidemment ceux privés des caractères structuraux, mais morphologiquement bien exprimés. Les processus cryogènes participant dans leur formation, se développent ici dans leur aspect le plus pur, c'est-à-dire prédominent sur le ruissellement. C'est justement pour cela que les replats de montagne se forment sur les versants convexes, y compris sur les côtés externes des contreforts montagneux, dont la pente ne peut pas être trop expressive. Sur les versants concaves (par exemple, ceux des cirques montagneux), l'écoulement d'eau plus rapide empêche la formation des replats. L'auteur a consacré aux replats de montagnes une étude spéciale (SUKHODROVSKIJ, 1969).

Les faits présentés ci-dessous rendent possible une estimation de l'intensité des processus cryogènes de versant agissant sur les replats en escaliers. En résultat des recherches de L. S. TROCKIJ (1966) sur l'Oural Polaire, on établi qu'en amont du versant en escalier, dans la partie au-dessus de laquelle les escaliers disparaissent, le manteau de débris à l'épaisseur de 0,5 m se déplace de 1 à 4 cm par an, ce qui a pour conséquence un abaissement moyen du plateau, proche de 0,02 mm par an. Outre cela, une partie du matériel, en quantité non définie jusqu'à maintenant, est évacuée du plateau par les eaux, sous forme de substances dissoutes ou en suspension. Sans doute, le rôle de ce dernier facteur est secondaire dans le modelé du relief; dans un autre cas, le profil de versant prendrait une forme plus régulière, analogue à celle des versants de cirque de montagnes. Des faits présentés, il résulte que la vitesse de l'abaissement des replats en escaliers dont la roche mère se trouve dans la zone de mollisol se mesure en centièmes de millimètre par an.

La vitesse annuelle du recul des abrupts rocheux dénudés a été définie à la suite des recherches sur les processus de gravité effectuées dans quelques régions arctiques et de hautes montagnes. En Laponie du Nord, vitesse atteint 0,06 mm; sur le Spitz-

¹ Appelés également *terrasses de montagne*, *replats goletz*, *replats d'altiplanation*.

zberg (calcaires, grès et schistes), 0,02—0,5 mm (RAPP, 1960); sur la Terre François-Joseph (basaltes, dolorites) 0,07 mm (SUKHODROVSKII, 1967); dans le Tian-chan (aplithe), 0,17 mm (IVERONOVA, 1953). On peut supposer que les escarpements les plus communs, c'est-à-dire transformés uniquement sous l'action du creep, reculent avec une vitesse annuelle ne dépassant pas quelques centièmes de millimètre et, en tout cas, qu'ils ne sont pas moins stables que des replats de versant relativement plus plats, mais beaucoup plus humidifiés.

L'analyse des indices cités montre que la formation de plus larges replats de versant en conséquence du seul recul des escarpements devrait durer plus longtemps que l'âge maximum des roches gelées consécutivement. Quant au processus d'abaissement des parties plates, mais humides, de versant, son rôle dans le modélisé doit être beaucoup plus remarquable; on constate qu'elles occupent beaucoup plus de place que les escarpements. Voilà un exemple théorique illustrant notre conclusion prononcée ci-dessus: un escalier ou un replat de montagne typique, si on considère ses dimensions, c'est-à-dire de 300 mètres de large et limité en amont par un escarpement de 30 m de haut, pourrait se former par suite du recul de ce dernier à une vitesse de 0,03 mm par an, pendant 10 millions d'années et, en conséquence de la vitesse analogue de l'abaissement du replat pendant 1 million d'années.

Mais, il est peu probable qu'un abaissement des parties de versant relativement doux puisse être cause de la formation d'escaliers, si simultanément leur pente ne change pas. Il est donc plus juste d'admettre que chacun des replats s'est formé par suite de l'aplanissement des secteurs les plus humides de versants, dont la pente primaire a oscillé de 10 à 15°. C'est avec cette pente justement que les processus cryogènes de versant agissent 3 à 4 fois plus intensivement qu'avec une pente de 3—5° (JAHN, 1961; TROCKII, 1966, et d'autres). Sous ces conditions, les parties d'amont des fragments analogues s'abaissement à une vitesse qui n'est pas inférieure à 0,1 mm par an. Ces conditions optimales pour le développement des processus cryogènes sont les plus caractéristiques pour les replats des escaliers non formés définitivement, qui possèdent un profil convexe. Si on revient à l'exemple ci-dessus se référant aux données citées, on voit que l'abaissement général de la surface de la partie amont d'un replat de 30 m a pu se produire non seulement lors d'un million d'années mais même, cas extrême, au cours de 300 000—500 000 ans.

L'abaissement des parties amont des replats est accompagné de la désagrégation par le gel de la roche-mère sous-jacente, couverte de dépôts de versant peu épais. Déjà maintenant on a des raisons sérieuses d'estimer la désagrégation qui s'effectue ici comme beaucoup plus intense que celle sur les escarpements nus bien drainés (SUKHODROVSKII, 1967). Les produits de cette désagrégation sont transportés le long de la pente et, partiellement, accumulés dans les parties plus en aval du replat, ce qui également favorise son aplanissement. Voilà pourquoi l'épaisseur du couvert meuble s'accroît en général vers l'aval du replat.

En résultat de l'altiplanation des parties particulières du versant, un escarpement en pente de plus en plus forte se forme à leur prolongement vers l'amont (Fig. 2):

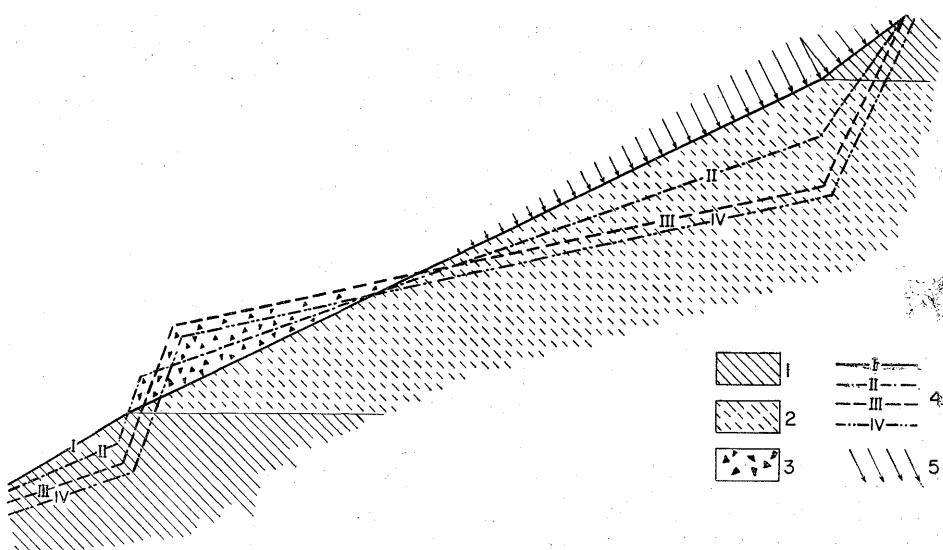


Fig. 2. Schéma de la formation et de l'évolution postérieure d'une terrasse de montagne

1. substratum formé de roches résistantes, avec une couverture peu épaisse de dépôts de versant; 2. roche-mère fissurée avec une couverture analogue comme celle ci-dessus; 3. dépôts de versant à une épaisseur considérable; 4. stades successifs de la formation du profil de la terrasse de montagne; 5. vecteurs de vitesse de l'abaissement du replat et du recul de la partie raide du versant

I, II, III). Alors, ce n'est pas par hasard que les replats les plus aplatis se raccordent en général aux escarpements en pente la plus forte. Au fur et à mesure que la pente des replats diminue, l'intensité des processus cryogènes s'affaiblit tandis que l'intensité du creep s'accroît sur les escarpements de plus en plus raides. Lors de certaines périodes l'intensité des deux processus devient analogue et le versant tout entier atteint un profil d'équilibre (toujours en escaliers). Une évolution ultérieure des escaliers se produit, évidemment, par un abaissement des replats aplatis au maximum et par un recul parallèle et simultané des escarpements (Fig. 2: IV).

Voilà l'explication de la génèse des buttes-témoins souvent observées sur les crêtes en pente douce et même sur les versants montagneux. La plupart de ces reliquats constitue, selon l'auteur, une phase non achevée du recul des escarpements, un résultat de son retard en comparaison de l'abaissement de la surface. La situation peut se produire en résultat d'une très grande résistance de la roche-mère ou de sa très faible humidité. Des témoins formés sous ces conditions-là se caractérisent par un drainage parfait, ce qui a pour conséquence que leur destruction se poursuit principalement „par le côté” et non „par le haut”; ce fait est prouvé par les niches d'altération, très souvent observées dans les parties inférieures des témoins. Naturellement, l'hypothèse présentée n'exclut pas la possibilité qu'une certaine partie des buttes-témoins soit le résultat d'un recul inégal des escarpements.

Le problème suivant se pose: quel est la cause primaire de la formation des ruptures de pente concaves sur les versants et pourquoi les gradins, ayant tout les

replats de montagne, possèdent en général des hauteurs définies et sont assez régulièrement repartis?

Selon l'opinion de Yu. G. SIMONOV (1968), le développement des replats de montagnes suit les zones affaiblies par les diaclases sub-horizontales, disposées dans un système régulier. Etant tout à fait d'accord avec cet opinion l'auteur a admis que ce ne sont pas uniquement les fissures horizontales mais aussi bien les zones à fissures verticales et obliques, ce sont justement les zones et non des diaclases séparées, qui prédestinent la formation des ruptures de pente dans les versants. C'est justement l'aplanissement relativement rapide des fragments formés dans les roches les plus sensibles à la destruction qui est la cause de la formation des ruptures concaves à leurs limites amont. Une évolution postérieure des gradins se poursuit déjà indépendamment de la répartition des lignes de contact tectonique et lithologique, ce qui est bien visible sur le schéma présenté (voir Fig. 2).

Un ancien changement de l'extension verticale de la zone aux roches gelées lors des plusieurs années et aux accumulations de neige qui fondent longuement paraît une cause possible de l'étendue horizontale des terrasses les plus grandes.

Ainsi on voit que les fragments de versants relativement humidifiés, avec les processus cryogènes et la désagrégation par le gel actifs, peuvent souvent se montrer moins stables que des escarpements bien drainés — les nombreux chercheurs ont attiré l'attention sur ce fait (EAKIN, 1914; OBRUČEV, 1937; SUKHODROVSKIJ, 1957; WAHRHAFTIG, 1963; ČIGIR, 1964; KRIVOLUCKIJ, 1956; PISSART, 1965—1966; VOSKRESENSKIJ, 1968). Cette conclusion n'est pas conforme à une opinion prédominante, bien qu'elle soit peu argumentée, que ce soit le recul des escarpements qui soit la cause principale de la formation des terrasses de montagnes (Boč et KRASNOV, 1943, 1951). Par conséquent ne semblent pas dans le vrai également ces chercheurs (BAŠENINA, 1960; TIMOFEEV, 1962; PIOTROVSKIJ, 1967, et les autres) qui classent parmi les pédiments contemporains au sens de L. KING (1967) les terrasses de montagne et les formes semblables développées dans les régions au sol gelé durant plusieurs années consécutives.

Traduction de K. Turkowska

Bibliographie

- BAŠENINA, N. V., 1960 — Surfaces des replats goletz considérées comme les variétés zonales des pédiments (en russe). *Vestnik Mosk. Gos. Univ.*, ser. 5: *Geog.* no. 6.
- Boč, S. G., KRASNOV, I. I., 1943 — Sur les replats goletz et les anciennes surfaces d'altiplanation ainsi que les problèmes liés avec eux (en russe). *Izv. Vses. Geog. Obšč.*, vyp. 1.
- Boč, S. G., KRASNOV, I. I., 1951 — Processus de cryo-désagrégation et de la formation des replats goletz (en russe). *Priroda*, no. 5.
- ČUGIR, V. G., 1964 — Processus formant les versants dans la zone des semi-déserts polaires (à l'exemple de la Terre du Nord) (en russe). Exposé de dissertation de l'auteur, éd. Université de Moscou.

- EAKIN, H. M., 1914 — The conditions of "alтипланация" in subarctic regions. *Jour. Washington Acad. Sci.*, vol. 4.
- IVERONOVA, M. I., 1953 — Sur les éboulis de pierre dans le Tian-chan. (Epreuve des études stationnaires des éboulies de pierre dans la vallée de Con-Kyzyl Su) (en russe). *Trudy Inst. Geog.*, vyp. 56.
- JAHN, A., 1961 — Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. *Zeszyty Naukowe Univ. Wrocławskiego, Nauki Przyrodni.*, ser. B, no. 5.
- KING, L., 1967 — Geomorphologie de la Terre (en russe). Analyse et synthèse des connaissances du relief de la Terre. Moscou.
- KRIVOLUCKIJ, A. E., 1965 — Aplanissement de goletz (en russe). *Vestnik Mosk. Gos. Univ.*, ser. 5: *Geog.*, no. 1.
- OBRUČEV, S. V., 1937 — Terrasses de solifluction (de goletz) et leur génèse, à la base des recherches dans le pays Čukotka (en russe). *Problemy Arktiki*, no. 3, 4; Leningrad.
- PIOTROVSKIJ, M. V., 1964 — Problèmes de la formation des pédiments (en russe). Extrait du recueil: Problèmes des surfaces d'aplanissements. Ed. Nauka; Moscou.
- PISSART, A., 1965—1966 — Etude de quelques pentes de l'île Prince Patrick. *Ann. Soc. geol. Belg.*, vol. 89.
- RAPP, A., 1960 — Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geog. Annaler*, vol. 42.
- SIMONOV, Yu. G., 1968 — Morpholithogénèse dans la zone des hautes montagnes (à l'exemple de la Transbaïkalie) (en russe). In: "Problèmes de la morpholithogénèse dans la zone de sommet des pays de montagne". Ed. par Filiale Transbaïkalienne Soc. Geogr. USSR, Čita.
- SUKHODROVSKIJ, V. L., 1957 — Problèmes des études de la formation des versants dans les régions au climat sévère. Principales indications méthodiques (en russe). *Osnovn. metod. ukazaniya po glaciol. issled.*, vyp. 15.
- SUKHODROVSKIJ, V. L., 1967 — Morphogénèse sous les conditions périglaciaires (à l'exemple de la Terre de François-Joseph) (en russe). Ed. Nauka, Moscou.
- TIMOVEEV, D. A., 1962 — Au problème de l'origine des formes des vallées fluviatiles (à l'exemple vallées fluviatiles de l'Yakutie Sud) (en russe). *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geog.*, no. 3.
- TROCKIJ, L. S., 1966 — Dénudation de gel et de solifluxion en Oural Polaire (en russe). *Mat. glacial. issled.: khronika, obsužd.*, vyp. 12.
- VOISKRESENSKIJ, S. S., 1968 — Géomorphologie de l'URSS (en russe). Moscou.
- WAHRHAFTIG, C., 1963 — Origin of stepped topography of the West-Central Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, No. 73.