

QUELQUES PROBLÈMES DU PÉRIGLACIAIRE EN ROUMANIE

L'existence du relief périglaciaire sur le territoire de la Roumanie a été mise en évidence par quelques recherches plus anciennes, sporadiques et au caractère strictement local (Macarovici 1959; de Martonne 1907; Mihăilescu 1938, 1947; Morariu 1940), mais surtout par des études organisées, entreprises ces dernières années, concernant des unités naturelles étendues (Coteț 1960; Coteț & Martiniuc 1957; Coteț *et al.* 1960; Iancu 1961; Mihăilescu & Morariu 1957; Morariu 1940; Savu 1959). C'est ainsi qu'on a pu passer de l'étape d'enregistrement et de description des phénomènes, qui sont extrêmement variés quant à la forme (aussi bien ceux qui sont caractéristiques pour les surfaces planes ou faiblement ondulées, présents dans les zones de plaine, de terrasses et d'interleuves planes, que surtout ceux de versant, prédominant dans les Carpates, les Subcarpates et les plateaux fragmentés), à l'étape de généralisation et d'analyse qualitative, fondée sur des études comparatives.

Ainsi, on a établi que, en fonction de la situation de la Roumanie sur la latitude et surtout en fonction des particularités de son relief et en conséquence de son topoclimat, les phénomènes périglaciaires possèdent des traits spécifiques qui se distinguent et diffèrent, en ce qui concerne la variété des formes et l'intensité des processus de ceux de la Bulgarie ou de la Pologne (situées sur la même longitude mais à des latitudes différentes), où, en vue d'une comparaison, des observations générales ont été faites en 1963.

Des différences qualitatives et quantitatives substantielles ont été cependant enregistrées aussi sur le territoire de la République Socialiste Roumanie.

Ainsi, par exemple, les formes caractéristiques pour les surfaces planes (fentes en coin et poches cryergiques, cryoturbations, involutions, sols polygonaux, tassements, etc.) possèdent la plus grande extension dans la zone du continentalisme climatique le plus accentué de la Roumanie, laquelle correspond aux dépressions intramontanes de barrage volcanique (Tara Bîrsei, Ciuc, Giurgeu, Borsec, Vatra Dornei, Maramureș), où ces phénomènes ont été facilités aussi par les fréquentes inversions de température pendant les invasions hivernales d'air polaire. Dans tous les cas, le

caractère fossile des formes cryergiques est indubitable; ce qui a été mis en évidence dans les coupes des terrasses seulement ou par des fouilles aussi bien occasionnelles que spéciales. Quoique d'étendue moins importante, les phénomènes périglaciaires apparaissent aussi dans les dépressions de Rădăuți, Baia, Liteni du Plateau de Suceava; Huedin dans le nord des Monts Apuseni, Beiuș et Borod (dans la partie ouest des mêmes montagnes). On les rencontre aussi, assez largement répandues, le long de la vallée du Siret, dans le couloir de dépression Roman—Bacău, en fonction des masses d'air froid à direction nord-est passant par l'ensellement de Ruginoasa, et de sa retenue dans des inversions de température prononcées par le rétrécissement de Răcăciuni, phénomène que l'on observe aujourd'hui encore presque tous les ans. C'est également dans ces dépressions, dans les traînes piémontanes étendues, disposées au contact de la rame montagneuse, se signalant par une circulation souterraine active, plus intense durant la période de la fonte des neiges, que l'on a enregistré des phénomènes de dérangement des dépôts peu tassés, du type de la solifluxion ou des glissements superficiels. Ces phénomènes se produisent, quoique sporadiquement et sur des surfaces restreintes, encore de nos jours.

La typologie de toutes ces formes de microrelief nous mène à la conclusion que pendant le Pléistocène, les régions mentionnées étaient encadrées dans une zone dominante de sylvo-toundra ou de forêt, ce dont témoignent les analyses polliniques de la flore fossile. Ces régions n'ont ni la variété ni l'extension du relief similaire de la Plaine Polonaise, où la fréquence des phénomènes cryergiques caractéristiques reflète les conditions pléistocènes du paysage de toundra proprement dite, mais elles sont beaucoup mieux représentées qu'en Bulgarie où de tels phénomènes sont presque inconnus. D'ailleurs dans la Plaine Roumaine même là, où dans les périodes climatiques plus rudes a régné un paysage de steppe froide, certains phénomènes d'involution, des fentes en coin cryergiques, des "franges", etc. sont autant de problèmes qui n'ont pas encore été résolus. Il n'en demeure pas moins que si les phénomènes cryo-niveaux ne sont pas nettement spécifiques, les accumulations de matériel loessoïde et de loess, dont l'épaisseur varie entre 5 et 38 cm, sont directement liées aux oscillations climatiques pléistocènes, soit à la période maximale pour les Carpates, des glaciations rissienne et würmienne (si nous admettons pour les Carpates une chronologie identique que pour les Alpes, ce qui pourrait d'ailleurs être discuté). Nous considérons que même les entonnoirs plus étendus, en large mesure marécageux, ces formes spécifiques de tassement largement répandues dans la Plaine du Danube et dans la Plaine du Banat, sont liés aux phases de climat humide et froid de la fin du Pléistocène, lorsque le processus général d'accumulation du loess était déjà achevé, précisément en raison de cette

humidité du climat. Dans le paysage de steppe froide, la nivation a pu engendrer des formes initiales de tassement qui se sont accentuées plus tard par suffosion. Les phénomènes sont similaires à ceux du Plateau de Lublin (Pologne) et n'en diffèrent que par l'intensité, en fonction du climat. Dans le Déliorman bulgare, tout comme dans la Dobroudja méridionale de telles formes du relief sont liées au karst fossilisé de l'horizon des calcaires sarmatiens et non aux processus périglaciaires. A présent, les formes de suffosion se produisent généralement à la périphérie de la plaine, sur la terrasse inférieure du Danube ou d'autres rivières, étant directement liées aux rapports du niveau phréatique avec les cours d'eau respectifs ou à la fréquence de certains organismes torrentiels, jalonnés d'ordinaire d'entonnoirs. Les tassements actuels par nivation (à la suite de l'accumulation de la neige pulvérisée par le Crivăţ, vent du nord-est) sont des phénomènes beaucoup plus rares et, surtout, de dimensions réduites.

Dans les zones de collines et de plateau les phénomènes périglaciaires de Roumanie sont plus développés et plus complexes, du fait qu'il s'y ajoute des processus cryergiques caractéristiques aux versants. Nous en signalerons deux types, très répandus dans certaines régions et qui impriment une note spécifique au relief local.

La retraite des versants, due dans une très large mesure à la désagregation cryergique, accompagnée par l'engendrement de zones étendues de glacis aux pieds de celles-ci, constitue l'un de ces phénomènes. Il est général sur le Plateau du Someş, en particulier dans les zones d'affleurement des calcaires grossiers éocènes, et il accentue l'asymétrie des secteurs de vallées subséquentes des rivières Someşul Mic, Căpuş, Agrij, Almaş, Lăpuş, etc. Il apparaît aussi dans le Plateau de Moldavie, mais aux dépens des calcaires sarmatiens, surtout sur la lignes de côtes Iaşi—Ruginoasa. Dans les secteurs affectés par le développement régressif de certains bassins hydrographiques le relief de côte a été détruit et remplacé par des dépressions de vallées, de sorte que la question ne se pose plus, le rôle des désagregations étant repris par l'action de l'eau courante.

Le second phénomène est représenté par les glissements massifs de terrain, sous la forme de monticules, très répandus dans la Plaine de Transylvanie et moins sur le Plateau de Moldavie.

L'âge des phénomènes, jusqu'aux derniers jours encore controversé, a été établi comme pléistocène dans la plupart des cas, à la base des analyses polliniques des dépôts de tourbe formés dans des anciens lacs et marécages, situés à l'arrière des terrains qui ont souffert des glissements. L'apparition en masse du pin qui prédomine de loin dans les horizons basaux de la tourbe — dont l'épaisseur atteint quelquefois 8 à 10 m — atteste avec certitude l'âge des tourbières et, de ce fait, celui des glissements qui leur sont évi-

demment antérieurs. La seule incertitude réside dans l'établissement de l'intervalle de temps qui s'est écoulée entre les glissements et la formation des tourbières. La diffusion des glissements est liée généralement aux dépôts sarmatiens, dans lesquels les sables et les argiles alternent avec des bancs de tufs ou de grès, perméables mais dépourvus de flexibilité. Lorsque ceux-ci sont situés à la surface du sol, ils favorisent le déclenchement de ruptures de type détrusif, par grands paquets de couches qui s'effritent ensuite au cours de leur glissement sur la pente morphologique des versants.

Etant donné qu'ils apparaissent toujours dans les vallées, on a étudié leur situation par rapport aux terrasses et on est arrivé à la conclusion que la plupart sont synchrones à la terrasse de 90—110 m (altitude relative), donc à la période pendant laquelle se sont produits d'importants remaniements du réseau hydrographique, ce qui s'explique par un climat particulièrement humide et par une circulation intense des eaux souterraines. C'est en faveur de cette hypothèse que plaide aussi la grande fréquence des phénomènes cryergiques dans le matériel accumulatif de la terrasse respective, en particulier dans le bassin de Transylvanie. Il existe donc un indice; et comme la majorité des chercheurs estiment que la terrasse de 90 à 110 m, voire celle de 140 m, sont pléistocènes, nous en déduisons que les glissements sont contemporains. On est amené la même conclusion par le fait que dans les régions actuellement subtropicales, à des conditions géologiques similaires, les phénomènes de ce genre ne se produisent pas. Nous en pouvons conclure que ceux du bassin de la Transylvanie ont pris naissance dans le Pliocène, lorsque prédominait un climat subtropical.

L'inclinaison de 5—6° des couches a joué un rôle essentiel dans l'apparition de ces phénomènes, et elle est caractéristique tant au Plateau Sarmatien Moldave, à dépôts monoclinaux, qu'à la Plaine de la Transylvanie, largement faillée sous forme de dômes ou de brachi-anticlinaux.

De tels glissements n'existent pas en Bulgarie et en Pologne. On en a décrit sur les rives du Prut dans la R.S.S. Moldave, et il est possible qu'il y en ait aussi dans d'autres régions, également liés aux dépôts sarmatiens. Il arrive aussi, quoique plus rarement, qu'ils se produisent dans des formations géologiques d'un autre âge, avec des successions stratigraphiques analogues.

Les deux phénomènes, du même type et des mêmes dimensions que ceux que nous venons de mentionner, ne se produisent plus actuellement, bien que d'autres processus continuent à modeler les versants. Le déplacement même des paquets de couches sur la pente morphologique est achevé, ce qui nous amène à la conclusion que, au moment du déclenchement des ruptures, s'est produit aussi leur effritement; les différenciations du stade

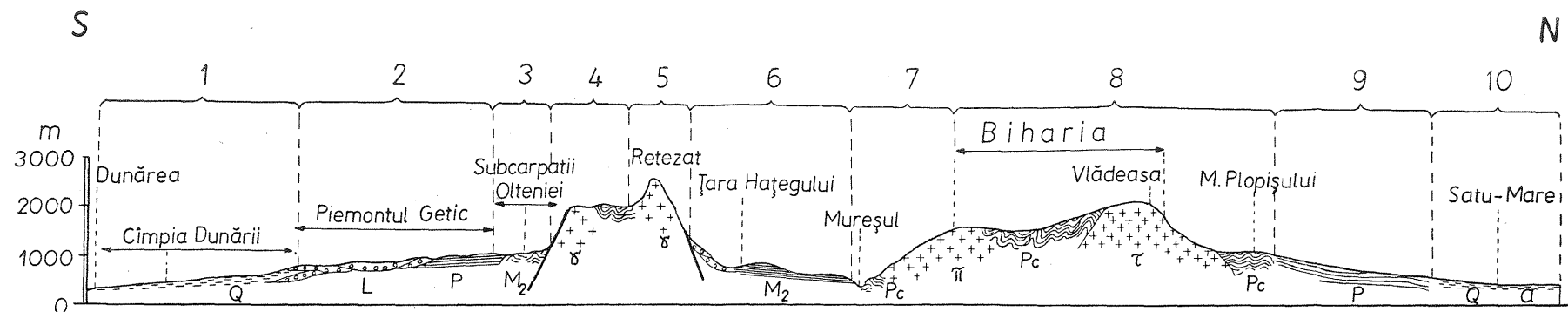


Fig. 1. Le développement Sud—Nord des phénomènes périglaciaires en Roumanie

α — granites paléozoïques; — dacites mésozoïques; μ — éruptif tertiaire (andésités, rhyolites, basaltes); Pc — schistes cristallins permocarbonifères; M₂ — Méditerranéen 2 (sédimentaire — conglomérats, marnes, grès, argiles); P — Pontien; L — Lévantin; Q — Quaternaire; a — alluvions holocènes; 1. dépôts de loess et loessoides, dunes fossiles, entonnoirs, cryoturbations incertaines; 2. glissements et solifluxion fossiles; 3. glissements fossiles; 4. régolite, replats d'altiplanation, mers de blocs, buttes gazonnées, tassements nivaux, fers à cheval, couloirs d'avalanches; 5. éboulis fossiles et actuels, coulées d'éboulis, formes résiduelles, éboulis tassements nivaux; 8. régolite, tassements nivaux, buttes gazonnées, éboulis au fond des vallées; 9. cryoturbations dans les terrasses, solifluxion fossile; 10. accumulations loessoides, dunes fossiles

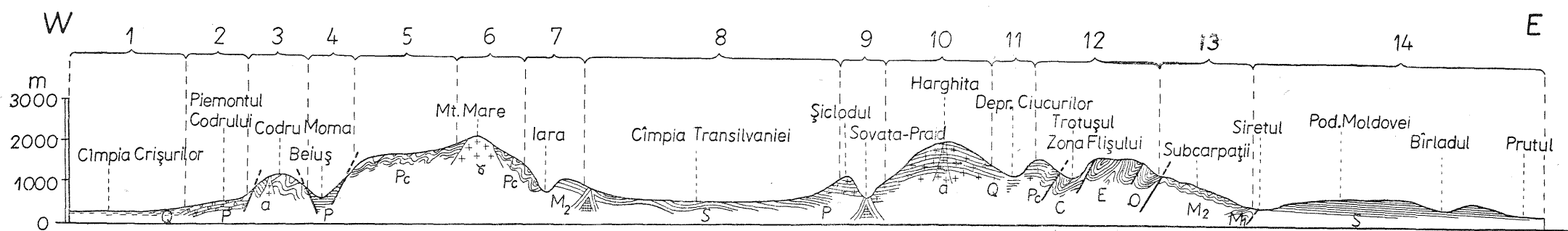


Fig. 2. Le développement Ouest—Est des phénomènes périglaciaires en Roumanie

γ — granites paléozoïques; α — andésites tertiaires; Pc — schistes cristallins permo-carbonifères; C — Crétacé; E — Eocène; O — Oligocène; M¹ — Méditerranéen I; M₂ — Méditerranéen II; S — Sarmatien; P — Pontien; Q — Quaternaire; 1. dépôts loessoides, entonnoirs, dunes fossiles; 2. solifluxion fossile; 3. éboulis périphériques et au fond des vallées, fossilisés, régolite, tassements nivaux; 4. solifluxion et glissements fossiles, rares cryoturbations dans les terrasses; 5. champs d'éboulis, buttes gazonnées, régolite; 6. régolite bien développé, tassements nivaux; 7. cryoturbations dans les terrasses; 8. retraite des cuestas, glissements massifs en monticules, cryoturbations dans les terrasses; 9. cryoturbations dans les terrasses, solifluxion fossiles; 10. régolite, éboulis fossiles périphériques, replats d'altiplanation; 11. cryoturbations très nombreuses dans les terrasses, poches et fentes en coin cryergiques, solifluxion sur les versants; 12. formes résiduelles dans calcaires et conglomérats, replats d'altiplanation, éboulis au fond des vallées, éboulements; 13. solifluxion fossile, cryoturbations dans les terrasses, éboulis fossilisés; 14. retraite des cuestas, tassements nivaux incertains dans dépôts loessoides, glissements fossiles sous forme de monticules.

d'évolution sont données uniquement par les conditions locales de la roche ou par le type des glissements (conséquents, inséquents).

Le relief carpatique, qui au Pléistocène a été affecté par la glaciation et des phénomènes nivaux, enregistre une gamme beaucoup plus variée de formes périglaciaires, et il est indéniable que ce sont les formes de versant qui sont les plus étendues et les plus typiques.

Dans des études plus récentes (Iancu 1961; Morariu *et al.* 1960; Niculescu & Nedelcu 1961) on a différencié les formes de micro-relief nival et cryogène proprement dit. Ainsi, dans la première catégorie, on a identifié des formes de tassement et d'érosion nivale (micro-dépressions nivales de plateau, de cime, de versant, dans des cirques et des vallées glaciaires, des niches de nivation); des formes d'érosion nivale (couloirs d'avalanches) et d'accumulation nivale (fers à cheval nivaux). Dans la seconde catégorie on a identifié des formes de désagrégation (relief résiduel) et des formes d'accumulation (éboulis, écorce d'altération). Toujours dans la seconde catégorie on a établi les formes du microrelief dues au dérangement de la structure des dépôts mal tassés (polygones et guirlandes de pierres, buttes gazonnées, petites terrasses de solifluxion, glissements de blocs, mers de blocs, etc.).

Dans la classification du micro-relief cryo-nival, on est allé jusqu'à des formes de détail. Aussi a-t-on différencié le relief périglaciaire pléistocène des résultats des phénomènes cryergiques actuels, dont la diversité des formes et l'intensité des processus sont beaucoup plus réduites mais qui se produisent néanmoins, surtout dans les zones alpine et subalpine, bien que ceux-ci ne peuvent pas être envisagés comme formant une zone périglaciaire typique (nous songeons à la situation présente) comme celle des Alpes.

Il est à souligner que dans les massifs où a régné la glaciation quaternaire on distingue deux zones affectées par les processus périglaciaires: une zone dont l'aire est restreinte, s'étendant au-dessus de la limite supérieure des neiges pérennes, et une autre, beaucoup plus étendue, au-dessous de leur limite inférieure. Les effets des processus cryergiques de la première zone sont constitués presque exclusivement des formes du relief résiduel (crêtes pointues, „racles”, colonnes „aiguilles”, etc.), tandis que les formes accumulatives (éboulis) sont entraînées par la gravitation, directement ou par l'intermédiaire des avalanches, jusque dans les régions de névé, où elles sont devenues des moraines.

Ces processus se sont déroulés avec le plus d'intensité dans le glacier Würm après que, dans le Riss, les interfluves plus ou moins plans (les surfaces de nivellement, classiques dans les Carpates) furent détruits en bonne partie par les glaciers et transformés en crêtes abruptes, sur lesquelles

l'accumulation des neiges n'a pas été possible. Dénudées, celles-ci sont entrées dans la sphère d'attaque directe des processus de gel—dégel.

Dans la seconde zone dominant les processus périglaciaires accumulatifs et ceux de dérangement des dépôts mal tassés. Mais, au cours du postglaciaire, ils ont été en large mesure détruits ou modifiés, de sorte que leur différenciation typologique aussi bien que la séparation des phénomènes cryogènes pléistocènes des phénomènes actuels sont très difficiles. Il n'en reste pas moins que dans un nombre de massifs on peut observer le rapport existant entre les accumulations d'éboulis pléistocènes de grandes dimensions (plus de 1 m de diamètre), formant des traînes étendues, généralement fixées à des altitudes basses, et les accumulations actuelles nettement plus réduites en dimensions (30 à 40 cm), situées immédiatement au-dessous des escarpements, qui ne sont pas fixées et forment de véritables torrents de pierres. Mais le relief résiduel est présent également, surtout dans les massifs d'altitude moyenne et généralement isolés, étant lié aussi au degré de gélivité des roches. Les formes de relief cryo-nival de ces zones sont similaires aussi bien en Bulgarie qu'en Pologne, mais les limites dans lesquelles elles se sont produites diffèrent en fonction de la latitude (dans les monts Rila au-dessus de 2400 m, dans les Carpates à partir de 1800—2000 m et dans les monts Tatra à partir de 1400 m).

Une dernière remarque de caractère général qui s'impose pour les Carpates Roumaines est une grande variété des formes du relief périglaciaire.

Dans des conditions presque identiques de massivité et de fragmentation, à des latitudes et des longitudes insensiblement différenciées, la variété du micro-relief périglaciaire (surtout le micro-relief résiduel) est surprenante, étant directement liée à la gélivité des roches. Le groupe septentrional des Carpates Orientales nous offre, grâce à sa complexité pétrographique, l'exemple le plus concluant à cet égard, tout comme aussi le reste de l'arc carpatique. Les schistes cristallins des Monts de Rodna donnent des interfluves étroits avec des versants dont l'inclinaison ne dépasse pas 45° et des massifs isolés d'aspect pyramidal ou cône (Ineu, Puzdra Mare, Rebra, Pietrosul Mare, etc.). Les éboulis n'atteignent pas de grandes dimensions, mais ils sont très nombreux, formant des glacis étendus. Les paliers d'altiplanation, les mers de blocs et les buttes gazonnées affectent les surfaces de nivellement. Les calcaires compacts des massifs Piatra Mare, Podul Cearcănului, etc. donnent des parois abruptes, avec des inclinaisons jusqu'à 90° et des traînes d'éboulis à la base. Les conglomérats de Cearcănul ont engendré des colonnes et des piliers, un relief ruiniforme semblable à celui du Ceahlău, des monts Ciucaș, etc. Les andésites de Tibleș ont donné naissance aux éboulis massifs et aux cimes côniques,

tandis, que celles de Gutin à un impressionnant „orgue naturel”, auquel on a donné le nom suggestif de „Creasta Cocosului” (la crête du coq), qui ressemble quelque peu au relief du neck basaltoïde de la Detunata (Monts Apuseni), où la masse des éboulis, composée de colonnes prismatiques, est très étendue, recouvrant un bloc de glace fossile. Les gneiss de Cozia (Carpates Méridionales) se comportent à la gélification comme les andésites de Gutin ou les porphyrites des Monts Apuseni.

Enfin, les granites des Monts Apuseni et des Carpates Méridionales ont contribué à la formation, à 1800—2000 m, d'une écorce d'altération très bien développée, tandis que dans la Dobroudja du nord à 400 m, à un relief ruiniforme de type inselberg, interprété également comme étant un effet du périglaciaire. Le lien entre la forme et la roche est accentué aussi, dans le cas des dépôts sédimentaires, par l'inclinaison des couches. L'axe du synclinal asymétrique de Piatra Craiului, par exemple, est complètement épaissi par une masse énorme d'éboulis, conditionnée précisément par la position presque verticale des couches.

Dans les régions alpines des Carpates (à partir de 1700 m dans les Carpates Orientales et à partir de 1900—2000 m dans les Carpates Méridionales), pourvues de traits physico-géographiques similaires à ceux des zones périglaciaires des Alpes, on a étudié aussi les processus actuels de gélifraction, qui correspondent, en ce qui concerne la localisation, aux anciennes zones glaciaires et périglaciaires pléistocènes. Ils continuent l'action de celles-ci par la destruction des crêtes et des hautes cimes.

Les processus cryogènes et niveaux contemporains engendrent, en fonction des conditions physico-géographiques des zones alpines, les micro-reliefs respectifs aux formes spécifiques:

(1) Le micro-relief cryogène, représenté en général par des formes résultant de l'action de gélifraction, qui préparent les processus de gravitation modifiant les profils des versants, en accentuant les concavités de ceux-ci dans la partie supérieure d'une part, et, par les accumulations du matériel désagrégé, à leur pied, de l'autre.

(2) Le micro-relief nival affecte en particulier les versants ombragés (nord et est), résultant tant de l'action mécanique de la neige (pressions, tassements, avalanches) que chimique, plus lente (dissolutions, oxydations).

Si, du point de vue génétique, il n'existe aucune différence par rapport aux processus similaires des régions périglaciaires montagneuses, l'absence de la glaciation actuelle dans les Carpates soulève le problème de la classification de ces phénomènes qui sont sans conteste cryergiques et niveaux, mais non proprement dits périglaciaires dans le sens de la localisation spatiale, à la périphérie des zones glaciaires actives.

Les recherches actuelles visent non seulement à l'enregistrement de tous les phénomènes cryo-niveaux, mais aussi tendent à établir l'âge de certaines formes spécifiques, à différencier les formes pléistocènes des formes actuelles et, enfin, à déterminer la typologie des processus, en fonction du relief et de la roche, afin de fournir une image complète du périglaciaire en Roumanie.

Bibliographie

- Beriendei, I. 1960 — Cîteva observații asupra unor fenomene periglaciare în partea de vest a depresiunii Huedinului. *Probl. Geogr.*, vol. 7.
- Büdel, J. 1951 — Die Klimazonen der Eiszeitalters. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 1.
- Coteț, P. 1960 — Cîteva date noi asupra elementelor periglaciare din țara noastră. *Anal. Științ. Univ. „A. I. Cuza” din Iași*, sect. II: St. Natur., t. 6.
- Coteț, P., Martiniuc, C. 1957 — Contribuții la studiul periglaciului din România. *Anal. Univ. C. I. Parhon*, ser. St. Natur., 15.
- Coteț, P. et al. 1960 — Harta geomorfologică a R.P. Române. Monografia geografică a R.P.R. Bucurest.
- Frenzel, B., Troll, C. 1952 — Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 2.
- Haase, G., Richter, H. 1957 — Fossile Boden in Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanța. *Pet. Geogr. Mitt.*, Jhg. 104.
- Iancu, S. 1961 — Elemente periglaciare în Masivul Parîngului. *Probl. Geogr.*, vol. 8.
- Jahn, A. 1955 — The occurrence of periglacial structures and loess in Rumania. *Biuletyn Peryglacjalny*, no 2.
- Macarovici, N. 1959 — Asupra cerbilor fosili din cuaternarul Moldovei. *Anal. Științ. Univ. „A. I. Cuza” din Iași*, sect. II: St. Natur., t. 5.
- Markov, K. K. 1956 — Origine des paysages géographiques. Essais de géographie. Moscou—Leningrad (la carte).
- Martonne, E. de 1907 — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Paris.
- Micalevich, V. 1958 — Cîteva elemente periglaciare în morfologia masivului Bucegi. *Natura*, t. 5.
- Mihăilescu, V. 1938 — Grohotișurile de pe valea superioară a Slănicului Moldovenesc. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, t. 58.
- Mihăilescu, V. 1947 — Procès de modelage des versants de la vallée du Slănic dans la région de la station balnéaire Slănic. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, t. 8.
- Mihăilescu, V. 1957 — Observations concernant certaines formes périglaciaires relevées entre Sarmisegetuza et Rîul de Mori. *Rev. Géol.*, t. 1.
- Mihăilescu, V. 1959 — Observațiuni morfologice în nordul Rarăului. *Comunicările Acad. R.P.R.*, t. 9.
- Mihăilescu, V., Dragomirescu, S. 1959 — „Franjuri” periglaciare în faleza mării Negre la sud de Constanța. *Comunicările Acad. R. P.R.*, t. 9.

- Mihăilescu, V., Morariu, T. 1957 — Considerațiuni generale asupra periglaciariului și stadiul cercetărilor în România. *Studi si cer. geol. geogr.*, Cluj, vol. 7.
- Morariu, T. 1940 — Contribuții la glaciațiunea din munții Rodnei. *Rev. Geogr. Rom.*, vol. 3.
- Morariu, T. 1959 — Le stade actuel des recherches sur les phénomènes périglaciaires de Roumanie. *Rev. Géol. Géogr.*, t. 3.
- Morariu, T., Mihăilescu, V., Dragomirescu, S., Posea, G. 1960 — Le stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R.P. Roumaine. *Receuil d'études géographiques concernant le territoire de la R. P. Roumaine publiées à l'occasion du XIX Congrès Intern. de Géographie*, Stockholm 1960. Bucarest.
- Nicolăescu-Plopșor, C. S. 1958 — Les phénomènes périglaciaires et la géochronologie du Paléolithique supérieur des terrasses en Roumanie. *Dacia*, nouv. sér., t. 2.
- Niculescu, G., Nedelcu, E. 1961 — Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munților Retezat Godeanu — Țarcu și Făgăraș — Iezer. *Probl. de Geogr.*, vol. 8.
- Pop, E. 1932 — Contribuții la studial vegetației cuaternare din Transilvania. *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. al Univ. Cluj*, t. 12.
- Pop, E. 1954 — Studii botanice în mlaștinile noastre de turbă. *Bul. șt. Acad. R.P.R., sec. Ști. Biol., agron., geol., geogr.*, t. 2.
- Posea, G. 1958 — Relieful periglaciari din Țara Lăpușului și împrejurimi. *Natura*, t. 10.
- Savu, Al. 1959 — Cîteva observații asupra unor fenomene periglaciare în Valea Căpușului. *Comunicările Acad. R.P.R.*, t. 9.



Photo 1. Valea Caldă. Glissements de terre aux les environ de Cluj



Photo 2. Mers des blocs dans le massif Puzdrele, Mt. Rodna

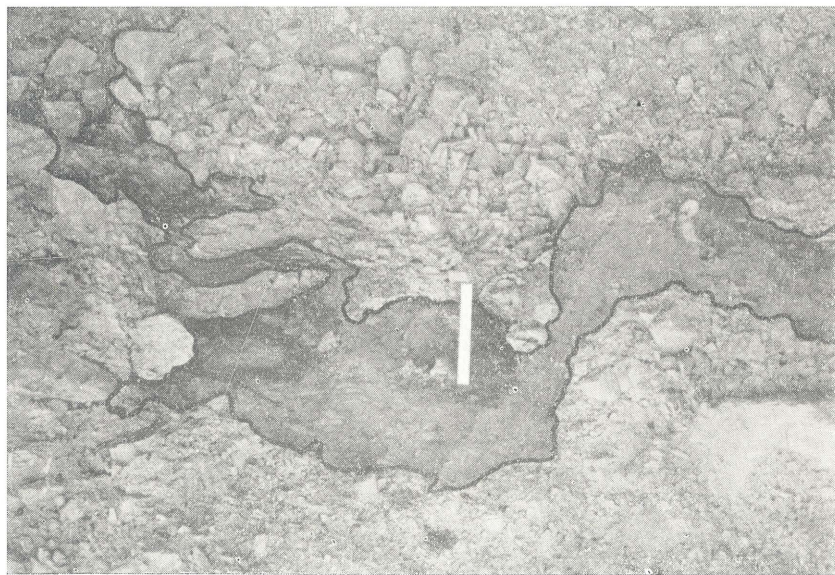


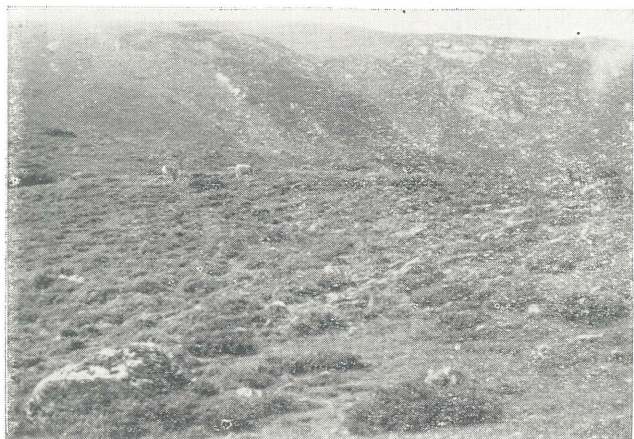
Photo 3. Dépression du Ciuc. Cryoturbations dans la terrasse de l'Olt



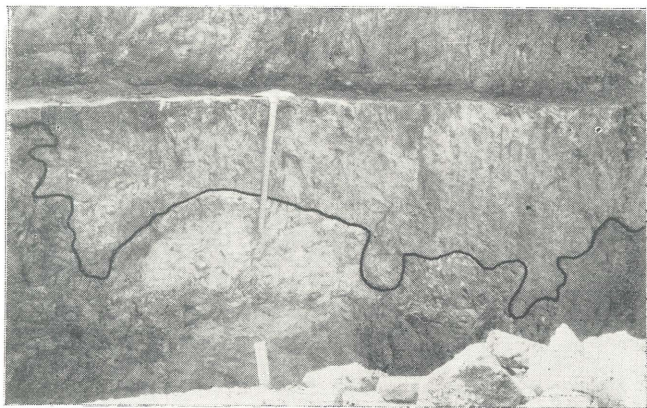
Photo 4. Relief résiduel et accumulations des éboulis dans le massif basaltique de Detunata, Mt. Apuseni



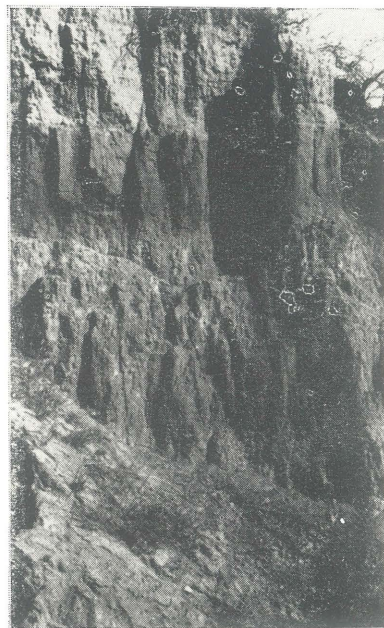
Photo 5. Réseau polygonal de fissuration dans la falaise de la Mer Noir



6



7



8

Photo 6. Buttes gazonnées dans le massif Puzdrele, Mt. Rodna

Photo 7. Cryoturbations dans la terrasse de 50 m du Someș, à Cluj

Photo 8. Sols fossiles dans la terrasse de 35 m du Someș à Floresti, près de Cluj