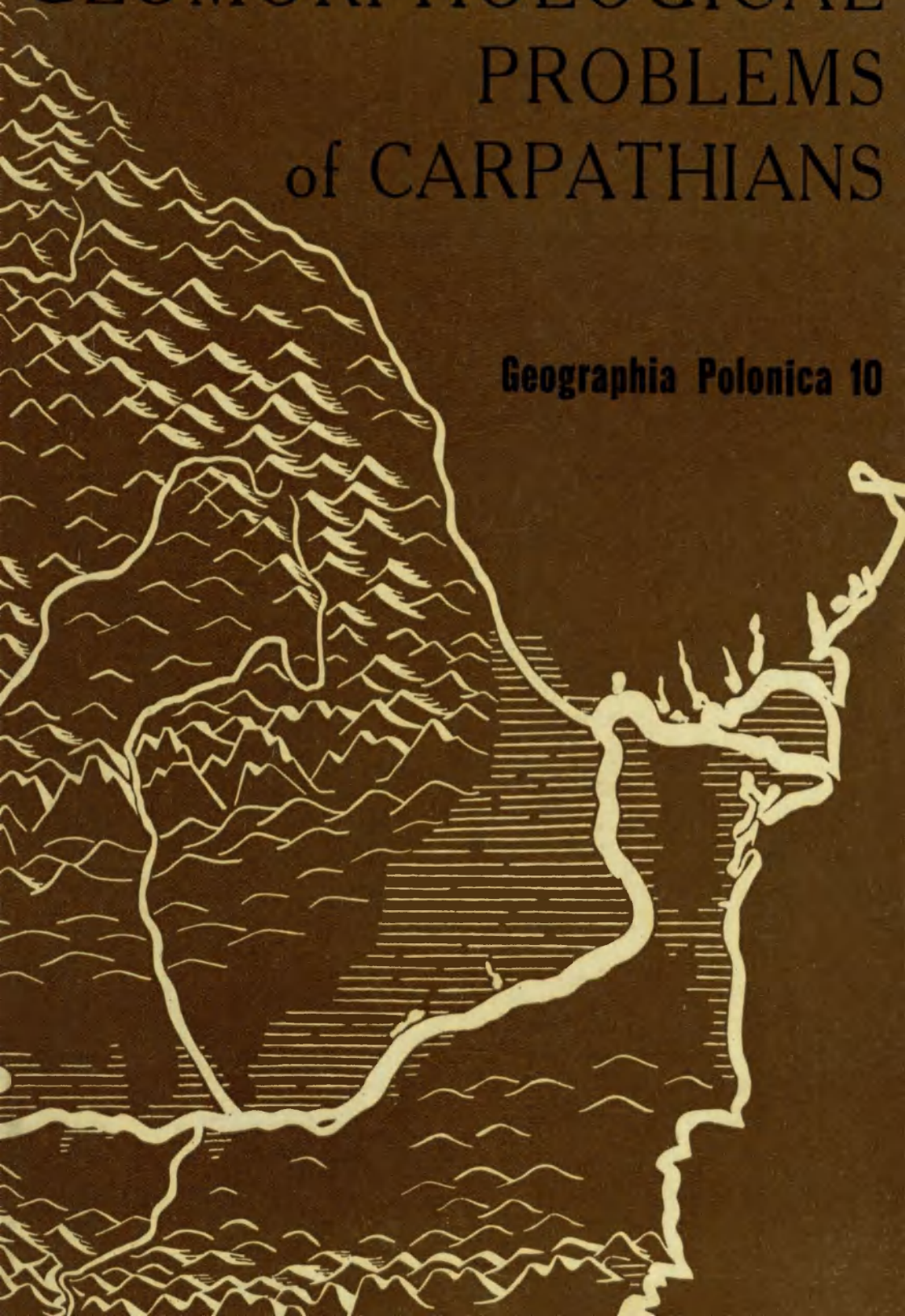


GEOMORPHOLOGICAL PROBLEMS of CARPATHIANS

Geographia Polonica 10



Geomorphological Problems of the Carpathians. II. Evolution of the Relief in Quarternary.

This is the second volume devoted to the geomorphological problems of the Carpathians. The first one, published in 1965 by the Slovak Academy of Sciences in Bratislava dealt with the problems of the Tertiary evolution of the relief. In the presented volume, the most prominent geomorphologist of Carpathian countries, i.e. from Czechoslovakia, Hungary, Poland, Rumania and U.S.S.R. present the results of their studies on the evolution of the Carpathian relief in Quarternary.

Showing both, the regional diversification of geomorphological processes and their results as well as the methodological aspects of the studies presented, the volume „Geomorphological Problems of Carpathians II”, satisfies at the same time the practical requirements and scientific interests. It reflects also the present situation and results obtained by geomorphology in Central European countries.

Geographia Polonica 10

Geomorphological Problems of Carpathians

II

Geographia
Polonica

10

INSTITUTE OF GEOGRAPHY
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

Geomorphological Problems of Carpathians

II



PWN — POLISH SCIENTIFIC PUBLISHERS
WARSZAWA 1966

<http://rcin.org.pl>

Editorial Board

Stanisław Leszczycki (Editor-in-Chief)
Jerzy Kondracki, Leszek Kosiński, Jerzy Kostrowicki
Andrzej Werwicki (Secretary)

Editor of this volume

Mieczysław Klimaszewski
Assistent Editor: Jadwiga Włodek-Sanojcowa

Adress of Editorial Board

Krakowskie Przedmieście 30, Warszawa 64
Poland

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
PWN — POLISH SCIENTIFIC PUBLISHERS)
WARSZAWA 1966

ERRATA

Page	Item		Is	Should be
	from above	from below		
60		9	slope, erosion,	slope erosion,
61		11	coating	cooling
87		13	заподних	западних
87		11	G-покровные образования гюнца	G-периода гюнца
133		14	1	1
157	2		borines	bores
172		10	соманьских	соланьских

<http://rcin.org.pl>

CONTENS

Preface	7
RUMANIAN CARPATHIANS	
L'état actuel de nos connaissances sur le relief des Carpates Roumaines pendant le Quaternaire (V. Michailescu, București)	9
SOVIET CARPATIANS	
Обзор основных проблем морфогенезиса украинских Карпат (П. Н. Цысь, Львов) .	37
POLISH CARPATIANS	
Views of the Geomorphological Development of the Polish Western Carpathians during the Quaternary (M. Klimaszewski, Kraków)	51
Evolution of the relief of the Polish East Carpathians in the Quaternary (with the upper San basin as example) (L. Starkel, Kraków)	89
HUNGARIAN CARPATHIANS	
Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intra-carpathiques (M. Pécsi, Budapest)	115
CZECHOSLOVAK CARPATHIANS	
Contribution to the problem of slope development of the Moravian Carpathians in the pleistocene period (J. Demek, Brno)	149

PREFACE

The present book is Volume II of the collective work entitled "Geomorphological Problems of the Carpathians". Volume I concerning itself with the evolution of the Carpathian relief during the Tertiary was initiated in 1961, and prepared for publication in the Institute of Geography of the Czechoslovak Academy of Sciences at Brno and the Institute of Geography of the Slovak Academy of Sciences at Bratislava. Volume I was published in 1965 by the Slovak Academy of Sciences, Prof. Ass. E. Mazur and Dr. O. Stehlik being its careful editors.

Volume II dealing with the evolution of the Carpathian relief during the Quaternary is published by the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences. Volume II was initiated and prepared for publication in the Department of Geomorphology and Hydrography of Mountains and Uplands in Cracow.

The work, as a whole, results from the effective co-operation of the Polish, Czech and Slovak geomorphologists (since 1956), and subsequently as international co-operation continued to increase also of Soviet, Hungarian, Roumanian and Bulgarian geomorphologists that are investigating the relief in different parts of the Carpathians and the Balkan. This co-operation and the understanding that there is need of a review of present-day work on the Carpathian relief led to the edition of Volume I already including papers by geomorphologists from Czechoslovakia (E. Mazur, O. Stehlik), Poland (M. Klimaszewski, L. Starkel), Hungary (B. Bulla, M. Pecsí), the Soviet Union (P. Cys), and Bulgaria (K. Mishev, V. Popov). In Volume II papers are contributed by Czechoslovak (J. Demek), Hungarian (M. Pecsí), Soviet (P. Cys), Roumanian (V. Mihailescu), and Polish (M. Klimaszewski, L. Starkel) geomorphologists.

Owing to the mutual interest in geomorphological problems of different parts of the Carpathians, in new research methods and results obtained, and in methods of presenting these results on maps, as well as to the need of further collective relief studies in the Carpathian arch, an international symposium on geomorphological problems of the Carpathians was held at Kraków and Bratislava from 16 to 26 September 1963. It has been organised by the Department of Geomorphology and Hydrography of Mountains and Uplands, Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences, and by the Institute of Geography of the Slovak Academy of Sciences. At this symposium there came into being the Carpathian and Balkan Geomorphological Commission consisting of about 160 members-geomorphologists that are actively working in the Carpathians and in the Balkan.

The two volumes of "Geomorphological Problems of the Carpathians" summarizing work on the character and evolution of the Carpathian relief during the Tertiary and Quaternary, contain a lot of information for students of the Carpathian relief. They also provide the basis for more accurate further studies, and contribute heavily to problems of regional geomorphology. "Geomorphological Problems of the Carpathians" provide a good example of international scientific co-operation being concentrated in one interesting region — the Carpathian Orogene.

M. Klimaszewski

L'ÉTAT ACTUEL DE NOS CONNAISSANCES SUR LE RELIEF DES CARPATES ROUMAINES PENDANT LE QUATERNAIRE

VINTILA MIHAILESCU

Nous considérons comme quaternaire, d'abord le relief modelé dans la dernière surface d'aplanissement (plate-forme Gornovița de E. de Martonne), présente dans toutes les Carpates Roumaines, les monts volcaniques néogènes inclus.

Soumises à des mouvements néotectoniques après le finissage de cette plate-forme pendant le pliocène, les Carpates ont subi l'effet de l'action des agents climatiques directement ou indirectement (surtout des rivières et des glaciers); ceci se passa en lutte avec la structure et les roches, sous la commande des niveaux de base locaux variables dans l'espace et dans le temps en fonction de l'amplitude des mouvements néotectoniques, elle aussi différente dans les divers secteurs des Carpates Roumaines.

On devrait donc commencer l'étude du relief quaternaire en déterminant l'altitude absolue de la plate-forme Gornovița et en analysant les mouvements néotectoniques de ce temps-là.

On constate la présence de la "plate-forme Gornovița" à la périphérie de la montagne, tant à son extérieur qu'à son contact avec la grande dépression Transylvaine. Elle a, dans quelques endroits, une si parfaite netteté (par exemple au SW et W) qu'on l'a considérée d'origine marine ce qui fut récemment confirmé aussi par des analyses granulométriques [126]. C'est toujours à Emm. de Martonne [3] que nous devons les informations les plus amples et les dates les plus précises sur l'altitude absolue de cette surface d'aplanissement. En général, on la trouve entre 360—600 m vers la périphérie des Carpates Occidentales et autour du massif Godeanu (haut massif banatique d'après de Martonne); mais elle monte irrégulièrement à l'intérieur de la montagne. Par exemple, d'après de Martonne, on la constate dans le défilé du Jiu à 750 m (en moyenne), tandis que dans le bassin de Petrosani des traces en ont subsisté entre 800 et 1000 m. Dans les Carpates Méridionales, de larges surfaces légèrement ondulées montent de l'ouest, où elles peuvent tomber jusqu'à 400 m, vers l'est où elles dépassent 1200 et même 1300 m en se prolongeant dans les Carpates de la Courbure qui appartiennent aux Carpates Orientales. La Plate-forme de Predeal décrite et tracée par G. Vîlsan [40] s'est bien conservée; elle occupe de vastes étendues, depuis le couloir de Bran jusqu'au bassin du Trotus, où elle atteint plus de 1400 m (19, 45). Vers le nord des Carpates Orientales, l'altitude de cette surface d'aplanissement décroît — mais irrégulièrement — en suivant les déformations axiales de la montagne. Par exemple à l'intérieur de la Dépression du Maramures, on la trouve vers 400—480 m [13].

Nous avons donné seulement quelques indications sur le stade dans lequel se trouve le problème de l'altitude absolue et de la répartition spatiale de la "Plate-forme Gornovița", c'est-à-dire de la "plate-forme pliocène". Les résultats sont tout à fait approximatifs et provisoires. Dans notre récent travail [127], nous avons essayé de présenter une esquisse de la répartition spatiale et des limites moyennes des trois grands complexes géomorphologiques aux surfaces d'aplanissement; mais nous devons attirer l'attention sur une difficulté: ce qu'on comprend par "Plate-forme Gornovița" ce n'est pas une seule, mais plusieurs surfaces d'aplanissement réalisées pendant le pliocène (par exemple, Nordon reconnaît trois niveaux d'érosion arrivés au moins au stade de maturité: le niveau pontien, le niveau dacien et le niveau levantin). C'est le niveau pontien qui monte dans le bassin de Trotuș jusqu'à 1400 m, tandis que le niveau levantin commence au nord entre 480—500 m et ne monte à plus de 1000 m que dans la région du Predeal et du Bran. Dans notre carte citée nous avons donné l'altitude absolue du niveau levantin).

Malheureusement, les auteurs qui se sont occupés de ce problème ne sont pas toujours d'accord sur les principes et les méthodes employés dans leurs investigations; en conséquence, les résultats, souvent, ne sont pas comparables. Voilà donc des cas où il y a encore beaucoup à faire à partir de principes et de méthodes uniformes.

Le complexe des niveaux pliocènes avance le long des vallées de la montagne et se perd dans le niveau de la plate-forme immédiatement supérieur; mais les procès de destruction et d'accumulation ne se limitent pas au cadre de la dernière surface d'aplanissement, quoique celle-ci soit le plus vigoureusement attaquée en partant du nouveau niveau de base général. On ne peut donc pas se borner, dans l'analyse de l'évolution du relief, à la "Plate-forme Gornovița" (pliocène), mais on doit aussi tenir compte de ce qui se passe à l'intérieur des plates-formes supérieurs (Rîul Ses et Borescu d'après de Martonne) où le modelage des pentes se poursuit sous la commande des anciens niveaux de base généraux, devenus — à la suite des mouvements néotectoniques — niveaux de base locaux. Les choses se passent conformément à un principe que nous appelons: le principe de la conservation relative des niveaux de base cycliques.

Voilà pourquoi on ne doit pas se limiter aux transformations subies par le relief du complexe géomorphologique pliocène, mais s'intéresser aussi à l'évolution du haut relief où les agents subaériens travaillent sous l'influence des niveaux de base locaux ou indépendamment d'aucun niveau de base (le vent, le gel, la glace). En d'autres termes, il y a eu aussi dans nos Carpates des modifications spectaculaires comme conséquence de l'approfondissement des rivières dans la plate-forme pliocène, à la suite de l'exhaussement en bloc des Carpates pendant le quaternaire: des gorges profondes de 100—300 m, des défilés sauvages longs de plusieurs kilomètres (20, 60 ou plus), des vallées transversales qui furent et restent encore une énigme, des dépressions d'érosion différentielle, des accumulations piémontanes massives, etc. Mais à côté de ces processus majeurs caractéristiques du commencement des nouveaux cycles d'érosion, il y avait d'autres processus plus modestes

et plus lents, ou, quelquefois, catastrophiques, sans rapport direct avec le mouvement néotectonique : les processus de pente, gravitationnels, torrentiels, nivals, etc. On les trouve partout, mais ils sont presque les seuls ou dominants dans les complexes géomorphologiques supérieurs (néogène et paléogène).

L'évolution du relief dans le cadre de la plate-forme pliocène. On peut s'imaginer qu'à la fin du pliocène, les Carpates, plus basses de plusieurs centaines de mètres (plus de 200 m dans la vallée transversale de Jiu; plus de 400 m à la courbure des Carpates, à en juger d'après l'altitude relative des terrasses dans la dépression subcarpatique de la Vrancea; cf. 106) étaient accompagnées de vastes plaines piémontanes d'accumulation (les très connus cailloutis de Cîndești). L'approfondissement des vallées dans la plate-forme pliocène et dans ces dépôts corrélatifs se fit par saccades correspondant à plusieurs niveaux de terrasses. Donc le problème du rajeunissement du relief est étroitement lié au problème des terrasses et, en même temps, à l'histoire du réseau hydrographique.

On peut trouver dans les travaux de Emm. de Martonne [3] et de L. Sawicki [8] les premières informations sur les terrasses du Danube, du Jiu, d'Olt, du Mureș, etc. Les auteurs respectifs s'intéressaient non seulement à l'altitude et au degré de conservation de ces terrasses, mais aussi à leur structure, à leur origine (eustatique ou épirogénétique) en tirant de leur étude des conclusions sur l'évolution des vallées respectives.

Cependant, ni dans le cas de Emm. de Martonne, ni dans celui de Sawicki, on ne peut parler d'une préoccupation spéciale pour les terrasses en elles-mêmes. C'est pour cela que leur étude est plutôt ébauchée, en conséquence, leurs conclusions sont sujettes à caution. Par exemple pour le Jiu, de Martonne trouve deux terrasses: à 8—10 m et à 25—30 m, la troisième, à plus de 250 m d'altitude absolue, étant assimilée à la plate-forme Gornovița. Dans le cas d'Olt, le même auteur reconnaît quatre terrasses, dont la troisième (de 60 m), considérée comme cône de déjection, et la quatrième à 80 m au sud des Carpates, à Călimănești. En Transylvanie, Sawicki [8] procède à une analyse plus détaillée des terrasses du Mureș dans le couloir dépressionnaire d'Oraștie (entre le massif de Parîng et les Monts métallifères de Mureș). Il trouve ici quatre terrasses bien développées sur la rive gauche de la rivière: à 15, 25, 40 et 60 m. Au-dessus d'elles les mêmes dépôts de cailloux entre 500—600 m d'altitude absolue correspondent, d'après l'auteur, à une vallée pliocène du Mureș. On voit le même intérêt indirect pour ces formes de relief.

Les terrasses du Danube dans le défilé des Portes de Fer furent l'objet d'une analyse plus poussée de la part du géographe serbe J. Cvijić [4], du géographe roumain G. Vîlsan [10] et des géographes français Robert Ficheux et Geneviève Vergez-Tricom [52]. Cvijić trouve sept niveaux de terrasses tout au long du défilé danubien; mais seulement les quatre inférieures sont considérées par l'auteur comme quaternaires. Vîlsan fait un examen critique de la carte et du texte de Cvijić et conteste la valeur de la conclusion de celui-ci en faveur de l'origine antécédente de la vallée du Danube à travers les Carpates. Les géographes français cités donnent pour le versant valaque de la vallée danubienne douze thalwegs étagés, "étapes successives du creusement", et considèrent les six thalwegs supérieurs comme réa-

lisés pendant le pléistocène (ce qui mena à la capture d'un Danube pannonic par un Danube valaque). Ces anciens fonds de vallées quaternaires sont déformés seulement à la périphérie de la montagne vers l'est.

Ficheux et Vergez sont, pour notre pays, les premiers géographes qui procèdent à une analyse minutieuse des terrasses sur les cartes et le terrain, arrivant à en identifier un nombre presque incroyable. Malheureusement, les résultats sont communiqués dans une note très courte (deux pages), sans détails sur la méthode employée dans l'analyse du relief — entre 35—40 et 500 m — dans le défilé du Danube.

Cependant, avant la note publiée par les deux géographes français, N. Popp [37], qui utilise surtout les résultats des recherches sur le terrain, rompt avec la tradition qui se limitait à deux (terrasse inférieure et terrasse supérieure), ou tout au plus à trois ou quatre terrasses. En travaillant dans les bassins de la Dîmbovița, Ialomîța et Prahova, mais spécialement dans les Subcarpates, il décrit et esquisse sur la carte cinq terrasses pour les premières vallées, et six pour la dernière, entre 7 et 240 m d'altitude absolue. L'étude des terrasses est complète, mais il ne pénètre que très peu dans la montagne.

C'est à peine dans les dernières années que parurent les premières études du terrain [83, 105, 113, 120, 104] sur les terrasses de quelques rivières à l'intérieur de la montagne (Bistra, 6 terrasses entre 1 et 120 m dont une, en roche; Nera, 7 terrasses entre 2 et 110 m; Timis, 6 t. entre 1 et 120 m, Mures, 5 t. entre 1 et 105 m; Bistrița Moldave, 10 t. entre 1 et 240 m; Teleajen et Doftava, 7 t. dans les Subcarpates; Someșul Mic, 8, entre 2—137 m; Someșul Mare, 7, entre 2—114 m).

Nous insisterons un peu sur les terrasses de la Bistrița Moldave parce que c'est, jusqu'à présent, la seule vallée véritablement carpatique mieux étudiée à ce point de vue. L'analyse des terrasses de la Bistrița porte uniquement sur un petit secteur de cette longue vallée oblique des Carpates Orientales, celui qui s'étend le long du grand lac de barrage "Izvorul Muntelui" et de quelques affluents de la Bistrița (Bistricioara et Schitu inférieurs). Les observations sur le terrain étaient assez difficiles à faire à cause des fréquentes variations de l'altitude relative, provoquées par l'hétérogénéité lithologique et, surtout, par le grand nombre d'affluents latéraux qui "fossilisent" les vrais dépôts de terrasse. Cependant, les auteurs [105] dépassant les observations de N. Popp [37] qui identifia six terrasses, réussirent à nous présenter et à cartographier les terrasses suivantes : t. 1 ou lit majeur, à 1—3 m; t. 2, à 4—6 m; t. 3, à 8—12 m; t. 4, à 15—17 m; t. 5, à 20—25 m; t. 6, à 35—40 m; t. 7, à 55—65 m; t. 8, à 80—100 m; t. 9, à 130—150 m; t. 10, à 200—240 m. Toutes ces terrasses sont au-dessous du niveau de la surface d'aplanissement pliocène qui se trouve ici entre 900—1000 m. De nombreux profils relevés sur le terrain donnent en détail la structure assez compliquée des dépôts de terrasse (succession des loessoïdes avec intercalations de fragments non roulés, de cailloutis, de sols fossiles avec ou sans structures périglaciaires). On constate une grande variété, non seulement structurale et qualitative, mais aussi dans la dimension des dépôts, ce qui dénote une grande variabilité des conditions locales (hydrologiques ou même topo-climatiques), et peut-être aussi de petites aires de subsidence. On a pu démontrer l'origine alluviale, proluviale et déludio-colluviale des loessoï-

des. L'espace trop limité du champ des recherches et la complexité locale des formes étudiées ne permirent pas aux auteurs de déterminer l'âge exact de chaque terrasse, mais ils les considèrent, dans leur ensemble, comme quaternaires.

On ne peut pas dire que nous connaissons, en détail, les terrasses des principales rivières dans leurs secteurs montagneux. Il y a encore beaucoup à faire dans ce sens; mais on peut affirmer que la vraie voie d'une étude complète et critique des terrasses est trouvée et que nos jeunes géomorphologues s'y sont engagés.

Cette situation se reflète dans les essais de synthèse concernant les terrasses des rivières sur le territoire de la Roumanie. Dans les premiers rapports aux congrès internationaux de géographie (Paris, par G. Vilsan; Amsterdam, par Vintilă Mihăilescu) sont singalées seulement les terrasses des collines et de la plaine. Tout récemment, dans la Monographie géographique de la R. P. Roumaine [91], le chapitre consacré aux terrasses donne, sous forme d'un tableau, les caractéristiques de cette forme de relief dans toutes les grandes régions géomorphologiques du pays, à l'exception de la montagne pour laquelle — dans la carte — on se borne à noter les "régions montagneuses où apparaissent des hautes terrasses d'érosion, sous forme d'épauls; ce sont, en général, des terrasses en roche", mais on indique des terrasses normalement développées dans les grandes dépressions intracarpatiques. Enfin, dans la dernière synthèse parue en 1960 [96], on est un peu plus précis: "Dans la zone montagneuse, les terrasses ont peu d'étendue et revêtent surtout la forme de fragments isolés; les terrasses dans la roche sont assez fréquentes. Font exception les terrasses des secteurs longitudinaux des grandes vallées (Bistrița, Trotus, etc.), ainsi que celles des dépressions d'entremont (Petrosani, Bîrsa, Ciuc, Dorna, Maramures)".

Et pourtant, on connaissait l'intérêt que présentent au moins pour l'évolution des vallées, les terrasses dans les défilés ou dans le secteur des lignes de partage des eaux, dans les petits bassins d'érosion différentielle (la Prahova supérieure par exemple ou le Someș Mare supérieur), etc. On a vu ce que peut donner une analyse minutieuse, même dans une vallée transversale formée par une succession de défilés et de petits bassins relict (le Danube). Les géomorphologues roumains devraient donc s'occuper, d'une manière méthodique et planifiée, du problème des terrasses à l'intérieur des Carpates, et cela non seulement dans le cadre des vallées longitudinales et dans les grandes dépressions intercalées dans la montagne, mais aussi — et nous dirions spécialement — des terrasses des vallées carpatiques transversales.

Les vallées transversales. L'évolution des vallées carpatiques pendant le quaternaire est un problème qui préoccupait les géographes et les géomorphologues étrangers et roumains qui ont étudié le relief de nos Carpates; mais ce furent, à juste titre, les vallées transversales qui attirèrent le plus leur attention. D'ailleurs, la plupart des vallées carpatiques sont, dans nos montagnes, des vallées transversales de percée totale (pas trop nombreuses celles-ci) ou partielle.

En ce qui concerne les vallées transversales des Carpates SE, c'est le long défilé du Danube (plus de 120 km) qui a provoqué les plus grandes discussions, sans

qu'on soit arrivé à une solution unanimement acceptée. On connaît l'hypothèse de Cvijić qui considère la vallée du Danube comme l'héritière d'un ancien détroit marin (die pontische Tahlboden) dans lequel le grand fleuve a persisté pendant le haussement en bloc des Carpates des Portes de Fer vers la fin du pliocène et au commencement du quaternaire. On sait de même que de Martonne était pour la désorganisation du réseau hydrographique à la suite des mouvements néotectoniques pliocènes, et pour la reconstitution d'un cours unique par une série de captures seccessives venant d'une rivière valaque pendant le pléistocène. Les élèves du grand géographe français (G. Vilsan [10], Robert Ficheux, G. Vergez-Tricom [52]) ajoutèrent d'autres arguments en faveur de la thèse du maître. Le premier voit dans les caractères du réseau hydrographique de l'Olténie, surtout dans la grande surface du bassin du Jiu, une preuve de la jeunesse relative du Danube au-deçà des Carpates (tout au plus à la fin du levantin). Les deux géographes français précisent — à l'aide des 12 thalwegs déjà mentionnés — le mécanisme des captures successives effectuées par une rivière valaque "aidée dans son travail par des influences locales tectoniques et lithologiques". Enfin, en 1954 le géomorphologue roumain P. Cotet [57] reprend le problème de la percée du Danube à travers les Carpates des Portes de Fer à la lumière de ses propres recherches dans la Plaine de l'Olténie [69] et arrive à considérer le défilé du Danube comme étant pré-quaternaire. Il est aussi d'avis, à juste titre, que seule une analyse attentive et minutieuse des anciens thalwegs et niveaux d'érosion dans le défilé tout entier — nous dirions, dans les bassins des affluents du Danube dans le défilé — pourrait faire espérer une solution acceptable de cette énigme géomorphologique. Nous sommes aussi d'avis que le rôle de la tectonique et de la lithologie fut plus grand qu'on ne l'a cru d'habitude.

C'est surtout sous l'influence de Emm. de Martonne que l'hypothèse de la capture fut admise pour toutes les vallées transversales des Carpates. On doit reconnaître que pour quelques-uns des cas les arguments sont impressionnants. Par exemple pour la vallée de la Prahova, dont le cours supérieur, affluent de l'Ialomița, fut capté dans le défilé de la Posada par une rivière dominante subcarpatique [40], et surtout dans le cas du Crișul Repede [15], où la présence des "dacites" de Vlădeasa, au nord de cette rivière dans la dépression de Simleu, est un argument presque péremptoire. Toutefois depuis plus de 30 ans on observe une sorte de réaction parmi les géographes roumains qui inclinent vers l'hypothèse de l'antécédence. On ne pourrait pas dire que c'est la mode, parce que le promoteur de cette nouvelle attitude (N. Orghidan) a dépassé 80 ans.

Pour nous, le motif principal de doute — en ce qui concerne l'universalité de la capture — c'est la difficulté de s'expliquer l'énergie totale du relief dans une vallée transversale comme le Jiu, par exemple ou l'Olt à travers les "Alpes de la Transylvanie", ou le Mures, ou la Bistrița Moldave, etc. Si la plus haute terrasse, disons de la rivière Olt, se trouve, d'après de Martonne, à 80 m et si elle représente le moment de la percée par capture, comment alors s'expliquer la disparition de la montagne d'au-dessus de cette terrasse sur presque 2000 m d'épaisseur? Impossible de s'expliquer ce déblaiement par des rivières qui travaillaient sur les

côtés opposés de la montagne, parce que nous voyons que des rivières toutes proches, comme l'Argeș ou le Gilort, n'ont pas pu percer les monts respectifs. Voilà pourquoi on a cherché une autre solution et on a trouvé l'antécédence (une formule d'ailleurs connue depuis bien longtemps, mais négligée). L'évidence de plus en plus nette des mouvements néotectoniques (pliocènes et quaternaires) et la réalité des déformations axiales (bombement et gauchissements) rendent presque axiomatique l'admission de l'antécédence comme mécanisme de la formation des vallées transversales. Il va sans dire que cette vue théorique ne dispense pas de la recherche des preuves concrètes du procédé.

On peut citer les études qui adoptent l'antécédence pour expliquer les vallées transversales de Jiu [44], de Buzău [19], de la Bistrita Moldave [46], du Somes à Turbuța [33], etc. On admet en général que les surfaces d'aplanissement qui accompagnent, même déformées, les grandes vallées transversales, et la présence de méandres encaissés dans le cours de ces rivières (par exemple, Jiu, Nera) sont des preuves en faveur de l'antécédence.

Les mouvements néotectoniques quaternaires. Les études portant sur les terrasses des rivières, moins sur celles des rivières dans leurs secteurs de montagne et plus sur celles des rivières subcarpatiques, et la préférence accordée à l'hypothèse de l'antécédence, ont abouti à éveiller l'intérêt pour les mouvements néotectoniques (englobés autrefois dans les mouvements épéirogénétiques ou strophiques).

Il y a plus de 40 ans, le géographe roumain C. Brătescu écrivait sur les mouvements épéirogénétiques dans la région du bas Danube [11], et Gh. Vilsan [9], dans sa thèse sur la Plaine Roumaine expliquait les déviations vers la gauche des rivières à leur entrée dans la plaine, par la présence d'une aire d'effondrement lent dans la région du Siret inférieur. Un peu plus tard, l'analyse des terrasses de la région subcarpatique a relevé la présence de terrasses épéirogénétiques dont le bombement longitudinal peut varier entre 9—60 m dans le bassin de Teleajen [120], et 50—60 m dans le bassin subcarpatique de la Doftana [113]. Pour la montagne, nous ne disposons pas d'études similaires; mais on peut affirmer, d'après quelques indications [111], que de telles déformations y existent. Pour la zone carpatique, on peut apprécier l'amplitude des mouvements néotectoniques à l'aide des terrasses et du niveau pliocène. Nous avons vu qu'on est en droit d'évaluer cette amplitude à au moins 200—400 m dans différents secteurs carpatiques (par exemple, d'après "les thalwegs" de Ficheux et Vergez, on peut affirmer que les Carpates des Portes de Fer se sont élevées de plus de 400 m pendant le quaternaire). Enfin, en jugeant d'après l'altitude absolue (1000 m) à laquelle on trouve la plate-forme pliocène la plus récente dans la région de la courbure carpatique, on peut y apprécier la dénivellation tectonique à 400—600 m (par rapport à l'altitude moyenne du fond des vallées actuelles).

Les dates disparates et pas encore coordonnées dont on dispose, nous permettent d'affirmer cependant que les mouvements néotectoniques quaternaires ont eu un caractère strophique, très variable dans les différents secteurs des Carpates Roumaines, mais plus amples dans la région de la courbure (aire séismique bien

connue). En même temps, on constate l'existence de quelques aires d'abaissement local lent (subsidence restreinte), comme par exemple dans la dépression intra-montane de Braşov, de Ciuc, de Giurgeu où persistent encore des zones marécageuses. On peut parler aussi de fléchissement le long de l'axe de la montagne (le couloir Birgae-Cîmpulung, le couloir d'Oituz, d'Olt, de Timis, etc.), mais nous ne sommes pas en mesure de déterminer l'âge de ces mouvements négatifs, ni s'ils sont encore actifs ou non.

A la session de l'INQUA, tenue en Pologne, deux géographes roumains ont présenté une communication sur la méthode géomorphologique employée dans le dépistage des mouvements néotectoniques quaternaires avec application au territoire de la Roumanie; mais, à cause de l'espace limité et de la nouveauté du sujet, on a accordé plus d'attention aux régions où ces phénomènes sont plus évidents et où, en plus, ils ont été mieux étudiés [129].

Les piémonts d'accumulation quaternaire. Le haussement en bloc des Carpates a eu aussi d'autres conséquences sur l'évolution du relief carpatique et sousmontane: d'une part, les dépôts corrélatifs de la "plate-forme pliocène", c'est-à-dire les piémonts bâtis par les cailloutis de Cîndeşti (piémonts levantins) furent déchiquetés par les rivières carpatiques et transformés en collines; d'autre part, les mêmes rivières ont construit de nouvelles plaines alluvionnaires étagées.

Il y a peu d'années, le problème des piémonts était quasi inexistant pour les géographes roumains. Aujourd'hui c'est l'un des plus étudiés. On a publié même, en 1957 [73] et en 1960 [91], des cartes géomorphologiques générales dans lesquelles on peut voir la répartition et l'extension des piémonts pliocènes et des piémonts quaternaires. On constate aisément que les premiers se trouvent surtout en dehors de la montagne (le plus important, le Piémont Gétique); les autres, à la périphérie des grandes dépressions intracarpates et sous les collines péricarpates du sud et de l'est. Les seuls endroits où, par leur position, on peut considérer les piémonts pliocènes comme appartenant à l'espace carpatique, ce sont les dépressions-golfes des Carpates Occidentales (Roumano-Yougoslaves). Ces cartes ont été dressées à partir d'études locales sur les piémonts, mais on y trouve — non seulement à cause de leur échelle réduite — des lacunes qu'aujourd'hui on pourrait combler.

Malheureusement, on n'est pas en mesure de citer beaucoup de recherches concernant les piémonts intra-montans. Par exemple, dans l'étude sur "Le pays" de Zarand (Muntii Apuseni), due à P. Cotet, l'auteur distingue, dans la dépression intercalée entre les Monts de Zarand et les Monts de Codru-Moma, une large bordure de hauts piémonts dont la couverture de cailloutis (Cîndeşti) a été déblayée pendant le haussement en bloc de la montagne et constate la transformation, au pléistocène, de l'ancienne plaine de piémont en collines. On observe en même temps que l'action du nouveau cycle a affecté aussi la périphérie de la montagne dans laquelle a été modelée une surface piémontane d'érosion. Un étage plus bas, tout autour du piémont pliocène déchiqueté par l'érosion pendant le pléistocène, les rivières ont construit le piémont quaternaire. L'analyse des dépôts dans des sections, par exemple à Dudu, permet à l'auteur de conclure que le piémont qua-

ternaire a été construit sur une surface d'érosion dans les cailloux du piémont levantin (p. 25 et fig. 11).

Dans une autre étude, plus détaillée, G. P o s e a [119] nous donne la plus complète analyse d'une région de piémont située à l'intérieur de la montagne ("Le pays" de Lăpuș au nord de la Roumanie, entre les monts volcaniques du Maramureș et le petit massif cristallin Preluca). Répartition, structure, genèse, évolution pendant le quaternaire, influence sur le réseau hydrographique, on peut trouver ici, dans ce chapitre d'une thèse un bon exemple d'une étude morphologique des piémonts.

Nous passons sur les autres recherches, plus sommaires, concernant le même problème ou les piémonts extérieurs, situés immédiatement au pied de la montagne. Signalons seulement que, dans quelques-unes de ces recherches, on fait mention de la contribution des procès périglaciaires à la construction de ces formes d'accumulation [74].

Le relief épigénétique. On peut inclure sous cette formule la synthèse des analyses partielles et des autres procès de détail, dont certains ont été mentionnés plus haut. A vrai dire, presque tout le relief quaternaire d'érosion est un relief épigénétique, parce que la sculpture des nouvelles formes a commencé soit par la surface d'accumulation piémontane, soit sur les diluviums ou les éluviums des surfaces d'aplanissement. En pénétrant dans d'autres structures, l'érosion dut s'adapter ou surmonter ces conditions nouvelles. C'est de cette manière que, par exemple, furent mises en évidence et transformées en une association de crêtes d'intersection et de dépressions sculpturales, les Subcarpates (ou Précarpates) après le déblaiement de leur couverture piémontane pendant le pléistocène. Ces transformations se sont passées assurément en dehors de la montagne proprement dite, mais à l'intérieur des Carpates les choses ne se sont pas passées d'une autre manière, et les études sur les petites ou grandes dépressions l'ont démontré ... sans le dire. On peut le constater plus clairement dans quelques études; par exemple, dans les quelques considérations géomorphologiques concernant "Le pays" de Praïd situé vers la périphérie ouest des monts volcaniques Transylvains [45]. Les pyroclastites néogènes ont couvert ici non seulement un piémont de cailloux pliocènes qu'on voit dans les ouvertures naturelles de la région, mais aussi les plis dyapirs au noyaux de sel qui entourent la cuvette tectonique Transylvaine. L'érosion a commencé par l'installation du réseau hydrographique à la surface d'une dépression de tassement périvolcanique, et, en s'enfonçant dans la couverture d'agglomérats (pyroclastite) volcaniques, s'est incrustée dans la couverture du sel. Elle y creusa des vallées épigénétiques très étroites (de vrais cañons) dans les massifs de sels (par exemple à Praïd) et modela tout le relief des terrasses, des vallées à fond plat, des dépressions secondaires, la dissolution du sel aidant (par exemple la dépression Rachitaș, se présentant sous l'aspect de vrais poljés, située au nord de la région étudiée).

Un autre exemple, toujours dans les formations volcaniques néogènes, donc comme procès géomorphologique datant du quaternaire, c'est le cas de la petite dépression Chiuzbaia [76] où l'érosion a mis au jour des dépôts pontiens qui cou-

vrent une dépression sculptée dans des formations oligocènes en partie fossilisées par des laves andésitiques. L'histoire du relief épigénétique est plus compliquée et donne à l'auteur l'occasion d'analyser l'évolution du réseau hydrographique original déterminée par des conditions locales spécifiques.

La notion de relief épigénétique doit être soumise encore à la preuve du terrain. C'est pour cela que nous la considérons comme une hypothèse de travail.

Les procès complémentaires. Nous considérons, au moins dans nos Carpates, l'érosion fluviale pendant tout le quaternaire comme procès de base, directeur, dans l'évolution du relief. En pénétrant toujours plus bas dans les surfaces anciennes et pliocènes, au fur et à mesure du haussement en bloc des Carpates et des variations du niveau de la Mer Noire, le réseau hydrographique a représenté directement ou indirectement le plan général d'attaque pour tous les autres agents du modelé sous-aérien (gravitation, dégradation physique ou chimique, pluie, torrents, gel, neige, glace et même vents). Ils sont, tous, générateurs de procès complémentaires (ce qui n'équivaut pas à la minimalisation de leur effet géomorphogénétique).

D'abord ce sont les pentes des vallées qui sont attaquées par ces agents. On ne peut parler dans nos montagnes d'études qui embrassent ces procès dans leur ensemble. Il y a cependant quelques exceptions récentes : un article sur le mécanisme du modelé fluviale observé dans la vallée du Slănic moldave après des pluies catastrophiques; quatre pages sur l'érosion torrentielle dans la "Tara Lăpuşului", une page dans une autre dissertation. On ne peut pas dire, il est vrai, la même chose des procès de pente, gravitationnels (dus à la gravitation), c'est-à-dire : les glissements de terrain en masse, les torrents de boues, les éboulements, etc. Les glissements de terrain en masse sont assez fréquents dans les Carpates Orientales, ils sont représentés même sur les cartes géologiques à grande échelle [17, 41] et ils ont fait l'objet de quelques recherches spéciales (dans la vallée du Slănic moldave et le bassin du Buzau, par exemple). Leur aire d'extension coïncide presque avec la succession : schistes disodiliques et grès de Kliwa, oligocènes, formations bien représentées dans le flisch moldave [32, 112]. L'analyse du procès (le mécanisme et l'organisation des glissements) des éléments morphologiques et de leur évolution est suivie en détail dans ces études. On doit aussi mentionner l'attention officielle qu'on attache aujourd'hui à ce phénomène, due à son importance pratique. On trouvera donc beaucoup d'études et de cartes à grande échelle en manuscrit, concernant les glissements de terrain; mais les esquisses publiées sont encore très sommaires [73, 91].

Les éboulis ont très peu attiré l'attention des géographes roumains dans le passé. C'est dans une seule étude [32], fondée sur des recherches minutieuses dans la vallée du Slănic (station balnéaire bien connue), qu'on a attiré pour la première fois l'attention sur l'intensité du phénomène (désagrégation mécanique des grès de Kliwa si forte que les éboulis résultés ont formé un vrai manteau protecteur pour les pentes de la vallée). La forêt massive (hêtres) a protégé à son tour la couverture d'éboulis. L'auteur expliquait l'intensité du phénomène par un climat, que l'on appelle depuis lors périglaciaire.

C'est surtout le grès de Kliwa — très gélive à cause de ses diaclases — qui donne de véritables mers d'éboulis. Toujours dans les Carpates Moldaves, plus au nord dans la région du Bicaz, on a expliqué l'origine récente du lac de barrage naturel (le lac "Roşu") par un glissement secondaire d'éboulis peut-être pléistocènes, rendus glissants par la décomposition chimique des schistes disodiliques associés au grès de Kliwa [33].

Nous reviendrons au problème des éboulements dans le paragraphe réservé au processus et aux formes périglaciaires. En général les observations sur les processus gravitationnels ne constituent pas un objet d'études spéciales, mais on les trouve dans des recherches plus complexes.

Le relief différentiel structural. Sans ignorer l'importance de la structure et de la nature des roches dans le modelé du relief, les géomorphologues roumains d'il y a 20—30 ans se sont occupés de préférence des formes plus évoluées (qui ont dépassé le stade différentiel); mais ce serait faire un tort à un géographe comme Emm. de Martonne ou à des géographes roumains comme N. Orghidan et M. David que de soutenir qu'ils négligeaient ces rapports. Il n'en est pas moins vrai que c'est le mérite de la jeune génération de géographes roumains d'avoir inauguré une vraie série de recherches de géomorphologie structurale; on pourrait même dire qu'ils ont dépassé un peu la mesure dans cette direction, mais seulement dans les premières années de la réaction.

Ce furent toujours les Carpates Méridionales qui attirèrent les jeunes chercheurs : le Retezat et le Godeanu (dans le Haut massif Banatique d'Emm. de Martonne ou dans le Massif Godeanu d'après notre proposition), le Massif de Parîngu, les monts Făgăraş et Iezeru, les Bucegi. Il est vrai que d'autres endroits de nos montagnes attirèrent aussi les géomorphologues (les monts du Banat, les Carpates de la Courbure, les monts de Bîrgău, le Bihor, etc.), mais c'était en général pour des trajets de reconnaissance ou des recherches plus sommaires.

Commençons par une de ces dernières études : "Quelques aspects géomorphologiques dans les Monts" Bîrgău par Ion Sîrcu de l'Université de Iassy [78]. C'est une étude critique dont on peut dire qu'elle constitue une transition entre les études géomorphologiques plus complexes de l'ancienne école, et la direction morphostructurale qu'on venait de promouvoir depuis peu de temps chez nous aussi. Dès le commencement, l'auteur adopte une attitude objective en donnant un tableau général du relief qui lui permet de distinguer : un secteur volcanique formé par de grands massifs (necks et dykes andésitiques), un secteur développé sur des formations sédimentaires interrompues par des necks isolés, enfin un dernier secteur qui est un plateau sédimentaire. Les titres des paragraphes associent des caractères morphologiques (massifs, muncei — c'est-à-dire montagne de moyenne altitude, plateau) aux caractéristiques structurales (volcanique, éruptivo-sédimentaire, sédimentaire). L'analyse débute par le relief volcanique, l'histoire des transformations subies par les formations volcaniques après la fin des éruptions, c'est-à-dire au temps du quaternaire. Mais l'auteur est préoccupé d'un autre problème qui est aussi essentiel et se trouve en rapport direct avec la structure volcanique : l'évolution du réseau hydrographique. Ceci le mène à une analyse assez détaillée qui

nous relève un vrai relief épigénétique : défilés épigénétiques, bassins d'érosion différentielle, dépression de faciès (par exemple Poiana). On constate pendant toute cette analyse l'intérêt normal de l'auteur pour les rapports de la forme avec la structure et la lithologie, en même temps que pour la détermination de l'âge de ces formes qu'on n'hésite pas à nommer — quand le cas se présente — épigénétiques (par exemple le bassin de la Colibita, p. 63).

En continuant la présentation des résultats obtenus, l'auteur attaque, dans la dernière partie de son étude, le problème lié aux variations générales des niveaux de base : le problème des terrasses et des surface d'aplanissement. Ses préoccupations ne se bornent donc aux relations structure-relief ou lithologie-relief, mais elles dépassent ce cadre, en embrassant le problème géomorphologique dans son ensemble, sans éviter ni la description ni la genèse.

Un autre article, celui de F. Mateescu [108] sur "Influences structurales dans le relief des Monts Caraș" est plus restrictif. L'auteur commence par une description de la structure (plissement de type jurassien) et continue par l'analyse de l'adaptation des formes à la structure (les crêtes anticlinales, vallées synclinales) en la passant jusqu'à l'inversion de relief et autres formes structurales de détail (côtes, hogbacks, surfaces structurales, abrupts de faille, etc.). Il n'oublie pas même les formes déterminées par la différence des roches; mais il limite son étude aux transformations subies par le relief au temps du quaternaire.

Nous voulons attirer l'attention sur un petit article [73a] plein de suggestions : "Observations géomorphologiques sur le Ciucas" (un massif montagneux situé à la Courbure des Carpates et très peu étudié). Les auteurs (C. Martiniuc et P. Cotet), quoi-qu'ils n'aient fait qu'une simple excursion de reconnaissance, saisissent les grands problèmes géomorphologiques de la région : le rajeunissement du relief à la suite des mouvements néotectoniques quaternaires, les formes d'érosion différentielle, le problème de la glaciation quaternaire manifestée ici sous forme de procès périglaciaires; mais c'est surtout une analyse — sommaire, il est vrai — des rapports entre les formes et la structure (surtout la roche) : hogbacks, crêtes d'intersection, niveaux lithologiques ou même altiplanation.

On ne peut pas présenter, dans ce court rapport, tout ce qui a été écrit chez nous, surtout au cours des dix dernières années, en matière de géomorphologie structurale carpatique. Nous voulons uniquement signaler qu'on a analysé pendant ce temps les adaptations à la structure (et à la lithologie) non seulement de l'érosion fluviale, mais aussi de la glace, de la neige et, en général, des agents crierigiques. Nous donnons comme exemple l'étude d'Eugène Nedelcu, "Aspects structuraux et lithologiques dans la morphologie glaciaire des monts Fagaras" [89].

La nouvelle orientation morfo-structurale s'est mieux concrétisée dans le chapitre géomorphologique de la Monographie géographique de la R. P. Roumaine où le rapport structure-relief a été le critérium de base dans la présentation des types de relief et surtout dans la division géomorphologique des Carpates elles-mêmes. On a distingué, par exemple, dans les Carpates Orientales, trois zones longitudinaux : les monts formés de cristallin avec leur couverture mésozoïque; les

monts du flisch crétacé; les monts du flisch paléogène. On doit citer aussi — dans le même sens — les thèses de V. Micalevich-Velcea et de Gr. Posea [110, 119].

Le relief karstique et le relief volcanique. Le premier est bien représenté, et depuis longtemps, dans les études des géographes roumains ou étrangers; le deuxième, à peine entamé. Cependant il n'y a pas d'étude générale sur le karst des Carpates roumaines, mais seulement des représentations cartographiques sommaires de l'extension des domaines karstiques dans ces montagnes [73, 91], un très expressif album de photographies [117] et, en cours de publication, une carte générale des grottes de la Roumanie. Par contre, il y a de nombreuses descriptions et beaucoup d'études sur le karst, éparpillées dans des revues géographiques, dans des recherches sur le relief régional ou dans d'autres publications (de sciences naturelles, culture générale, tourisme, etc.).

Les premières indications sur le karst des Carpates Méridionales se trouvent dans "Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de la Transylvanie" d'Emm. de Martonne [3]. Plus tard (en 1921), le même auteur fait la description d'une partie du karst de Bihor et des monts du Banat [12]. Le karst du Bihor fut une véritable révélation par son ampleur et sa variété (région Tomasca-Ponor; aujourd'hui, "Cetățile Ponorului" — Les Cités du Ponor).

Depuis la création de la spéléologie par le biologiste roumain Emm. Racovitza, ce sont surtout les spéléologues et leurs collaborateurs (naturalistes, géologues, géographes) qui s'occupent des phénomènes karstiques. On lira par exemple avec intérêt l'aperçu général sur le karst de la Roumanie dans l'Album (publié en roumain, français, allemand, anglais) sur les grottes de la Roumanie déjà mentionnées. Ce sont toujours les spéléologues qui s'occupent aussi du côté morphologique et morphogénétique des cavernes qu'ils exploitent ou découvrent (par exemple la plus longue grotte de Roumanie, découverte il y a quelques années dans le plateau de Mehedinti). Toutefois qui dit karst ne dit pas seulement grotte, et, en plus des cavernes, ces formes de relief sont aussi étudiées par des géomorphologues soit de formation géologique, soit de formation géographique; et c'est particulièrement à leurs travaux que nous renvoyons dans ce paragraphe.

Les études des jeunes géomorphologues portent presque exclusivement sur le karst des Carpates Méridionales, des Monts du Banat et du Massif Biharia. Ces études ont un caractère tout à fait local et monographique. Dans le Banat, V. Senču [132], sur la base de ses propres recherches et relevés, décrit plusieurs grottes dans la région du centre carbonifère d'Anina et poursuit l'évolution des vallées respectives; dans le Massif de Godeanu, G. Niculescu nous donne le profil karstique avec de bonnes esquisses du karst des monts Piule-Iorgovanu; au delà du Jiu, V. Trufaș analyse les formes karstiques de surface et profondes près de "Grădiștea de Munte", alors que S. Iancu, S. Lupu et I. Ilie [106a] font leurs observations dans le défilé de l'Oltet et dans la grotte de Polovragi en parallélisant les niveaux relevés dans la caverne avec les niveaux des terrasses de la vallée Oltet. Dans le couloir de Bran, E. Nedelcu et Ș. Dragomirescu [128] constatent, en associant les formes du relief et leur évolution, la prédominance du karst superficiel qui entame une surface d'aplanissement dans les calcaires jurassiens. Dolines, uva-

las, poljés, défilés profonds et étroits y sont des formes courantes. Très éloquentes sont l'esquisse panoramique et la carte interprétée. Enfin, plus loin, dans les monts de Piatra Craiului, des Bucegi et de Piatra Mare, l'analyse faite par V. Micalevich-Velcea pour les deux premiers massifs est l'une des plus systématiques et complètes [106b, 110].

Mais le massif sur lequel se sont concentrés le plus les efforts des karstologues est le Massif Biharia où l'on trouve un des champs karstiques les plus étendus des Carpates Roumaines. Ce sont : la célèbre grotte Scărișoara avec sa glacière pliocène, les Cetățile (les Cités) Ponorului qui ont été sommairement décrites par Emm. de Martonne en 1921. Nous devons au géomorphologue Marcian Bleahu et au spéléologue M. Șerban la description de la région Padiș-Cetățile Ponorului, que les auteurs proposent de transformer en parc national [82]. Nous mentionnons enfin l'étude de Marcian Bleahu sur la même région karstique, qui permet à l'auteur de tirer des conclusions générales sur la capture karstique et son rôle dans l'évolution du réseau hydrographique des régions karstiques [67].

On voit qu'il existe dans notre pays un courant d'études karstiques, et que de jeunes géographes, géologues et naturalistes s'y appliquent. Cependant la phase des recherches strictement locales n'est pas encore finie. Il y a même des régions presque inconnues (par exemple les Carpates Orientales) sans parler du karst dans le sel, le gypse et dans d'autres roches, sur lequel on peut citer très peu d'études [45, 92, 133].

Le relief dans les formations volcaniques néogènes. On sait que le volcanisme néogène des Carpates Roumaines a commencé au miocène (tortonien) et fini au pliocène supérieur (lévantin, peut-être jusqu'au commencement du quaternaire). Les laves (différents types d'andésites, les cinérites et les piroclastites) furent mises en place pendant plusieurs phases interrompues par des phases d'érosion active. Dans les monts Métallifères du Mureș et dans les Monts volcaniques du Maramures, l'érosion quaternaire ou plus ancienne fut très active et réussit à détruire la carapace des laves et des piroclastites qui couvraient les formations volcaniques plus anciennes. Ce fut seulement dans la chaîne Căliman-Harghita (longue de plus de 150 km) que les appareils volcaniques se sont conservés très peu entamés par l'érosion quaternaire. Voilà pourquoi il est plus difficile, dans les Monts Métallifères du Mureș et dans les Monts volcaniques du Maramures, de séparer le relief quaternaire du relief pliocène. Cependant, on ne peut pas douter que les dykes, les necks, les sills, etc. qu'on voit aujourd'hui dans toutes les régions du volcanisme néogène de chez nous ont été mis en évidence surtout par l'érosion quaternaire.

Si nous disposons de dates géologiques assez riches, auxquelles se sont ajoutées les recherches des jeunes géologues roumains dans les dix ou vingt dernières années, on peut affirmer la même chose du relief développé sur les formations volcaniques néogènes. Pour la chaîne Căliman-Harghita, par exemple, nous sommes restés presque aux descriptions de Sawicki [8, 1912]. On peut citer seulement quelques notes ou observations dans des études qui ont eu d'autres buts [19, 45]; on peut poursuivre l'aire de répartition des roches volcaniques, des cratères ou

des plateaux de piroclastite, des necks, etc. sur les cartes géologiques (par exemple 1/500000 ou la belle carte de Socolescu [43] concernant les Monts Métallifères du Mures), sur les cartes géomorphologiques récentes [73, 91], mais ce sont des cartes interprétées qui peuvent servir tout au plus à une information générale et à l'établissement d'un plan de recherches sur le terrain.

On pourrait toutefois trouver dans notre récente étude sur les Carpates de SE un essai de caractériser au point de vue morphologique les Monts volcaniques du Maramures (p. 106—109), les Monts Căliman-Harghita (p. 164—165) et les Monts métallifères du Mures (p. 319—320). On doit mentionner aussi que des études sur le relief volcanique ont commencé, mais les résultats ne sont pas encore publiés.

Le relief glaciaire. On connaît le doute qui a longtemps régné en ce qui concerne l'existence des formes glaciaires relictées dans les hauts massifs des Carpates SE. Les premières observations de Lehmann (1881) furent contestées par Primics et Inkey (v. E. de Martonne, [3]); mais après les études de celui-ci dans "Les Alpes de la Transylvanie", c'est-à-dire dans les Carpates Méridionales, études accompagnées de levés topographiques propres, d'esquisses panoramiques, de photos, personne ne pouvait plus douter de la réalité des glaciations pléistocènes dans nos Carpates. Les recherches furent étendues aussi dans les autres massifs carpatiques qui dépassaient 2000 m (Rodna, Cernahora, Călimani), appartenant aux Carpates Orientales. Nous devons à L. Sawicki les premières recherches plus approfondies sur le relief glaciaire relict des massifs Rodna et Maramures et le premier exposé assez détaillé sur l'histoire des études concernant la glaciation carpatique [7].

Emm. de Martonne travaillait dans les Carpates Méridionales à une époque où était contestée même l'origine glaciaire des cirques. "C'est dans ce dessein (pour préciser la notion de cirque glaciaire) que nous avons exécuté le levé au 1/10000 des cirques Găuri et Cilcescu" [3, p. 239]. Il analyse le paysage glaciaire de tous les massifs des Carpates Méridionales, depuis le Retezat, massif aux cirques et lacs glaciaires les plus nombreux et les plus typiques, jusqu'aux Bucegi, où les conditions locales furent moins favorables au développement et surtout à la conservation des formes glaciaires. En résumant ses résultats, l'auteur est d'avis que la limite des neiges éternelles se trouvait dans cette branche carpatique vers 1900 m, que la prédominance de l'orientation des cirques vers l'est est due à la prédominance des vents du secteur est pendant la glaciation (ce qu'aujourd'hui on ne peut plus soutenir), enfin qu'on constate deux types de glaciers quaternaires : le type de plate-forme (par exemple la plate-forme Boreescu frangée de cirques) et le type Făgăraș avec des cirques et des vallées développées aux flancs de hauts témoins d'érosion. La limite inférieure des moraines frontales fut constatée jusqu'à 1200—1300 m sur le versant nord de la montagne. On ne peut pas être sûr du nombre des glaciations carpatiques. E. de Martonne a lancé l'hypothèse de deux glaciations dans les Carpates Méridionales.

La position plus nordique et la constitution géologique des hautes montagnes du nord du pays ont imprimé à la glaciation respective un autre cachet, et ont per-

mis l'installation des glaciers sur des massifs plus bas et la descente des anciens glaciers jusqu'au-dessous de 900 m sur le versant nord du massif Rodna [7, p. 532 et la carte].

Le massif volcanique Căliman, qui dépasse lui aussi 2000 m, fut moins étudié jusqu'en 1932, date où un jeune géographe roumain de Cluj (Laurian Somesan) nous a donné la première analyse sommaire des formes glaciaires (cirques et moraines) conservées dans ce massif entre 1700—2000 m [23].

On a cru également voir des cirques glaciaires dans d'autres massifs plus bas, dans la Biharea par exemple et c'est L. Sawicki qui les signala pour la première fois [6]. Mais E. de Martonne, qui les a vus pendant l'excursion de 1921, se déclara d'un autre avis; il les considérait comme des cirques de nivation. En vérité, même ces formes, quoique très claires, ne sont pas si développées. Cependant — nous les avons revus ce printemps sous le sommet de la Curcubăta (1850 m) et sur le versant sud de la Vlădeasa, au nord de la Biharia — ils nous paraissent aujourd'hui trop petits et trop peu profonds pour les considérer d'origine glaciaire, mais, en même temps, trop individualisés pour les expliquer seulement par l'action des neiges holocènes. Selon toute probabilité, ils sont plus anciens et ont été au moins ébauchés dans une des périodes glaciaires de nos Carpates, sous l'influence d'un climat périglaciaire.

On a cru de même découvrir une preuve de glaciation dans les Carpates de la Courbure, non pas dans un de leurs massifs qui approchent 2000 m, mais sur un sommet qui n'atteint pas 1700 m, le Siriu [25]. C'est un lac (le lac des Vautours) qui a intrigué l'auteur. Il l'a considéré comme étant d'origine glaciaire. Des études ultérieures l'interprétèrent comme périglaciaire.

Grâce aux recherches d'Emm. de Martonne et de L. Sawicki, on est donc arrivé à connaître l'extension générale des formes glaciaires dans les Carpates Roumaines. Il restait encore et il reste beaucoup à faire. D'abord, l'inventaire des relicts morphologiques glaciaires, indubitablement glaciaires. (On avait constaté, depuis que les procès périglaciaux sont aussi étudiés dans les Carpates Roumaines, qu'il y avait d'assez nombreuses formes, ou dépôts, cryo-nivales qui passaient comme étant dues à l'action de la glace). Ensuite c'était les limites supérieures et inférieures de la glaciation. (Ce n'est que dans les massifs qui dépassent 2000 m d'altitude absolue qu'on peut parler de glaciers pléistocènes dans les Carpates Roumaines au sud du couloir transversal Birgae- Cîmpulung, tandis que dans les monts de Maramures, d'après les observations de Sawicki [7] et Kondracki [26], on les constate même dans des massifs qui n'atteignent pas 1700 m d'altitude absolue).

Après l'époque des recherches sur les glaciations carpatiques, dues surtout à E. de Martonne et L. Sawicki, on a tenté, un peu plus tard, de donner deux synthèses de nos connaissances sur les traces laissées dans le relief carpatique du SE, la première due à T. Kräutner [18]; la deuxième, à S. Pawłowski [29]. Kräutner entreprend l'histoire des recherches sur le relief glaciaire des Carpates Roumaines, et, y ajoutant ses propres études, il décrit les formes d'érosion et d'accumulation glaciaire les plus importantes, en adoptant une attitude critique, et accompagne le tout de cartes et de très belles photographies. Quelques années plus tard,

le regretté S. Pawłowski présentait au Congrès international de géographie (Varsovie, 1934) une synthèse assez détaillée sur les traces des glaciers dans toute la chaîne carpatique, massif par massif, après une courte histoire des recherches. C'est une information critique assez précise et mise au point sur le nombre des glaciers, l'altitude absolue de la neige éternelle, des massifs où on a décrit des relicts morphologiques glaciaires, la longueur probable des glaciers d'après l'altitude des moraines frontales, etc. Très instructives sont les considérations générales qui, sans parler de la mise au point de nos connaissances sur les relicts glaciaires, représentent une sorte de programme de recherches pour l'avenir. Nous retenons de ces programmes la nécessité de compléter l'inventaire des formes existantes même dans les massifs moins hauts — et le conseil de revenir à la méthode stratigraphique et géologique dans les études des formes glaciaires (sans abandonner, évidemment, la méthode morphologique préconisée et appliquée par de Martonne, Sawicki, Romer et Lucerna).

C'est justement dans cette direction morphostructurale que furent orientées les recherches reprises par les jeunes géomorphologues roumains dans les dernières années.

Les Carpates Méridionales furent de nouveau le domaine préféré des recherches de morphologie glaciaire. On trouvera dans la bibliographie de ce rapport, les études ou les notes analytiques des dix dernières années. Nous attirons l'attention sur trois de ces études [110, 89, 102] qui traitent spécialement des aspects structuraux et lithologiques dans la morphologie glaciaire des massifs Făgăraș et Godeanu.

A l'occasion du Congrès de Stockholm, l'Institut de géologie et géographie de la R. P. Roumaine a publié une collection d'articles sur les problèmes majeurs de la géographie de ce pays. Parmi ces articles se trouve aussi un compte rendu des résultats auxquels sont arrivées les dernières études concernant le relief glaciaire des Carpates Roumaines. Nous nous y référons pour donner une idée générale de l'état actuel de nos connaissances dans cette matière [102].

La glaciation des Carpates Roumaines a eu un caractère insulaire dû à la discontinuité des massifs de haute altitude absolue (plus de 2000 m). C'était le type pyrénéen (glacier de cirque) qui y prédominait. Dans les massifs qui dépassent 2300 m dans le Retezat, Parîng, Făgăraș par exemple, les cirques sont souvent associés en groupe de 3—5. Les vallées glaciaires, plus fréquentes sur les versants septentrionaux, ne dépassent pas habituellement 2—3 km, mais peuvent arriver quelquefois jusqu'à 6—8 km.

On constate aisément l'adaptation des cirques et des vallées glaciaires à la structure et à la roche (des vallées longitudinales, transversales ou mixtes; cirques asymétriques, seuils structuraux et lithologiques, roches moutonnées structurales; direction subséquente, conséquente ou obséquente des vallées et des cirques).

Les auteurs considèrent que la fréquence des formes glaciaires d'érosion est, nord-est et sud-est prouve la prédominance des vents du secteur ouest pendant la glaciation, ce qui infirme l'opinion d'Emm. de Martonne qui était d'un avis contraire. Ce point de vue est confirmé par les études paléoclimatiques de Poser

[51]. Ils sont aussi — à la suite des observations faites sur le terrain — pour une limite des neiges éternelles plus basse que celle donnée par de Martonne (1850—1900 m au lieu de 1900—2100 m). La constatation de deux replats d'érosion dans plusieurs cirques des Carpates Méridionales, de deux couches de concrétions calcaires séparées par un horizon de graviers roulés dans une caverne de Bucegi [84], les deux nappes de graviers de piémont faiblement roulés, séparées par un horizon sablonneux dans le piémont quaternaire étagé, à Vad (dépression de Făgăraș au nord des Carpates Méridionales), tous ces faits, et d'autres aussi, déterminent les auteurs à croire à deux phases glaciaires carpatiques chez nous.

Enfin, on doit mentionner la distinction faite entre les processus glaciaires, cryo-nivals et fluvio-glaciaires dans l'interprétation des formes de la haute montagne.

L'article est accompagné d'une planche qui donne une vue d'ensemble sur la répartition des formes glaciaires dans les Carpates Roumaines, et de trois esquisses assez détaillées de cartes morphogénétiques concernant les formes relictées glaciaires des monts: Făgăraș, Parîng et Retezat-Godeanu.

Le périglaciaire est depuis peu de temps un objet d'études en Roumanie, mais certains phénomènes inclus aujourd'hui sous cette étiquette ont été signalés, et même décrits, il y a longtemps (par exemple [32], les éboulis de la vallée supérieure du Slănic moldave, 1939). On peut avoir une idée assez juste sur "l'histoire" des recherches périglaciaires en Roumanie en consultant l'article de V. Mihailescu et T. Morariu sur l'état actuel de ces recherches dans notre pays, article accompagné d'une variante en langue française, due au Prof. Morariu [88].

Dans la même publication où a paru l'article sur les recherches de morphologie glaciaire, on peut trouver aussi un autre article [103] sur les dernières études de périglaciologie, concernant les Carpates Roumaines. Ils ne sont pas trop nombreux, mais quelques-uns se sont ajoutés depuis la parution de ces "Recueils".

On peut cependant présenter ici quelques résultats: la grande extension des éboulis dans la haute montagne, mais aussi plus bas (jusqu'au-dessous de 800 m par exemple au nord du massif de Retezat, Carpates Méridionales); leur étagement en deux marches, qui pourraient correspondre aux deux phases glaciaires dans les Carpates Roumaines (par exemple sous le grand abrupt est des Bucegi, ou sous celui de l'ouest est de Piatra Craiului).

Il est assez difficile de toujours séparer les éboulis pléistocènes des éboulis holocènes et actuels; mais ce n'est pas impossible. On est en droit de considérer comme telle par exemple la couverture d'éboulis qu'on constate sur les pentes des Carpates du flisch, éboulis cachés souvent sous un sol épais et sous la forêt. De même, les piémonts d'éboulis signalés sous le Retezat, au nord, sous le massif de la Piatra Mare, près de Brașov, sous la Rarău ou la Șatra Pinteii au nord du pays [74, 85, 97, 119].

Le problème des éboulis pléistocènes ou holocènes devient de plus en plus intéressant, d'autant plus que ces dépôts d'accumulation climatique renferment d'importantes réserves d'eau.

Le tableau des processus périglaciaires fut complété par les observations “sur les massifs cristallins avec des lambeaux de conglomérats calcaires” où on a relevé de riches formes nivales ou cryo-nivales (niches, fer à cheval, cirques, solifluxions sur un sol gelé, buttes gazonnées, grand amas de pierres, etc.). Enfin on a constaté, dans plusieurs endroits de la zone de climat alpin d’aujourd’hui, la présence de structures de type périglaciaire (coins et poches, cryoturbation, sols reticulés, etc.).

On a eu l’intention de représenter, dans l’esquisse de carte qui accompagne l’article cité, la répartition des points où ont été signalés ou étudiés les phénomènes périglaciaux. Malheureusement, cette carte est mal imprimée. Cependant on peut constater que ce sont toujours les Carpates Méridionales qui sont les plus étudiées.

Enfin une conclusion tout à fait générale : les “périglaciologues” roumains sont convaincus qu’ils doivent commencer leurs études sur le périglaciaire des Carpates Roumaines dans les hauts massifs par les processus cryo-nivals actuels, et qu’ils ne peuvent séparer l’étude du périglaciaire carpatique pléistocène de celle des dépôts (périglaciaires ou fluvio-périglaciaires piémontans; loess et sols fossiles) et, des structures périglaciaires qu’on signale dans le reste du pays jusqu’au littoral

Les régions géomorphologiques quaternaires des Carpates Roumaines. Voilà un problème qui, d’après nos informations, n’a pas encore été pris en considération par les géographes roumains. Cependant, si on fait une analyse du relief quaternaire des Carpates, on doit penser aussi à la synthèse des résultats, d’abord par régions, ensuite pour l’ensemble de ce secteur carpatique.

Le problème nous paraît assez difficile à résoudre parce que, si on fait abstraction des monts volcaniques néogènes où, quelques exceptions près, tout le modelé du relief est quaternaire, tout le reste de l’espace carpatique du SE est le résultat des processus plus anciens. (On a voulu réduire le temps au pliocène et au quaternaire, mais cela n’est plus admis aujourd’hui). En effet, sans de nombreuses recherches approfondies sur l’évolution du relief carpatique pendant le quaternaire, on ne peut pas séparer l’oeuvre des agents pliocènes ou plus anciens, de l’oeuvre des agents quaternaires (endo- et exogènes).

Voilà ce qu’on doit considérer comme étant la tâche primordiale des jeunes géomorphologues roumains qui ne doivent pas oublier que le relief quaternaire est la suite d’un relief antérieur, et que c’est seulement l’organisation du travail scientifique qui leur commande cette spécialisation.

Bucaresti

BIBLIOGRAPHIE

* en langue roumaine avec ou sans résumé en d’autres langues.

1899

- [1] Athanasiu S., Morphologische Skizze der Nordmoldauischen Karpaten. *Bull. Soc. St. Buc.* VIII, 3.

1904

- [2] Martonne E. de, La période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Congr. Intern. Géol. C. R. IX session.* Vienne.

1907

- [3] Martonne E. de, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de la Transylvanie (Observations de Morphologie comparée). Paris, *Revue de Géographie*, I, 1906—1907.

1908

- [4] Cvijic J., Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Peterm. Mitt. Ergänzungsheft* 160. Gotha.

1909

- [5] Sawicki L., Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. *Mitt. der Geol. Gesell. Wien*, II.
 [6] Sawicki L., Zur Frage der Verglätscherung des Bihargebirge. *Földrajzi közlemenyek*. Ed. internationale. Budapest.

1911

- [7] Sawicki L., Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und Marmoroscher Karpathen. *Mitt. d. K. K. Geogr. Gesell. Wien*, 10—11.

1912

- [8] Sawicki L., *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens*. Cracovie.

1916

- *[9] Vilsan G., La Plaine Roumaine. *Bul. SRR de Geogr.* XXXVI.
 *[10] Vilsan G., Sur le passage du Danube par les Portes de Fer. *An. Ac. Rom. Seria II*, t. 38, Sect. Șt.
 *[11] Brătescu C., Mouvements épéirogénétiques et caractères morphologiques dans le bassin du bas Danube. *Bul. SRR Geogr.* 39, București.

1924

- [12] Martonne E. de, Excursions géogr. de l'Institut de géogr. de l'Univ. de Cluj en 1921. Résultats scientifiques. *Lucr. Inst. de géogr. Univ. Cluj*, vol. I.

1927

- *[13] Mihăilescu V., *Le Congrès des professeurs de géographie de Roumanie (Sighetul Maramureșului, 6—7 sept. 1926)*.

1928

- [14] Ficheux R., Les niveaux de base pannoniques dans le massif de Bihor. *Bull. Assoc. géogr. français*, 4—5, Paris.
 [15] Ficheux R., Remarques sur le réseau hydrographique du Bihor Septentrional. *Inst. des hautes études en Roumanie. Mélanges*, II.

1929

- [16] Ficheux R., Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées des "Muntii Apuseni". *D. de S. Inst. Geol. Rom. V, Buc.*
 [17] Atanasiu I., Recherches géologiques aux environs de Tulgheș. *An. Inst. Geol. Rom. XIII*. La carte.
 [18] Kräutner T., *Die Spuren der Eiszeit in den Ost-und Südkarpathen*.

- *[19] Orghidan N., *Observations morphologiques dans la région de Brusov*. Revue *Tara Birsei*.
 [20] Wachner H., Die Eiszeitglätscher des Bucegi in den Südkarpathen (Rumänien). *Zeitschr. f. Glätscherk.* XVII, 4—5. Berlin.

1931

- [21] Nordon A., Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates Orientales Roumaines. *C. R. Congrès internat. Geogr.* II, 1. Paris.
 *[22] Orghidan N., Observations morphologiques dans les Bucegi. *Lucr. Inst. Univ. Cluj*, IV, Cluj.
 *[23] Someșan L., Traces glaciaires dans les monts Călimani. *Bull. SRR de géogr.*, LI. Bucuresti.
 [24] Wachner H., Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, IV. Cluj.

1932

- *[25] Orghidan N., Traces de glaciers sur le Siriu. *Bul. SRR de géogr.* LI. Bucuresti.
 [26] Kondracki J., O zlodowaceniū pasma Nieneski w Karpatach Marmorskich. *Przeegl. geogr.*

1935

- [27] Paucă M., Le bassin néogène de Beius. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII.
 [28] Vilsan G., Rapport sur les dernières études concernant les terrasses des rivières en Roumanie. *Bul. SRR de géogr.* LIV (publié à nouveau).

1936

- [29] Pawłowski S., Les Karpathes à l'époque glaciaire. *C. R. Congr. Int. Géogr. de Varsovie*, II. 1934.

1937

- *[30] Morariu T., La vie pastorale dans les monts Rodna. Chap. I. *SRR de Geogr.* "Studii și cercetări" II. Bucuresti.
 *[31] Rădulescu N. A., La Vrancea. *Ibidem* I.

1938

- *[32] Mihăilescu V., Les éboulis de la vallée supérieure du Slanic Moldave. *Bul. SRR de géogr.* LVII. București.
 *[33] Mihăilescu V., *Observations morphologiques au NW de la Transylvanie*. Bucuresti. Hommage à Gr. Antipa.
 [34] Mihăilescu V., Quelques notes sur les terrasses des rivières en Roumanie. *C. R. du Congrès int. Géogr. Amsterdam*, II, A—F.
 *[35] Someșan L., La Dépression "Lunca Bradului". *Rev. Geogr. Rom.* I, 1.

1939

- *[36] Tufescu V., Nerejul. Géographie physique. *Inst. Sc. Soc. Rom. Buc.*
 *[37] Popp N., Les Subcarpates d'entre la Dimbovița et la Prahova. *Bul. SRR de géogr.* LVIII. București.

1940

- *[38] Mihăilescu V., La genèse du "Lacul Roșu" (Le lac Rouge). *Bul. SRR de géogr.* LIX. București.
 *[39] Morariu T., Contributions à l'étude de la glaciation des monts Rodna. *Rev. Geogr. Rom.* III, 1. București.

- *[40] Vilsan G., La morphologie de la vallée supérieure de la Prahova. *Bul. SRR de géogr.* LVIII (publication posthume).
- 1941
- [41] Bancilă I., Études géologiques dans les monts Hăghimas-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucuresti.
- [42] Bulla B., A Maramorosi karpatok periglaciális jelenségeiről. *Földtani Közlöny*, 7i, 7—12. Budapest.
- [43] Ghițulescu T., Socolescu M., Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An Inst. Geol. Rom.* XXI.
- 1942
- [44] Burileanu D. D., Recherches morphologiques dans le défilé du Jiu. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, VII. Cluj.
- 1944
- *[45] Mihăilescu V., Le pays de Praïd. *Rev. Géogr. Inst. de recherches géogr. de la Roumanie* I.
- *[46] Mihăilescu V., *Le Pays des "Dorne"*. Bucuresti. Hommage à C. Giurescu.
- 1945
- [47] Bulla B., Die pliozänen Terrassen der Ungarischen Becken. *Internat. Zeitschr. der Ung. Geogr. Gesell.*
- 1947
- [48] Mihăilescu V., Processus de modelage des versants de la vallée du Slănic dans la région de la station balnéaire Slănic. *C. R. Acad. de Sc. de Roumanie*, nr 8.
- *[49] Pop G., Nouvelles contributions géomorphologiques concernant le cours inférieur du Mureș. L'ancien cours Mures-Bega. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, VIII.
- *[50] Tufescu V., Le problème des plates-formes d'érosion. *ICGR. Cours.*
- [51] Poser H., Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit in nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. *Naturwiss.* 34.
- 1948
- [52] Ficheux R., Vergez-Tricom G., Sur l'origine des Portes de Fer danubiennes. 6 *C. R. des Séances de l'Ac. de Sc.* t. 226, Paris.
- *[53] Mihăilescu V., *Géographie physique de la Roumanie* (cours ronéoté).
- *[54] Somesan L., Considérations géomorphologiques sur les monts Călimani. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, VIII.
- 1950
- *[55] Mihăilescu V., Stoenescu M., Vintilescu Ion et Ana, Le pays d'Olt. *Lucr. ICG. R. P. Roumaine.*
- 1951
- [56] Büdel J., Die Klimazonen des Eiszeitalter und Gegenwart. *Öhringen Württ.*
- 1954
- *[57] Coteț P., Le problème du défilé du Danube. (Porte de Fer). *Probl. de Géogr. I.* Bucuresti.
- 1955
- *[58] Badea L., Contribution à l'étude du Piémont Gétique. Quelques observations géomorphologiques dans la région Olănești-Cheia. *Probl. de Géogr. II.* București.

- *[59] Bleahu M., *La fosse "Barsa" et ses cavernes*. La revue "Ocotirea Naturei" 1.
 [60] Jahn A., The occurrence of periglacial structures and loess in Rumania. *Bul. peryglacialny* 1—4.
 *[61] Maxim A., Un phénomène de capture dans le bassin du Someş Rece ("Munții Apuseni"). *Probl. de Géogr.* II.

1956

- *[62] Gîrbacea V., Le piémont des Călimani. *Ac. R. P. R. Filiala Cluj, Studii și cercet. geol. geogr.* VII, 1—4.
 *[63] Morariu T., Savu A., Dumbravă F., La densité du réseau hydrographique de la R. P. Roumaine. *Bul. St. de l'Ac. R. P. R. Géol. Géogr.* I, 1—2.
 *[64] Rădulescu D., Observations sur la structure de l'appareil volcanique de Săcărîmb (Monts Métallifères du Mureş). *An. Univ. C. I. Parhon Buc.* 10.
 *[65] Rădulescu I., Roşu A., Observations géomorphologiques dans le bassin Predova (Reșița). *An. Univ. Parhon*, 11.
 *[66] Sîrcu I., Sficlea V., Quelques observations géomorphologiques dans les monts Paring et Şurean. *An. St. Univ. Al. I. Cuza Iași*, II, 2.

1957

- *[67] Bleahu M., La capture karstique et son importance pour l'évolution morphologique des régions karstiques. *Probl. de Géogr.* V.
 *[68] Coteţ P., Martiniuc C., Contributions à l'étude du périglaciaire de Roumanie. *An. Univ. Parhon Buc. St. Nat.* 15.
 [69] Cotet P., *La Plaine de l'Olténie. Étude géomorphologique*. Ed. Stiinţifică.
 *[70] Coteţ P., La Dépression de Baia Mare. *Probl. de Géogr.* V.
 *[71] Coteţ P., La Dépression de Zarand. *Probl. de Géogr.* IV.
 *[72] Gîrbacea V., Les terrasses de la Bistriţa transylvaine et de Şieu. *Bul. Univ. Babeş-Bolyai St. Nat.* I, 1—2.
 *[73a] Martiniuc C., Coteţ P., Quelques observations géomorphologiques sur les monts Ciucaş — Zăgan et leurs alentours. *Probl. de Géogr.* IV.
 [73] Mihăilescu V., La carte des régions géomorphologiques de la R. P. Roumaine établie sur des bases géographiques. *Rev. de Géol. et Géogr. de l'Ac. R. P. R.*
 [74] Mihăilescu V., Observations concernant certaines formes périglaciaires relevées entre Sarmisegetuza et Riul de Mori. *Ibidem*.
 *[75] Naum T., Observations géomorphologiques dans le massif de Siriu. (Carpates Orientales). *An. Univ. Parhon. St. Nat.*, 13.
 *[76] Posea G., L'évolution du réseau hydrographique de la Dépression de Chiuzbaia (dans les monts volcaniques de Maramureş). *Probl. de Géogr.* V.
 [77] Şerban M., Coman D., Ghivulescu R., Découvertes récentes et observations sur la glacière naturelle dite "Gheţarul de la Scărisoara". *An. du Centre d'études et documentation paléont.*, 12. Cluj.
 *[78] Sîrcu I., Quelques aspects géomorphologiques dans les monts Bîrgău. *Probl. de Géogr.* IV.

1958

- *[79] Micalevich V., Quelques éléments périglaciaires dans la morphologie du massif Bucegi. *Natura* X, 5.
 *[80] Sîrcu I., Contributions concernant les Gipfelflurs et les pénéplaines des monts Făgăraş. *An. Univ. I. Al. Cuza Iași. St. Nat.* IV. 1.
 *[81] Trufaş V., La Dépression Băita (Monts métallifères du Mureş). *An. Univ. Parhon Buc., St. Nat.* 17.

1959

- *[82] Bleahu M., Şerban M., Le bassin endoréique Padiş-Cetățile Ponorului. Suggestion pour un futur parc national. "Ocotirea Naturei", 4. Bucureşti.
- *[83] Mateescu F., Les Terrasses de la Bistra. *Probl. de Géogr.* VI.
- *[84] Micalevič V., Quelques éléments nouveaux en rapport avec les phases glaciaires de Bucégi. *Probl. de Géogr.* VI.
- *[85] Mihăilescu V., *Observations morphologiques au nord du Rarău.*
- *[86] Mihăilescu V., Dragomirescu S., "Franges" périglaciaires dans la falaise de la Mer Noire sud de Constanța. *Com. Ac. R. P. R.* IX, 4.
- [87] Morariu T., Savu A., L'énergie maximum de relief de la R. P. Roumaine. *Rev. de Géol. et de Géogr. de l'Ac. R. P. R.* III, 2.
- [88] Morariu T., Le stade actuel des recherches sur les phénomènes périglaciaires de la R. P. Roumaine. *Rev. de Géol. et Géogr. de l'Ac. R. P. R.* III, 2.
- *[89] Nedelcu E., Aspects structuraux et lithologiques dans la morphologie glaciaire des monts Făgăras. *Probl. de Géogr.* VI. Bucuresti.
- *[90] Niculescu G., La surface d'érosion Borescu dans les monts Godeanu et Tarcu. *Com. Ac. R. P. Roumaine* VIII, 4.

1960

- *[91] Ac. R. P. Roumaine et Ac. de St. de l'URSS, *La Monographie Géographique de la R. P. Roumaine.* Vol. I. Chap. Hypsographie et chap. Géomorphologie.
- *[92] Alexandru M., Phénomènes karstiques dans les tufs calcaireux de Borsec. *Probl. de Géogr.* VII.
- *[93] Bărindei I., Quelques observations sur des formes périglaciaires dans la partie ouest de la Dépression Huedin ("Munții Apuseni"). *Probl. de Géogr.* VII.
- *[93] Coteț P., Quelques dates nouvelles sur les éléments périglaciaires dans notre pays. *An. Univ. I. Al. Cuza Iasi* VI, 4. Supplément.
- *[94] Dragomirescu S., Giștescu P., La genèse par barrage naturel du lac Betiș (Maramureș). *Probl. de Géogr.* VII.
- *[95] Gîrbacea V., Observations morphologiques dans la partie NE de la Transylvanie. *Probl. de Géogr.* VII.
- *[96] Giștescu P., Popa G., Le lac des Vautours. Genèse et régime hydrologiques. *Com. Ac. R. P. R.* X, 10.
- *[97] Mihăilescu V., Le haut piémont de Satu-Lung (Brașov). *Com. Ac. R. P. R.* X, 8.
- *[98] Năstase A., Les lacs Capra et Căprița du Massif Făgăraș. *Probl. de Géogr.* VII.
- *[99] Neamu G., Quelques considérations sur le karts du Massif Piatra M. *Probl. de Géogr.* VII.
- [100] Morariu T., Mihăilescu V., Rădulescu I., Grumăzescu H., Badea L., Roșu A., Gîrbacea V., Le stade actuel des recherches concernant les terrasses fluviales dans la R. P. Roumaine. *Ac. R. P. R. Recueil d'études géographiques...*
- [101] Morariu T., Tufescu V., Grumăzescu H., Stăncescu C., V. Mihăilescu, Les processus de pente sur le territoire de la R. P. Roumaine. *Ibidem.*
- [102] Niculescu Gh., Nedelcu E., Iancu S., Nouvelle contribution à l'étude de la morphologie glaciaire des Carpates Roumaines. *Ibidem.*
- [103] Morariu T., Mihăilescu V., Dragomirescu Şerban et Posea Gr., Le stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R. P. Roumaine. *Ibidem.*
- *[104] Morariu T., Gîrbacea V., Les terrasses des rivières des la Transylvanie. *Com. Ac. R. P. R.* X, 6.

1961

- [105] Badea L., Popa G., Contributions à l'étude des terrasses de la Bistrița et les dépôts de terrasses entre Galu et Bicaz. *Probl. de Geogr.* VIII.
- [106a] Iancu S., Lupu S., Ilie D. I., Contributions à l'étude géomorphologique de la grotte de Polovragi. *An. Univ. Parhon Buc.* 27.

- [106b] Micalevich V., Piatra Craiului. Considérations géomorphologiques. *Ibidem*.
- *[106] Grumăzescu H., Contributions à la connaissance des terrasses fluviales dans la zone subcarpatique entre Cîlnău et Susița. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[107] Iancu S., Eléments périglaciaires dans le massif de Paring. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[108] Mateescu F., Influences structurales dans le relief des Monts Caraș (Banat). *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[109] Micalevich-Velcea V., Observations géomorphologiques préliminaires dans les monts de Birsă. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[110] Micalevich-Velcea V., *Le massif de Bucegi. Etude géomorphologique*. Ed. Ac. R. P. Roumaine.
- *[111] Mihăilescu V., Le défilé de la "Valea Cerbului" à sa sortie dans la vallée de la Prahova. *Natura* XIII.
- *[112] Naum T., Micalevich V., Contributions au problème des dégradations du terrain dans les Carpates de la Courbure (le bassin du haut Buzău). *An. Univ. Parhon Buc.* X, 27.
- *[113] Niculescu G., Dragomirescu S., Observations morphologiques dans la vallée de la Dof-tana. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[114] Niculescu G., Nedelcu E., Contributions à l'étude du microrelief cryo-nival dans la zone haute des monts Retezat-Godeanu-Tarcu et Făgăraș. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[115] Popa G., Quelques observations sur des structures cryogénétiques dans la Dépression Prăid-Sovata. *Probl. de Géogr.* VIII.
- *[116] Posea G., Gîrbacea V., La Dépression de Bozovici (Banat). Étude géomorphologique. *Probl. de Géogr.* VIII.
- [117] Șerban M., Viehmann I., Coman D., *Les grottes de la Roumanie*. Ed. Meridiane.
- 1962
- *[118] Ilie D. I., Application de quelques méthodes modernes à l'étude géomorphologique de la vallée Bistrita entre la Poiana Largă et Hangu... *An. Rom. Sov. geol. geogr.* 1.
- *[119] Posea G., *Le pays de Lapus. Étude géomorphologique*. Ed. Stiintifică.
- 1963
- *[120] Niculescu G., Les terrasses du Teleajen avec référence spéciale aux mouvements néotectoniques quaternaires. *Probl. de Géogr.* IX.
- *[121] Badea L., La Dépression subcarpatique entre Bistrița Vîlcii et l'Olt. *Ibidem*.
- [122] Bleahu M., Decu A., Decu V., Das hydrographische System von Zăton-Ponoare (Baia de Aramă, Olténie). *Rev. de Géol. et Géogr. de l'Ac. R. P. R.* VII, 1.
- *[123] Gîrbacea V., Belozzerov V., La Dépression Deda-Porcesti. *Probl. de Géogr.* IX.
- *[124] Giștescu P., *Les lacs de la R. P. Roumaine*. Chap. III, 15, 16. Ed. Ac. RPR.
- *[125] Iancu S., Considérations sur la genèse des cirques glaciaires en gradins. *Probl. de Géogr.* X.
- *[126] Lupu S., Ilie D. Ion, Observations géomorphologiques préliminaires dans le bassin de Galbenu (affluent de Gilort). *Ibidem*.
- *[127] Mihăilescu V., *Les Carpates de SE*. Ed. Stiintifică.
- *[128] Nedelcu E., Dragomirescu S., *Observations géomorphologiques dans la région Giuvala-Fundata, regardant surtout le relief karstique*.
- *[129] Rădulescu I., Grumăzescu H., Les mouvements néotectoniques quaternaires sur le territoire de la R.P. Roumaine dépisté à l'aide de la méthode géomorphologique. *Probl. de Géogr.* IX.
- [130] Roșu A., Divisions géomorphologiques des Subcarpates de l'Olténie. *Revue de Géol. et Géogr. de l'Ac. R. P. Roumaine*. VII, 1.
- *[131] Savu A., Quelques traits de relief du Massif Cozia (Carpates Méridionales). *Probl. de Géogr.* X.
- *[132] Sencu V., Recherches sur les karts du voisinage de la localité Anina (Banat). Les cavernes des rivières Anina et Bohui. *Ibidem*.
- *[133] Trușăș V., Les dolines (en gypse) de Nucșoara-Argeș. *Ibidem*.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ В РУМЫНИИ О РЕЛЬЕФЕ РУМЫНСКИХ КАРПАТ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

РЕЗЮМЕ

Считаем в первую очередь рельефом принадлежащим четвертичному периоду тот, который выражен в денудационной поверхности „Горновица”, присутствующей во всех Румынских Карпатах, включительно и в неогеновых вулканических горах.

Следовательно, изучение рельефа Карпат должно быть начато картированием денудационной поверхности Горновица. Наиболее обширное исследование денудационных поверхностей Румынских Карпат, включая и плиоценовые, принадлежит Э. Мартону. Эти исследования были продолжены румынскими и зарубежными геоморфологами. На основании выполненных работ можно установить, что поверхность „Горновица” находится на высоте 350—600 м. над уровнем моря, на западной окраине Карпат и в горном массиве Годяну (высокий Банатский массив по Э. Мартону) и что она поднимается до 700—1000 м над уровнем моря и глубине гор, причем в „Курбуре” Карпатской дуги даже до 1200—1400 м. Очень возможно, что в своей западной и юго-западной части эта поверхность может быть частично абразионного происхождения; под это понятие можно также подвести не одну единственную поверхность выравнивания, а целый полициклический комплекс.

Тот факт, что в Карпатах сохраняются, возвышаясь над плиоценовой поверхностью, также и денудационные уровни более древнего происхождения и на большей высоте, все же несколько не опровергает предпосылку, что в деле изучения четвертичного рельефа нужно брать, (прежде всего, как отправной пункт, поверхность Горновицу. Действительно, помимо того, что поверхность претерпела самые большие преобразования в результате субаэрального скульптирования в четвертичный период, можем думать также и о том, что эволюция всех поверхностей выравнивания в Карпатах, как и всюду на земном шаре, продолжалась и во время плиоцена и, таким образом, реальный рельеф, с которого началась выработка четвертичного рельефа, является синхронным с образованием поверхности Горновица. Причем, в то время как в плиоценовой поверхности преобладают формы углубления, на верхних поверхностях выравнивания более частыми являются гравитационные, перигляциальные и ледниковые (в массивах выше 2000 м абсолютной высоты) формы.

Вертикальное углубление речных долин на поверхности Горновица происходило скачкообразно и выразилось в ступенчатых террасах. Э. Мартон и Л. Савицкий первые публикуют труды о речных террасах Карпат. Оба признают существование 2—3 террас. Вопрос объективного исследования террас на месте занимает более молодых географов; оно начато Н. Попп в 1939 г. в Прикарпатах и продолжено молодыми геоморфологами, которые отметили 7—9 и даже больше террас, включая в них и местные [83, 105, 113, 120, 104]. Нельзя утверждать, что изучение речных террас в пределах гор продвинулось далеко, но оно находится на пути критического анализа.

Одной из основных проблем, которые привлекли внимание зарубежных и румынских геоморфологов, явился вопрос, связанный в свою очередь с ознакомлением с террасами и денудационными предчетвертичными уровнями, а именно проблема поперечных долин. С самого начала разработки этого вопроса были выдвинуты две гипотезы: перехвата и прорыва (последний в различных видах: сбросы, древние морские рукава, осевые погружения). Наибольшее число высказываний находится в связи с дунайским дефиле Железных Ворот. Э. Мартен и Г. Вылсан высказались за перехват, а Цвийич — за древний морской рукав (Pontische Talboden), унаследованный нынешней рекой. Да и все остальные поперечные карпатские долины были объяснены — под влиянием Э. Мартона — перехватом, причем в подтверждение отдельных случаев (верхнее течение Праховы [40], Кришула Репеде [15] приводились убедительные доводы. Тем не менее, по крайней мере уже 30 лет отмечается отрицательная к этой гипотезе реакция, начатая Н. Оргиданом [19] объ-

яснение происхождения этих долин прорывом (Жиу, Олт, Бистрица) становится все более распространенным.

Изучение денудационных поверхностей, террас и поперечных речных долин вызвало интерес к неотектоническим движениям четвертичного периода, но главным образом в районах, расположенных вне Карпат (Румынская равнина [9], бассейн Нижнего Дуная [11]). Исследования были продолжены, но теперь уже в большем объеме, в Подкарпатах [111, 113, 120]; они подтвердили высказанные прежде гипотезы: деградирование террас и поднятие на 100—200 м различных участков Карпат и Подкарпат во время четвертичного периода, с наибольшей амплитудой в зоне „Курбурь” Карпатской дуги.

Морфологический анализ и наблюдения румынских геологов также продемонстрировали существование древних осевых складчатых движений в Восточных и Южных Карпатах, продолжившихся и в четвертом периоде [44, 127], что имело как результат лестничное углубление на месте поперечных долин (например, Олта, Жиу) и интенсификацию некоторых местных погружений (Брашов, Чук, Джурджеу), т. е. там, где еще сохраняются болотистые места. По высоте, на которой встречаются предгорные виллафранковские щепни в Курбуре Подкарпат и по высоте 1000—1400 м над уровнем моря, на которой находится более поздняя плиоценовая поверхность выравнивания, можно было заключить, что амплитуда движений при поднятии могла местами достигнуть 400—600 м. (применительно к средней высоте дна теперешней долины).

К вопросу о предгорьях аккумулятивного происхождения четвертичного периода необходимо подойти как к следствию разрушительной деятельности рек (ледников и могоза) внутри гор, в результате их поднятия. В настоящее время этот вопрос занимает внимание многих румынских геоморфологов [55, 62, 71, 73, 85, 91, 95, 97, 119]. Такие предгорья были выявлены в пределах всех межгорных и предгорных котловин, отличив их от аккумулятивных предгорий конца левантин, поднявшихся и преобразованных в увалистую, холмистую местность. Самые же широко распространившиеся предгорья смешанного (озерно-речного) происхождения, или же по крайней мере некоторые из них, находятся под холмами почти всей карпатской периферии. Были отмечены также четвертичные предгорья перигляциального происхождения [74].

Эпигенетический рельеф. По существу, значительная часть денудационного четвертичного рельефа является эпигенетическим рельефом, потому что его образование началось на поверхности виллафранковских предгорных равнин, скаймляющих Карпаты, а в некоторых случаях и внутри их (напр. [45, 76]), причем это образование началось не с предгорного покрова, а с неогеновых вулканических образований, наложенных на смятую в складки неогеновую зону. Понятие эпигенетического рельефа недавно стало применяться как рабочая гипотеза, но пока она еще нуждается в проверке широкопоставленными полевыми исследованиями.

Особое внимание, уделяемое в Румынии изучению долговременных геоморфологических процессов, которые вскрывают влияние общего базиса эрозии и неотектонических движений, не исключило интереса к изучению того, что мы могли бы назвать — без всякого преуменьшения — дополнительными геоморфологическими процессами, т. е. формами рельефа, образованными непосредственно гравитацией, физическим или химическим выветриванием, дождями, потоками, снегом, льдом, морозом, ветром. Часть таких процессов группируется под названием „склоновых” явлений. Можно отметить только несколько работ по механизму эрозии речных долин и их склонов [85, 119]; что же касается исследования оползневых явлений, таких работ — начавшихся еще 50 лет тому назад — было довольно много, главным образом вне Карпатской горной цепи, причем не отсутствует ни подробный их обзор в собственно горной области [17, 32, 41, 112] ни их, правда, краткое обобщение [73, 91].

Изучение отношений существующих между формой и структурой, которое и в прошлом не было игнорировано Э. Мартон, Н. Оргидан, М. Давид приняло за последние 20 лет — и не без некоторого преувеличения — значительный размах. Среди первых работ

в этом направлении отмечаем работу И. Сырку [78] о рельефе гор Быргэу (Восточные Карпаты). Наибольшее же число исследований по структурной геоморфологии было предпринято в Южных Карпатах. В них рассматривалось воздействие эрозии на структуру и породу не только водотокама, но также ледниками (выпахивание) и криогенным и ветровым выветриванием [55].

Помимо более обстоятельных региональных работ (например [110, 119]), концепция связи между рельефом и главным образом геологическим строением выражена особенно ясно в Географической монографии РНР, глава о морфологии, (часть 1, 1960).

Карстовый рельеф стал уже давно предметом исследований румынских и зарубежных географов и продолжает оставаться в центре внимания молодых геоморфологов [128, 132, 106 в, 110, 82, 67]. Тем не менее, обобщающей работы о карпатском карсте еще нет; существуют только краткие очерки, отдельные детальные описания (необходимо отметить деятельность в этом направлении Института пещероведения спелеологии имени Э. Раковица). Подготавливается карта типов карста в масштабе 1 : 500 000; вскоре выйдет из печати карта с указанием всех пещер страны, в том числе и карпатских. От собственного карста, развившегося на известняках, исследования перешли на карст в местностях сложенных гипсами и каменной солью [45, 92, 133].

Вулканический рельеф и его специфические вторичные формы еще мало исследованы румынскими геоморфологами. К прежнему материалу, собранному Л. Савицким (1912), только в последнее время можно присоединить несколько работ общего характера [43, 73, 91, 127] и весьма немного подробных описаний (еще не опубликованных).

Что же касается изучения ледниковых форм, обобщенных на карте, начатое еще 60 лет тому назад (Э. Мартон, Л. Савицкий) и продолженное Ст. Павловским (1936), то оно теперь возобновлено молодыми румынскими геоморфологами, но главным образом в Южных Карпатах [82, 110, 102]. По случаю Международного географического конгресса в Стокгольме, Институт геологии и географии Академии РНР опубликовал краткое сообщение о стадии, в которой находятся в данное время и исследования ледникового рельефа в Румынских Карпатах. Одновременно с возобновлением изучения ледниковой морфологии, румынские геоморфологи опубликовали ряд очерков и небольших работ о перигляциальных формах (рельефа в Румынских Карпатах [74, 85, 97, 98, 96] или же свои концепции о современном положении исследований ириледниковья в Румынии [88, 103].

Можно отметить, что из всех работ по морфологии территории занятой Румынскими Карпатами, наибольшее их число относится к карпатскому рельефу, синтез которого был дан В. Михэйлеску в 1963 г. Тем не менее представляется трудным — и, по нашему мнению, еще не пришло для этого время — приступить к региональному изучению форм рельефа, образовавшегося и развившегося в четвертичный период.

Румынские морфологи задались все же этой целью и подготавливает свои исследования так, чтобы как можно скорее представить дифференцированную картину карпатского четвертичного рельефа.

ОБЗОР ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМ МОРФОГЕНЕЗИСА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

П. Н. Цысь

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ РЕЛЬЕФА ГОР

В современной Карпатской геологии развивается идея с многоярусном тектоническом строении горной страны. Нижний ярус представляет погруженный фундамент докембрийской платформы. Ко второму ярусу относятся герцинские массивы с включением элементов докембрийских структур. Третий структурный ярус — складчатое альпийское сооружение, сложенное мезокайнозойскими геосинклинальными отложениями (В. Г. Бондарчук [3]).

В строении украинских Карпат принимают участие следующие морфоструктуры:

1) Предкарпатский передовой (краевой) прогиб, выполненный миоценовой молассой и соответствующий Предкарпатской возвышенности.

2) Внешняя антиклинальная (Скибовая) зона, сложенная меловым и палеогеновым флишем и усложненная чешуйчатыми надвигами (скибами). Структуре соответствует полоса низких и средневысотных гор Внешних (Скибовых) Карпат с развитием моноклинальных хребтов.

3) Центральная синклиальная (Кросненская) зона, сложенная преимущественно мелкоритмичными, мягкими отложениями олигоценного возраста. Здесь преобладает низкогорье (Водораздельно-Верховинская область). Только на участке поднятого основания синклинория возникли средневысотные Приводораздельные (Внутренние) Горганы.

4) Внутренняя антиклинальная (Магурская) зона, сложенная мощной толщей мелового и палеогенового флиша. Зона соответствует наиболее возвышенная Полонинско-Черногорская область (г. Говерла, 2061 м).

5) Древнекристаллическое (Мармарошское) ядро Внутренней антиклинальной зоны сложено древними метаморфическими породами докембрия и палеозоя. Ему соответствует Раховский массив и Чивчинские горы.

6) Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда — зона распространения миоценовых и преимущественно плиоценовых эффузивов. Возникла вдоль разломов, по которым опустилось юго-западное крыло Внутренней антиклинальной зоны. В рельефе выражена в виде вулканического хребта.

7) Солотвинская (Верхнетиссенская) впадина, выполненная миоценовыми молассаами и соответствующая Верхнетиссенской котловине.

8) Чоп-Мукачевская впадина, сложенная миоценовыми и четвертичными отложениями (Закарпатская низменность).

Е. М. Лазько и Д. П. Резвой [18] доказывают наличие Закарпатского глубинного разлома, к которому приурочена зона Карпатских утесов (клиппенов), представляющих тектоническую брекчию.

Исходя из этого авторы отрицают существование самостоятельной Внутренней антиклинальной зоны, а возникновение здесь гряды кордильер связывают „с неравномерным и асимметричным движением всего блока Восточных Карпат, при котором его юго-западная окраина испытывала поднятие, в то время как северо-восточная опускалась”. Наклоном всей „глыбы” Восточных Карпат к северу-востоку объясняют и механизм образования надвигов (скиб), приуроченных к северо-восточному склону гор.

Изложенные идеи хорошо объясняют асимметрию поперечного морфологического профиля Украинских Карпат.

По геофизическим данным в палеозойском фундаменте Карпат предполагается наличие антиклинальных зон, простирающихся с северо-запада на юго-восток (С. И. Субботин [23]). При этом линии простираения глубинных палеозойских поднятий обычно совпадают с зонами наибольших современных высот флишевых Украинских Карпат, а в ряде случаев и с альпийскими структурами.

Подтверждается также наличие поперечной геотектонической зональности Карпатского орогена, унаследовано связанной с тектоникой доальпийского субстрата (И. Б. Плешаков [20]). При этом поперечным зонам поднятий и погружений в пределах Украинских Карпат соответствуют поднятия и понижения регионов их рельефа.

По данным геофизических исследований проекции поперечных разломов СВ-ЮЗ простираения пересекают Мукачевскую и Солотвиновскую впадины, продолжаясь через Вулканическую гряду в пределы Внутренней антиклинальной зоны.

Согласно Г. Н. Доленко [13], в Предкарпатском прогибе и в сопредельных с ним областях также устанавливается чередование поперечных поднятий и погружений верхнего структурного яруса (мезокайнозоя). Последнее обусловлено особенностями строения глубинного фундамента Предкарпатского прогиба и флишевой геосинклинали.

Поперечные поднятия и погружения разделены глубинными разрывами, представляющими основные пути миграции нефти с глубинных зон. В связи с этим Г. Н. Доленко приходит к заключению, что главные нефтегазоносные зоны в Предкарпатском прогибе располагаются на промежуточных участках (зонах сочленения) между поперечными поднятиями и депрессиями.

Поперечные глубинные разрывы и зоны сочленения элементов верхнего структурного яруса, соответствуют широким террасированным, современным долинам Предкарпатья. Следовательно, возможно применение геоморфологического метода выявления нефтегазоносных структур.

Крупные черты орогидрографии Украинских Карпат и их предгорий отражают „сетку” доальпийских (поперечных) и альпийских (продольных) тектонических нарушений.

ЭТАРЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Современный рельеф Украинских Карпат оформился в течение неогенового и четвертичного времени.

Особый интерес для геоморфолога представляет верхнеолигоценый — нижнемиоценовый этап становления рельефа гор. К этому времени приурочивают главную фазу складкообразования и поднятий флишевых Карпат, а также зарождение Предкарпатского прогиба и Закарпатских впадин.

Доказательством возникновения области сноса на месте флишевой геосинклинали является отсутствие миоценовых отложений внутри гор и развитие их в предгорных впадинах. Последние выполнялись преимущественно продуктами разрушения Карпат, хотя существовали и другие области сноса.

Анализ и сопоставление коррелятивных отложений Предкарпатского прогиба и Закарпатских впадин имеет существенное значение в решении проблем морфогенезиса Карпат, т. к. упомянутые отложения сопряжены с этапами поднятий и размыва гор.

В средней полосе Внешней антиклинальной зоны верхнеолигеновые осадки поляницкой и красненской серий отсутствуют, следовательно, первая суша здесь появляется в начале верхнего олигоцена. В пределах центральной синклинали отлагались осадки красненской серии, поступавшие сюда с кордильеры Внутренней антиклинальной зоны.

В прилегающем с северо-востока бассейне формировалась глинистая толща поляницкой серии с редкими прослойками песчаников. Глинистый состав последней, а также наличие в ней обломочного материала преимущественно из менилитовых толщ свидетельствуют о том, что поднявшиеся Внешние Карпаты представляли слаборасчлененное низкогорье.

О. С. Вялов [5, 7, 8] и другие исследователи считают, что в нижнем миоцене Карпаты представляли область размыва, подвергавшуюся восходящим движениям.

Под надвигом Внешней антиклинальной зоны погребены прибрежные нижнемиоценовые фации, формировавшиеся вдоль Карпатской суши. Следует полагать, что эти отложения крупнообломочные (частично абразионно-обвального происхождения).

На восходящие нижнемиоценовые движения Карпатской области указывает смещение юго-западной границы воротищенского бассейна (по сравнению с поляницким) к северу-востоку, а также следы высыхания лагун в Центральном синклиналии, где верхнекрасненская свита завершается гипсоносными глинистыми осадками нижнемиоценового возраста.

Наличие нижнемиоценовых отложений в синклиналях Покутских Карпат указывает на более молодой возраст поднятий и складчатости этой части гор.

Согласно О. С. Вялову [7, 8] воротищенский бассейн ограничивался двумя областями сноса. Одной из них была горная система Карпат. Вторая — складчатая область сноса прилежала к окраине Русской платформы (палеозойско-мезозойская Ивано-франковская гряда).

Н. Р. Ладыженский [17] и И. Д. Гофштейн [11], однако, полагают, что вторая (северо-восточная) область сноса представляла кордильеру, простиравшуюся по середине Предкарпатского прогиба. Цоколь островных блоков был сложен древними экзотическими породами, покрытыми осадочным флишевым чехлом (преимущественно из менилитовых отложений). Размывом подобных островов авторы объясняют наличие в нижнемиоценовой глинисто-соленосной воротищенской серии (формировавшейся вдали от Карпат) линз экзотических конгломератов, а также крупного обломочного материала из флишевых отложений. Последний возникал в результате образонных явлений вдоль побережья островов. Только небольшая часть крупнообломочного материала, по мнению авторов, могла быть принесенной с района современных Карпат.

Возникновение островных поднятий в мелководном нижнемиоценовом бассейне, повидимому, было связано с общими поднятиями Карпатской суши.

Большая мощность слободских конгломератов и добротовских слоев свидетельствует о поднятии и разрушении Ивано-Франковской гряды. На особенно интенсивные поднятия в середине воротищенского времени указывает наличие песчаных загорских слоев в центральной полосе воротищенского бассейна (О. С. Вялов [7]).

О понижении Ивано-Франковской гряды у верхневоротищенское время свидетельствуют песчано-глинистый состав отложений прибрежной зоны бассейна и наличие в добротовских песчаниках следов наземных животных.

Места сосредоточения экзотических и прочих конгломератов в воротищенском бассейне следует рассматривать, как древние дельты рек, впадавших в бассейн с севера.

Нельзя недооценивать в образовании воротищенской серии размыва воздымавшихся флишевых Карпат. Глинистые фации в центральной полосе бассейна могли поступать, как с северной, так и с южной (Карпатской) области сноса. В северо-западной части воротищенского бассейна обломки флишевой брекчии (преимущественно менилитовой серии) среди соленосных глин, повидимому, возникли вследствие абразионного разрушения побережья флишевых Карпат.

О восходящих нижнемиоценовых движениях во внутренней области гор свидетельствуют пропуски в разрезах нижнемиоценовых образований Солотвинской впадины, явившиеся следствием размыва.

Среднемиоценовый этап (гельвет, тортон) характеризуется последовательными поднятиями Украинских Карпат, достигшими особого размаха в верхнем тортоне. О последнем свидетельствуют: а) мощные толщи коррелятивных отложений в Предкарпатском прогибе и Солотвинской впадине; б) смещенный комплекс среднемиоценовых свит в Предкарпаты; в) развитие грубообломочных фаций в составе среднемиоценовых отложений, а также резкое сокращение мощности свит и выпадение ряда свит в направлении к горам в Солотвинской впадине; г) мощная толща древнедельтовых пистынских

конгломератов в юго-восточной части Предкарпатского прогиба и другие данные.

Областью питания Предкарпатского прогиба были не только флишевые Карпаты, но иногда преимущественно Русская платформа и древняя (палеозойско-мезозойская) гряда, расположенная на северо-востоке. Последнее устанавливается для гельветского времени, когда отлагалась стебникская глинисто-песчаная серия в которой наблюдаются галечники преимущественно из некарпатских пород (В. И. Колтун, 1959, И. Д. Гофштейн, [11]). Однако мощные толщи конгломератов из карпатского материала в северо-западной части Предкарпатья, а также смещение стебнического бассейна к северо-востоку все же свидетельствуют о поднятиях Карпатской области в гельветское время и наращивании суши в предгорьях.

О восходящих движениях и размыве Карпат свидетельствует балицкая серия (гельвет или нижний тортон). В составе этой глинисто-песчаниковой серии (мощностью около 1500 м) наблюдаются прослойки конгломератов и гравия из карпатских пород, а также много переотложенных из флиша органогенных элементов (В. В. Глушко, Л. С. Пищванова [10]; И. Д. Гофштейн [11]).

Преобладание глин в составе серии, по мнению И. Д. Гофштейна, указывает либо на небольшую высоту Внешних Карпат, либо на отдаленность осадков от гор (даже высоких). Береговая линия балицкого бассейна находилась значительно дальше от Карпат по сравнению с нижним миоценом. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, явно свидетельствует о дальнейшем воздымании Внешних Карпат в балицкое время.

Большая мощность гельветских отложений, частые прослои песчаников, наличие конгломератов, а также выпадение мощной солотвинской свиты по направлению к горам в пределах Солотвинской впадины — свидетельствуют о более интенсивных поднятиях и размыве Внутренней зоны Карпат.

Значительное смещение к северо-востоку нижнетортонского бассейна свидетельствует о наращивании суши в Предкарпатье вследствие восходящих движений. Глинистая нижнетортонская богородчанская свита отлагалась в более глубоком бассейне, вдали от Карпат. Последнее не дает основания говорить о пенеппенизации Карпат в нижнетортонское время. Против этого мнения указывает преимущественно грубообломочные (песчано-конгломератовые) фации нижнетортонских отложений Солотвинской впадины.

Дискуссию вызывает анализ коррелятивных отложений верхнего тортона.

В предкарпатском прогибе, к верхнетортонскому-нижнесарматскому возрасту относят галицкую серию (свыше 2000 м), которой заканчивается разрез моласс. Серию подразделяют на косовскую и дашавскую свиты.

Косовская свита (около 800 м) — верхнетортонского возраста. Сложена почти полностью глинами. Состав фауны указывает на глубоководность и нормальную соленость верхнетортонского бассейна.

С временем формирования коссовской свиты связывают наибольшее выравнивание Карпат и возникновение Бескидского (верхнего) денудационного уровня. Допускается период относительного тектонического покоя в течение почти всего верхнего тортона (И. Д. Гофштейн [11]).

С этим мнением согласиться нельзя, так как подобные выводы не подтверждаются анализом коррелятивных толщ Верхнетисенской впадины. Мелководные, крупнообломочные фации, среди которых главную роль играют конгломераты, достигают здесь значительного развития во время формирования верхнетортонской мощной (2500 м) апшинской серии. Следовательно, верхнетортонское время для внутренних Карпат характеризовалось интенсивными восходящими движениями. Глинистый состав косовской свиты в Предкарпатье, по мощности значительно уступающей апшинской серии, следует объяснить глубоководностью бассейна, удаленностью его береговой линии от Карпат и относительно меньшей амплитудой поднятий Внешней антиклинальной зоны.

Дашавская свита (верхний тортон — нижний сармат) начинается конгломератами из карпатских пород. Выше залегают песчаники и глины с прослоями угля. В верхах разреза проявляется нижнесарматская фауна. В предкарпатской части бассейна Прута развиты „пистынские конгломераты”. В верхах дашавской свиты появляются глинистые фации.

Толщи пистынских конгломератов являются дельтовыми отложениями верхнетортонской реки, вытекавшей из Карпат. Последнее свидетельствует о восходящих движениях горной области.

Радичские конгломераты из флишевых пород, повидимому, также являются дельтовыми образованиями (И. Д. Гофштейн [11]).

Естественно допустить, что выполнение Предкарпатского прогиба и Закарпатских впадин происходило в результате деятельности поперечных (а отнюдь не продольных) рек, стекавших с воздымавшихся Карпат.

О сарматском этапе развития Восточных Карпат высказываются различные мнения.

И. Д. Гофштейн [11], аналогично Л. Савицкому [28], связывает с сарматским временем непрерывный процесс роста и размыва Карпат.

Эти взгляды требуют пересмотра.

В течение сармата смещается мелководный бассейн в Предкарпатье к востоку и северо-востоку. В среднем и верхнем сармате Предкарпатье превращается в область сноса. Опускание в прогибе сменилось поднятием на границе нижнего и среднего сармата.

Поскольку в течение нижнего и среднего миоцена констатируется мобильность Карпат, не благоприятствовавшая пенеппенизации, а в средние — и верхнесарматское время также происходили поднятия, наиболее вероятным возрастом Полонинского пенепплена, по нашему мнению, следует считать нижний сармат.

На благоприятные условия пенеппенизации указывает изменение состава отложений в конце верхнего тортона, когда пистынские конгломераты и пес-

чаники сменились верхними покутскими глинами. Нижнесарматский бассейн в Предкарпатье унаследовал очертания верхнетортонского моря (следовательно, поднятия проявились слабо). Наконец, относительно мягкие породы флиша не требовали большого „запаса” времени для выработки пенеплена с низкорогным обликом.

Наличие в отдельных местах вблизи Карпат (г. Бердо) линз галечников в песках нижнесарматского возраста не может свидетельствовать против существования Полонинского пенеплена, обладавшего гидросетью.

Г. Н. Гришкевич [12] отмечает, что нижнесарматские отложения (абровые слои и другие) в Закарпатском внутреннем прогибе также представлены главным образом песчано-глинистыми и глинистыми отложениями.

Наши выводы о нижнесарматском возрасте Полонинского пенеплена частично совпадают с выводами М. Климашевского (1956) о нижне- и среднесарматском возрасте Бескидского (Внутригорного) денудационного уровня Западных Карпат.

Во внутренней части Украинских Карпат реликты Полонинского пенеплена лежат на относительных высотах 900—1100 м.

О наличии остатков пенеплена в Украинских Карпатах писали также Г. П. Альферьев [1], Н. П. Ермаков [14], Г. И. Раскатов [21], А. И. Спиридонов [22], высказывая при этом различные соображения о его возрасте и распространении. И. Д. Гофштейн [11] отрицает возможность возникновения пенеплена в Горганах, хотя здесь в верхнем ярусе гор также хорошо сохранилась поверхность выравнивания (полонины).

Прерывистое поднятие и расчленение Полонинского пенеплена продолжалось и в мезотическо-плиоценовое время. Во внутренней зоне гор происходят крупные тектонические движения, сопровождавшиеся эффузивными процессами в Закарпатье. На юго-западных склонах формируются две денудационные поверхности, расположенных на относительных высотах 500—650 м и 150—200 м (по Спиридонову А. И. [22]). При этом 500—650-метровая поверхность, расположенная непосредственно ниже Полонинского пенеплена, зафиксирована вулканогенными толщами.

Поскольку возраст вулканической „Гутинской серии” теперь относят к верхнему плиоцену (левантину), формирование этой поверхности, повидимому, следует относить к нижнеплиоценовому времени.

Перекрытая эффузивами денудационная поверхность в верхнем плиоцене была приподнята и расчленена. В период тектонического затишья возникла еще одна денудационная поверхность, которая срезает флишевые и вулканогенные породы и лежит на относительных высотах 150—200 м. Возможно, что выравнивание ее происходило в конце плиоцена — нижнем плейстоцене.

Суббескидский (Погурский) нижнеплиоценовый денудационный уровень польских авторов, повидимому, следует сопоставлять с 500—650-метровым денудационным уровнем Закарпатья и уровнем Верхне-Днестровских Бескид.

Представление о существовании „Предкарпатского плиоценового пене-плена” (Уровня Лоевой по Г. Тейссейру [29]) также требует пересмотра. В течение плиоцена здесь могла существовать денудационно-аккумулятивная равнина, неровный коренной цоколь который был погребен под аллювиальными отложениями. Мощность последних теперь достигает от 5 до 30 м и более. Относительные высоты Предкарпатских междуречий над уровнем рек превышают 100—150 м. Если, при этом учесть большую мощность аллювия в долинах рек, то поверхность коренного цоколя на коротких расстояниях окажется далеко не ровной. Последнее видно и на схеме, составленной И. Д. Гофштейном [11], хотя он утверждает противоположное. Представлению о выравненном цоколе противоречат и данные о дифференцированных (блоковых) новейших движениях в Предкарпатье.

Предкарпатский уровень, повидимому, следует сопоставлять с 150—220 метровым денудационным уровнем Закарпатских предгорий.

Недавно И. Г. Гофштейн [11] высказал суждение об эоплейстоценовом возрасте „уровня Лоевой”, над которым сохранились остатки более старшего верхнеплиоценового „уровня Красной”.

О поднятиях Карпат в конце верхнего плиоцена свидетельствует высокое положение уровней „Горновица” и „Кандешти” в Румынии, наличие карпатских галечников в левантинских отложениях нижнего Прута и в бассейне Кучургана, а также глубокие эрозионные врезы в Черногоре, выполненные моренными образованиями и расположенные рядом с реликтовыми висячими долинами.

В Закарпатье продолжались опускания, на что указывает мощная толща плиоценовых-нижнечетвертичных отложений Венгерской впадины.

В плейстоцене движения сопровождалась местным оледенением. Связь моренной аккумуляции Черногоры с IV и III террасы Прута свидетельствует о ее вюрмском возрасте. Следы рисского оледенения сохранились плохо.

Для северо-западной части Предкарпатья констатируется две фазы продвижения ледника: крукеницкая и самборская¹.

Различное количество террасовых уровней в долинах Предкарпатья, уменьшение мощности галечника и увеличение толщи суглинков по направлению к Днестру, залегание в ряде мест подошвы галечников ниже русел современных рек — свидетельствует о дифференцированном характере новейших движений.

Развитие террас горной и низинной части р. Тисы и ее притоков происходило в условиях разнонаправленных движений (Г. П. Алферьев [1], А. И. Спиридонов [22]).

Послеледниковый (современный) этап характеризуется всеобщими неравномерными поднятиями, которые вызвали врезание рек в коренные породы

¹ В последнее время спорово-пыльцевой анализ подтвердил окский (краковский) возраст оледенения, достигавшего карпат.

и аллювиальные наносы предшествующих этапов, интенсивный размыв нижней части склонов, местные деформации продольного профиля второй террасы и т. п.

Дискуссия об особенностях истории речных долин Украинских Карпат (Н. П. Ермаков [14]; В. В. Буцур [4]; Г. И. Раскатов [21]; П. Н. Цысь [24]) приводит к заключению о том, что развитие поперечных и продольных долин происходило одновременно. В центральной зоне гор обнаруживаются реликты перехваченных нескольких продольных долин Древнесанского бассейна, а также древней Ясиня-Черемошской продольной долины.

Четвертичный морфогенезис гор унаследовал особенности неогеновых тектонических процессов, хотя и не имел решающего значения в формировании общего морфоструктурного облика Украинских Карпат.

Завкафедрой геоморфологии
Львовского Госуниверситета
им. Ивана Франко

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Алферьев Г. П., Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. *Труды Львовского геолог. об-ва*, вып. 1, 1948.
- [2] Богданов А. А., Основные черты тектоники Восточных Карпат. *Сов. геология*, сб. 40 М., 1949.
- [3] Бондарчук В. Г., *Тектоника Карпат*. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
- [4] Буцур В. В., Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. *Дан. СССР*. т. 53, № 6, 1946.
- [5] Вялов О. С., Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей. *Труды Львовского Геологич. об-ва, серия геологическая*, вып. 3, 1953.
- [6] Вялов О. С., Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. *Материалы Карпато-Балканской Ассоциации*, № 1, Изд. АН УССР, Киев 1960.
- [7] Вялов О. С., *Деякі питання стратиграфії Міоцену Передкарпаття*. Вид. АН УССР, Киев 1961.
- [8] Вялов О. С., *Палеогеновий фліш северного склона Карпат*. Изд. АН УССР, Киев 1961.
- [9] Геренчук К. И., Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья. *Изв. ВГО*, т. 88, вып. 1, 1956.
- [10] Глушко В. В., Пишванова Л. С., О стратиграфии нижнетортонских отложений Предкарпатского краевого прогиба. *Геолог. сб. Львовск. геолог. об-ва*, № 1, 1954.
- [11] Гофштейн И. Д., *Неотектоника и морфогенез Верхнього Придністров'я*. Вид. АН УССР, Киев 1962.
- [12] Гришкевич Г. И., Сарматские отложения Закарпатской области УССР. *Геологический сборник*, 2—3. Изд. Льв. университета, 1956.
- [13] Доленко Г. И., *Геология нефти и газа Карпат*. Киев 1962.
- [14] Ермаков Н. П., Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат. *Труды Львовского геолог. об-ва*, вып. 1, 1948.
- [15] Климашевский М., Развитие западных Карпат. „*Природа*”, № 7, 1957.
- [16] Колтун В., *Літологія стрибницьких вікладів північнозахідної частини Радянського Передкарпаття*. Вид-во АН УССР, 1959.
- [17] Ладыженский Н. Р., Геология и газонефтеносность Советского Предкарпатья. Изд. АН УССР, 1955.

- [18] Лазько Е. М., Резвой Д. П., О тектонической природе зоны Карпатских утесов. „Весник”, серия геологічна, вип. 1, Вид. Львовськ. університету, 1962.
- [19] Муратов М. В., Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, том II. Изд. АН СССР, М.-Л., 1949.
- [20] Плещаков И. Б., Схема тектоники Карпат. Геолог. сборник, 3, Труды ВНИГПИ, Ленинград 1958.
- [21] Раскатов Г. И., Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. „Землеведение”, т. 4, 1957.
- [22] Спиридонов А. И., Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. БМОИП, отд. геол. т. XXVII, в. 1, 1952.
- [23] Субботин Н. С., Про будову глибинних зон Карпат. Матеріали з геології західних областей Української РСР. Вид. АН УРСР, Київ 1960.
- [24] Цысь П. Н., Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1957.
- [25] Цысь П. М., Геоморфология УРСР. Вид. Львівського університету, 1962.
- [26] Цысь П. Н., О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозионное расчленение Советских Карпат. Географический сборник, вып. 7. Изд. Льв. ун-та, 1963.

A SURVEY OF THE FUNDAMENTAL PROBLEMS CONCERNING
THE MORPHOGENESIS
OF THE UKRAINIAN CARPATHIAN MOUNTAINS

SUMMARY

Dependence of the Mountain Relief on Tectonics

According to the contemporary views on the structure of the Carpathians, these have a many storeyed tectonic structure. The lower level consists of the submerged base of the pre-Cambrian platform. The second one comprizes Hercynian areas, with inserts of the pre-Cambrian structures. The third structural level — a folded Alpine formation — is built of Meso-Cenozoic geosynclinal deposits (V. G. Bondarczuk [3]).

The following morphostructures take part in the construction of the Ukrainian Carpathians:

1. The sub-Carpathian marginal subsidence, 2. The external anticlinal (furrow) zone, 3. The central (Krosno) synclinal zone, 4. The internal (Magóra) anticlinal zone, 5. The ancient crystalline core (Marmaroskie) of the internal anticlinal zone, 6. The Wyhorlat-Hutyn volcanic range, 7. The Solotvina (Upper Tissa) depression, 8. The Czop-Mukaczew depression.

E. M. Lazko and D. P. Rezwoj assert that there exists a Trans-Carpathian deep fissure, with which is connected a klippen zone constituted of a tectonic breccion. On this basis those authors deny the existence of an independent, internal anticlinal zone. The origin of a mountain range in this particular place is due, according to them, to the inequality of the uplifting movements of the Eastern Carpathians (their South-Western edge was being uplifted while the North-Western one was sinking). The decline, of the whole mass of the Eastern Carpathians towards the North-East also explains the mechanism of the origin of the nappes, attached to the Northern slopes of the mountains.

The opinions quoted above explain in a satisfactory way the asymmetry of the morphological transversal profile of the Ukrainian Carpathians.

According to geophysical data, in the paleozoic foundations of the Carpathians there probably appear anticlinal zones which run from North-West to South-East (S. I. Subotin [23]). What

is more, the axes of the depth paleozoic uplifts usually are superimposed upon the zones of the greatest contemporary elevations of the flysch of the Ukrainian Carpathians, and, in a number of cases, also in Alpine structures.

There also exist a transversal geotectonic zoning of the Carpathian orogen, hereditarily connected with the tectonic of the pre-Alpine substratum (I. B. Pleshakov [20]). To the transversal zones of uplifts and subsidences within the boundaries of the Ukrainian Carpathians there correspond uplifts and subsidences of the great regions of the present-day relief.

According to the views of G. N. Dolenko [13] in the sub-Carpathian subsidence zone and on the areas neighbouring with it one can also observe the successive appearance of transversal uplifts and subsidences of the upper structural level (Maeso-Cenozoic). What decides of the latter are the properties of the structure of the depth foundation of the sub-Carpathian subsidence zone of the Flysch geosyncline. Such transversal uplifts and subsidence zones are divided from each other by deep fissures, which constitute the main tracts of the wanderings of crude oil from the depth zones. In connection with this G. N. Dolenko has drawn the conclusion that the principal crude oil and earth gas zones in the sub-Carpathian subsidence zone are to be found on transition fragments (in the zones of contact) between the uplifts and the transversal depressions.

The deep transversal fissures and zones of contact of the elements of the upper structural level (storey) correspond to the broad, modern terraced valleys of the sub-Carpathian region. Consequently, it becomes possible to apply the geomorphological method in seeking for structures which would contain crude oil and earth gas.

The great features of the orography of the Ukrainian Carpathians and of their foothills mirror the "network" of the pre-Alpine (transversal) and Alpine — (longitudinal) tectonic disturbances.

The development stages of relief of the Ukrainian Carpathians

The modern relief of the Ukrainian Carpathians was shaped in the Neogene and Quaternary periods.

Of particularly vivid interest for the geomorphologist is the Upper-Oligocene and Lower-Miocene stage of the formation of the relief of those mountains. It is with this period that is principally connected the main phase of mountain-formation and of the uplifting of the Flysch Carpathians, as well as the initiation of the sub-Carpathian subsidence and of Trans-Carpathian tectonic depressions.

Of fundamental importance for the solution of the problem of the morphogenesis of the Carpathians is the analysis and juxtaposition of the correlation deposits of the sub-Carpathian subsidence and of the trans-Carpathian depressions, because the sediment and rocks are connected with the stages in the uplifting and degradation of mountains.

Land first made its appearance here at the beginning of the Upper Oligocene. Within the area of the central synclinal zone deposits of the Krosno series were formed.

In the water reservoir, adjacent on the North-East, clayey deposit were accumulated. The external Carpathians, which then emerged, constituted little dissected mountains of low height.

O. S. Vyalov [5, 7, 8] as well as other scientists think that at the time of the Lower Miocene, the Carpathians constituted a degradation area, which was subjected to uplifting movements.

The appearance of Lower-Miocene deposits in the synclines of the Pokucie Carpathians points to the more recent age of the uplifting and of the fold movement in this part of the mountains.

Both N. R. Ładyżeński (1955) and I. D. Gofshteyn (1962) think, however, that the other (i.e. North-Eastern) area subjected to degradation were the mountains which range across the centre of the Sub-Carpathian subsidence zone.

The Middle-Miocene period (Helvet, Torton) is characterized by the gradual uplifting of the Ukrainian Carpathians, which became of particular intensity in the Upper Torton. The uplifting movements were accompanied by the degradation of the Carpathians. The clayey-sandy series of 1500 metres in thickness, bears witness to the degradation of the Carpathians during the Helvetian and Tortonian periods.

According to I. D. Gofshteyn, the predominance of clays in the deposits bears witness to the fact that either the External Carpathians were low, or else that such deposits were formed at a considerable distance from the mountains. The shoreline of the Balice reservoir (see) ran at a considerably farther distance from the Carpathians than was the case during the Lower Miocene, which bears witness to the fact of the continuation of the uplifting of the External Carpathians in the Balice period of time.

During the Lower Torton period there took place an accretion of the land within the sub-Carpathian region (Podkarpacie), as a result of the uplifting movements.

During the Lower Torton period there did not take place a peneplanation of the Carpathians. Such a view is given a denial by the predominance of coarse-grained materials in the facieses of the Lower-Tortonian deposits in the Solotvina Depression.

Discussion is occasioned by the analysis of the Upper Tortonian correlation deposits.

The most intense levelling of the Carpathians and the formation of the (upper) Beskidy denudation level is connected with the formation of the Kosów series. The prevalence of relative tectonic quiet throughout nearly the whole of the Upper Tortonian period is admitted (I. D. Gofshteyn, 1962).

Such an opinion is unacceptable, because such conclusions fail to confirm the analysis of the correlation deposits of the Upper Tissa depression. The Upper Torton period is characterized, in so far as the Internal Carpathians are concerned, by intense uplifting movements.

It is perfectly natural to assume that the filling up of the Sub-Carpathian subsidence zone with deposits must have taken place as a result of the activity of the transversal (and not of the longitudinal) rivers, which flowed down the uplifting Carpathians.

There exists a variety of opinions concerning the Sarmatian stage in the development of the Eastern Carpathians.

Both I. D. Gofshteyn (1962) and L. Sawicki (1909) connected the Sarmatian period with the unceasing process of the uplifting of the Carpathians and of their degradation.

Such views call for revision.

In the Middle and Upper Sarmatian periods the Podkarpacie (Sub-Carpathian region) becomes a degradation area. Along the boundary-line dividing the Lower from the Middle Sarmatian period, all over the subsidence zone, the place of the subsiding has been taken by uplifting. Both the Lower and the Middle Miocene were a period of the mobility of the Carpathians, and one which did not favour peneplanation. On the other hand, both during the Middle and the Upper Sarmatian periods there took place an uplifting.

The most probable age of the Polonina Peneplain is, according to our opinion, the Lower Sarmatian period.

Our views concerning the Lower-Sarmatian age of the Polonina Peneplain to some extent agree with the conclusions drawn by Professor M. Klimaszewski (1956), who is of the opinion that the age of the denudation level of the Beskidy Mountains (internal) in the Carpathian Mountains goes back to the Lower and Middle Sarmatian periods.

In the internal part of the Ukrainian Carpathians the remnants of the Polonina Peneplain lie at relative altitudes of 900 to 1000 metres.

In the Meotic period of the Pliocene there arose, on the South-Western slopes, two denudation surfaces, situated at relative altitudes of 500 to 650 metres and of 150 to 200 metres (according to Spiridonov [22]).

During the period of tectonic quiet there arose one more denudation surface. It is possible that its levelling took place at the end of the Pliocene, in the Lower Pleistocene period.

The Sub-Beskidian Lower-Pliocene denudative period according to the Polish authors view is, in all probability, to be connected with the 500 to 650 metres denudation level of the Zakarpacie (Trans-Carpathian region), as well as with the level of the Beskidy of the Upper Dniester.

The Sub-Carpathian level is probably to be connected with the 150—200 metres denudation level of the Zakarpacie Foothills (Trans-Carpathian region).

I. D. Gofshteyn (1962) considers the Łojowa level as being Eo-Pleistocene. Above it there have still been preserved Upper-Pliocene remnants of the even more ancient Krasnoy level.

At the end of the Upper Pliocene there takes place the uplifting of the Carpathians. Over the Zakarpacie (Trans-Carpathian region) there continue dipping movements.

During the Pleistocene period such movements were accompanied by local glaciations. Rests of the glaciation of the Riss have been poorly preserved. Over the area of the North-Western part of the Sub-Carpathian region (Podkarpacie) two phases of the progress of glaciers have been found to have taken place: the Krukienice phase and the Sambor phase. There do exist facts which bear witness to the differentiated character of the most recent tectonic movements.

The development of the terraces of both the mountainous and the valley parts of the Cisa took place to the accompaniment of movements with various directions (G. P. Alferyev [1], A. I. Spiridonov [22]).

The contemporary, post-glacial stage is characterized by a general even though unequal up-lifting.

The development of both the transversal and the longitudinal valleys took place simultaneously (N. P. Yermakov, 1948, V. V. Bupure [1], G. I. Raskatov [21], P. N. Cys [24]).

The Quaternary morphogenesis of the mountains has inherited the peculiar features of the Neogenian tectonic processes, even though it did not have a decisive importance for the shaping of the general morphostructural marks of the Ukrainian Carpathians.

Head of the Chair of Geomorphology
in The Lwów, Ivan. Franko State University.

VIEWS ON THE GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE POLISH WESTERN CARPATHIANS DURING THE QUATERNARY¹

MIECZYSLAW KLIMASZEWSKI

Studies of Quaternary land forms, deposits and processes met with in the Polish Western Carpathians started from observations made by St. Staszic [73] in the Polish Western Carpathians in the Tatra massif in 1802, 1804 and 1805. Describing block fields so commonly encountered in the Tatra, he pondered their origin believing them to be "frost" products developing mainly in the spring. These block fields suffer dislocation by heavy downpours and by snow avalanches. Hence Staszic reached the further conclusion, more general in character, that rainstorms cause "denudation and destruction" of elevations, with the rate of destruction more rapid in high mountains and more gradual in lower mountains.

After Staszic's time the boldness, ruggedness and peculiarity of Tatra forms, more so than forms in any other Carpathian region, also appealed to many scientists.

1. EVOLUTION OF RESEARCH OF GLACIAL LAND FORMS AND DEPOSITS IN THE TATRA AND THE BESKIDY

Initially, glaciological studies in the Tatra massif were meant to recognize remnants, extents and effects of the Pleistocene glaciation. The first to discover traces of this glaciation in the Tatra was L. Zejszner [91]. As early as in 1843, thus barely a few years after Agassiz's similar discoveries in the Alps, he identified morainic ridges in the Tatra, and linked them with the action of glaciers in "the ice period", preceding the "present" period. Zejszner also recognized the erosive (smoothing) and displacing action of glaciers which transport rock fragments fallen off from rock walls [91, 92].

L. Zejszner's and W. Pol's [53] opinions were followed, in 1879, by A. Alth in his investigations of the northern Tatra slopes [1, 2]; he determined the gravel sheets of the Sub-Tatra and Podhale Basins to be morainic deposits and, on this basis, he assumed a filling-in of the Podhale Basin by glaciers coming from the Tatra. The waters derived from glacier melting were supposed to have flooded this

¹ The first part discussing "Views on the Geomorphological Development of the Polish Western Carpathians during the Tertiary" has been published in: "Geomorphological Problems of the Carpathians", Bratislava 1965.

basin, while the rivers Dunajec and Orawa issuing from this lake eroded gap valleys due to overflow, e.g., the Pieniny Gap.

Reports on glacial forms and deposits in the Tatra Mountains are also found in publications by S. Roth (1878), E. Dziewulski (1879), Wierzejski (1883), F. Denes (1889), V. Uhlig (1897) and A. Rehman (1893). A. Rehman [55] described a number of glacial land forms such as corries, troughs, rock basins, as well as end, lateral and ground moraines. He reflected on the origin of some of these forms, taking into account contemporaneous opinions expressed by Helland and Richt-hoffen. Rehman suggested the glaciation of not only the Tatra valleys but also, like Alth, a joining of glaciers in the northern Tatra foreland and a wide (as much as 30 km) range of the piedmont glacier. Later scientists like J. Partsch (1882, 1907, 1923), R. Lucerna (1908), W. Kuźniar (1910), A. Gadomski (1926, 1936), E. Romer (1927, 1929) and B. Halicki (1930, 1932) attempted to establish the number of glacial periods, and the course and the causes of Tatra glaciations.

For solving the main problem, i.e. the chronology of the Tatra glaciations, much more evidence was found in the foreland than in the interior of the Tatra massif. Because of this we find more data on the glacial morphology of the Tatra in older papers, especially those by Lucerna and Partsch, than in more recent studies like Romer's and Halicki's.

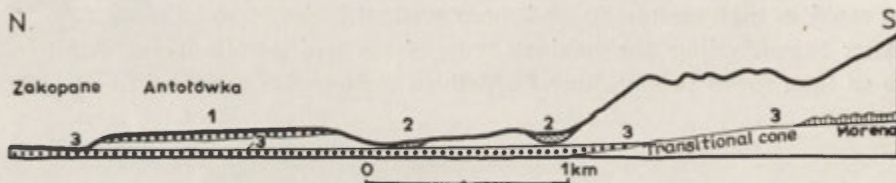


Fig. 1. Three gravel covers at Zakopane, after J. Partsch [46]

Opinions on the extent, number, role and causes of the Tatra glaciations vary widely. Lucerna [41] applied to the Western Tatra the system adopted by A. Penck whose student he had been. He assumed a fourfold Tatra glaciation, on the basis of the occurrence of four glacial troughs that were cut in a descending sequence, and of four glaciofluvial levels. He ascribed the formation of troughs to the deepening action of glaciers, and estimated the overdeepening of the Western Tatra valleys to be some 400 m. According to Lucerna, the Tatra relief is of exclusively Pleistocene age.

In 1923 appeared J. Partsch's third paper entitled: "Die Hohe Tatra zur Eiszeit". Here this author presents a new opinion on the course and extent of the High Tatra glaciations. In view of the occurrence of morainic deposits and fluvio-glacial sediments at three levels he assumes for the Tatra three glacial periods and four stages of recession. In contrast with Lucerna, he recognizes the pre-Quaternary dissection of the Tatra by fluvial valleys and, afterwards, their marked transformation by the destructive action of glaciers. In his opinion, the Tatra ridges were lowered during the Quaternary by at least 300 m, while in the valleys he failed to observe traces of inserted troughs.

A. Gadomski [11] deals with the glacial morphology of the High Tatra in several of his papers. Taking for granted the occurrence of glacier corries at three levels and the preservation of three inserted glacier troughs, he correlated the lowest corries with the upper troughs and the highest corries with the lower troughs. On this basis, in agreement with A. Penck's theories, he assumed a threefold Tatra glaciation. He also prepared a diagrammatical map of the High Tatra glacial land forms.

In his paper "The Tatra Ice Epoch", E. Romer expressed, differently from his predecessors, a new opinion on the relief evolution of the Tatra and on the number, extent and effect of the glaciations. He assumed a fourfold glaciation of the Tatra, the oldest one (H+1) supposedly extending far into the foreland (some 20 km from the Tatra margin) as a piedmont glacier. Thus Romer accepted, in essence, the concept put forth by Alth and Rehman. The three younger glaciations (H, H-1, H-2) never spread beyond the Sub-Tatra Depression. Romer connected the glaciations with a threefold upheaval of the Tatra above snowline, and assumed a non-contemporaneousness between the Tatra glaciations and the northern glaciations. The upheaved Tatra was dissected by rivers during interglacial periods, and to the activity of these rivers Romer attributed the principal features of the Tatra relief. The glaciers were supposed to have played a preservative part, causing alternations but sparingly. According to Romer, the depths of Tatra dissection approached 450 m, while the lowering of peaks amounted to more than 300 m.

Like Romer, B. Halicki [16] paid particular attention to the number of glaciations. On the basis of a hypsometric and petrographical analysis of the fluvioglacial covers spread out over the northern Tatra foreland, this author assumed three glaciations, linking them with a general cooling of the climate. His two earlier glaciations reached but slightly beyond the mouths of the Tatra valleys, while the last was less extensive. In Halicki's opinion the Tatra was deeply dissected by river valleys even in the preglacial period. The Pleistocene brought alterations and deepening of the ice-filled valleys by about 35 m. In his first paper, this author paid little attention to the glacial morphology of the Tatra. In a later paper, however, containing his comment on the development of the Tatra valleys, he discussed the magnitude of the Pleistocene erosion and the asymmetry of glacier troughs.

As to myself, I made in 1939, and from 1948 to 1962, a systematic geomorphological research of the Polish part of the Tatra, in order to recognize its geomorphological evolution and, in particular, the role played by the glaciations in forming the high-mountain relief. These studies resulted in the determination and substantiation of the effect of the preglacial relief on the extent of glaciations, on the course of glaciation and deglaciation, as well as on the magnitude of the glacial scour and glacial transformation in the Tatra [31, 32, 33]. The Tatra preglacial relief predestined accumulations of snow and the development of firn basins in high, non-rejuvenated sections of Lower Pliocene valleys (see Part I); therefore, the Tatra valleys suffered glaciation in their upper non-rejuvenated sectors, while completely rejuvenated valleys were ice free (Fig. 2). The firn basins were of varied capacity depending on their size. In the High Tatra with its huge firn

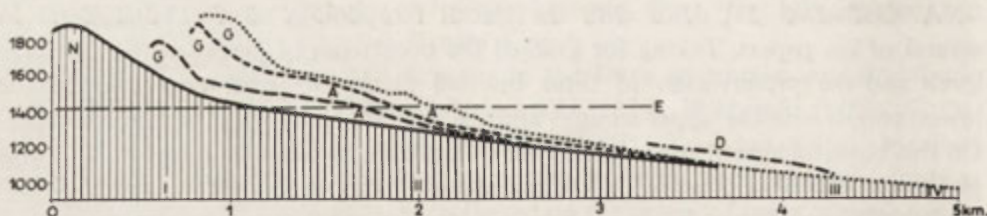


Fig. 2. Longitudinal profiles of glaciated valleys (*G*) and non-glaciated valleys (*N*) in the Bystre drainage basin (Tatra)

A — erosional-fluvial steps, glacially altered, *E* — snow-line during Würm period, *D* — glacier surface during Würm period, I — II — glacially altered sector of valley, non-rejuvenated in Upper Pliocene, II—III — glacially altered sector of valley, rejuvenated in Upper Pliocene, III—IV — sector of fluvial valley, rejuvenated in Upper Pliocene and Lower Pleistocene.

basins there moved downward into the preglacial (Upper Pliocene) valleys large masses of ice (block or extrusive movement); because of this, both the corries and the valleys mentioned suffered marked alterations (Fig. 3). On the other hand, in the Western Tatra, from relatively small basins there flowed much smaller and thinner valley glaciers (laminar movement) into the mature valleys — so that here corries and valleys both underwent but minor changes (Fig. 4). In the Tatra interior, traces of the last glaciation are distinctly noticeable. Even so, the large glacial land forms like corries and glacier troughs are the result of three glacia-

Table I

Recession moraines of glaciers on the northern Tatra slopes during the Last Glaciation, attempt of correlation

Stages in the Tatra	End moraines at altitudes of	Stages in the Alps (?)	Stages in the Lowland (?)
maximum extent	914—1150 m	maximum extent — Würm	Brandenburg and Frankfurt
Stage I	1280—1370	Bühl	Pomeranian
Stage II	1540—1580	Schlern	Rügen
Stage III	1660—1730	Gschnitz	Little Belt
Stage IV	1770—1840	Daun	Older Dryas
Stage V	1930—1960	Eggessen	Younger Dryas
Stage VI	2160	Fernau (?)	1600 (?)

tions, superimposed on identical forms and altering them in different degrees. During the Last Glaciation, deglaciation proceeded frontally or areally, depending on the valley relief. There also were determined six periods of stagnation and, locally, of re-advances marked by ridges of end moraines (Table I).

During the period of glacier retreat and preceding the Holocene, i.e. the late glacial, destruction of the Tatra valley floors and slopes proceeded very intensively. In the Holocene, the morphogenic processes are linked with vertical climatic zones [38, 34, 35], while the extent of alterations in the Pleistocene relief of the Tatra is mostly insignificant. Thus, in each glacial period the principal phases of Tatra destruction coincide with the early and the late glacial, whereas removal of debris occurred during the time of maximum glacier development.

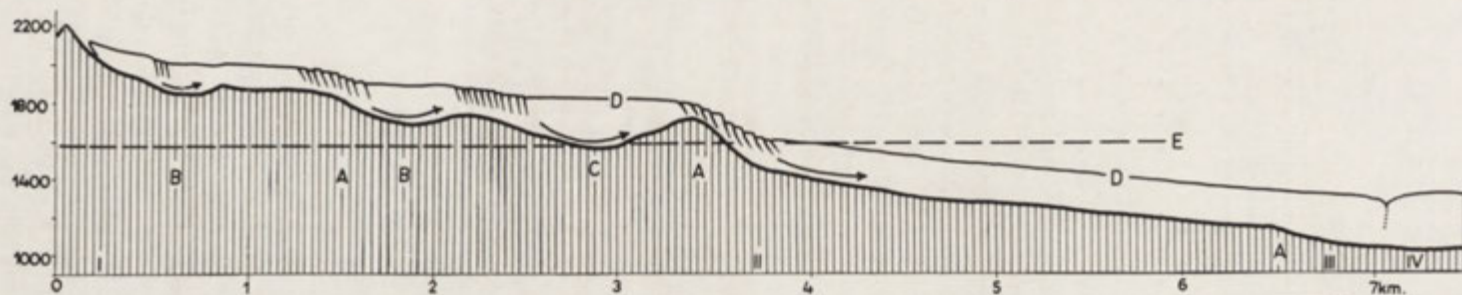


Fig. 3. Longitudinal profile of the strongly altered valley of Five Polish Lakes and of the Roztoka valley, after M. Klimaszewski

A — erosive-fluvial steps glacially altered, *B* — kettles scoured by slides of ice masses, *C* — confluence kettles, *D* — glacier surface during Würm period, *E* — snow-line during Würm period. I—II — glacially altered sector of valley nonrejuvenated in Upper Pliocene, II—III — glacially altered sector of valley, rejuvenated in Upper Pliocene, III—IV — glacially altered main valley, rejuvenated in Upper Pliocene and Lower Pleistocene.

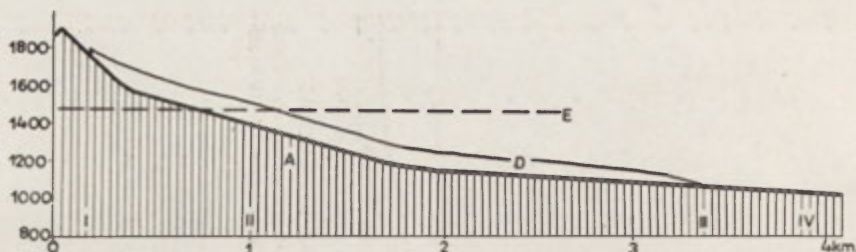


Fig. 4. Longitudinal profile of Kościeliska valley, less glacially altered, after M. Klimaszewski
A — erosional-fluvial step glacially altered, *D* — glacier surface during Würm period, *E* — snow-line during Würm period, I—II — glacially altered sector of valley, non-rejuvenated in Upper Pliocene; II—III — glacially altered sector of river valley, rejuvenated in Upper Pliocene and Lower Pleistocene.

In the Beskidy, remnants of a mountain glaciation were identified much later. Under Alth's spell [1], in 1881 W. Szajnocha [82] believed local boulders and, in 1882, R. Zuber terrace gravels spread over valley floors to be glacial deposits; however, this notion did not endure. On the other hand, glacial land forms were discovered on the Babia Góra, Pilsko and Barania Góra. Pseudoglacial forms on Babia Góra were mentioned as early as in 1880 by H. Zapalowicz, but it was not until 1913 that "Glacier Landscapes of the Western Beskidy" were described in detail and identified as glacial forms by Ludomir Sawicki [59]. In the Babia Góra massif this author distinguished 12 corries situated at altitudes of between 1370 to 1600 m. Their glacial origin was questioned, in part, by M. Klimaszewski [28] and, completely, by K. and J. Ziętara [93] in favour of landslide forms. On the Pilsko, L. Sawicki found three glacier corries at 1280—1410 m, S. Pawłowski [51] adding a fourth corrie. Furthermore, on the Barania Góra, L. Sawicki assumed the preservation of one corrie at 1100 m. In agreement with opinions then prevailing (mainly Partsch's), L. Sawicki distinguished first a fjeld glaciation followed by a corrie glaciation, and both of these phases he assigned to the Würm. The glacial land forms occurring in the Beskidy require further detailed studies.

2. EVOLUTION OF RESEARCH OF THE EXTENT OF THE SCANDINAVIAN INLAND ICE IN THE MARGINAL PART OF THE CARPATHIANS

It also was L. Zejszner [92] who initiated studies of the extent of the Scandinavian inland ice in the marginal part of the Carpathians. He pointed out that blocks of granite, syenite and other crystalline rocks reach as far as Cracow and the Beskidy foreland (Mogilany). Even earlier, in 1794, granite blocks were observed south of Rzeszów by Hacquet [17], and erratic boulders ("runic blocks") were found on the Polish territory by St. Staszic [73]. Staszic ascribed their occurrence to water transport, and J. Pusch [54] to a "flood" directed south-westwards. These studies were continued by Hohenegger in the northern part of the Sola, Biala and Upper Vistula basins, and by Alth in the Cracow region [1] and the Biala Dunajcowa [2] drainage basin. Concordant with the drift theory prevailing at that time, this author assumed that these blocks were "transported by drift-ice from Finland

over the then existing sea to the base of the Carpathians". More systematically (during a geological survey) were these erratics described and examined by the Vienna, geologists C. Paul, E. Tietze, V. Uhlig [86, 81], W. Hilber and by Polish geologists preparing the "Geological Atlas of Galicia". Data on erratic blocks are included in papers by W. Szajnocha [82], A. Łomnicki [42], J. Grzybowski [15], W. Friedberg [10] and T. Wiśniowski. All these scientists took it for granted that this northern (erratic) material was brought in by the Scandinavian inland ice, and on the basis of an analysis of the distribution of these erratics they reconstructed the extent of the inland ice.

Here two opinions should be distinguished. After V. Uhlig, the inland ice covered the entire marginal part of the Carpathian Upland and its thickness must have been great because blocks are found on valley floors (at about 200 m) and on upland ridges (up to 420 m a.s.l.). On the other hand, W. Łoziński assumed in his synthetic paper "Glacial phenomena at the margin of the northern Diluvium along the Carpathian and Sudeten Mountains" (1908 [43]), that the inland ice in its compact body reached merely the Carpathian margin and then extended in the form of glacier tongues, 11 to 33 km long, into the valleys of Carpathian rivers. After Łoziński, these glacier tongues, barely 10 to 25 m thick, moved upwards at a rate of 5—16 m per day. His conclusion as to the course and extent of glaciation is based on the distribution of what he calls the "mixed gravels" spread out over the outlet sections of Carpathian valleys and identified as a ground moraine. Surprising is his disregard of reports on the occurrence of erratic blocks at different altitudes (up to 420 m) contained in earlier publications. Thus later investigations made by E. Romer [56], J. Smoleński [63], A. Fleszar [9], S. Pawłowski [49, 52], S. Sokołowski [66], M. Klimaszewski [25, 28], M. Książkiewicz [39], K. Koniór [36], J. Burtanówna [4], J. Wdowiarz [88], etc. confirmed Uhlig's opinion.

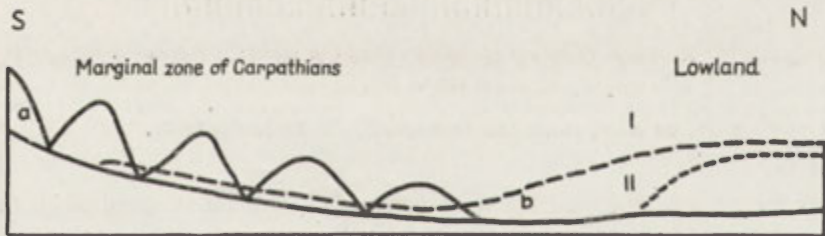


Fig. 5. Reconstruction of surface of Scandinavian inland ice sheet (in section) at the margin of the Western Carpathians, after W. Łoziński [43]

a—b—floors of main Carpathian valleys. I—surface of ice sheet during maximum extent; II—surface of ice sheet during stoppage corresponding to formation of the fluvioglacial Sub-Carpathian Wistok valley.

The extent of the Scandinavian inland ice in the marginal part of the Western Carpathians was presented by Cz. Kuźniar [40], M. Klimaszewski [25], S. Sokołowski [66] and J. Dudziak [6]. On the basis of the distribution of erratic material, M. Klimaszewski [25] determined that the extent of inland ice depended on the preglacial relief. Further, that the marginal part of the Carpathian Upland up to 400 m was

covered by ice which by lobes penetrated slightly farther into the valleys; that the surface of the inland ice was uneven, higher northward; and that the thickness of the ice masses varied being greater within valleys and less on summits.

3. EVOLUTION OF RESEARCH OF QUATERNARY LAND FORMS IN THE FLYSCH CARPATHIANS

Attention to Quaternary land forms within the Carpathians was paid later than the study of deposits. Among the forms identified earliest and investigated by many scientists were river terraces. The first to describe river terraces in the Carpathians was A. Alth [2]. In 1877 he observed terraces built of "Diluvial" gravels and clays in the Sącz and Zakliczyn Basins. He believed the terrace gravels to have been brought down by rapid rivers into lakes occupying these basins, whereas the clays he considered deposits of slower water flow. Alth paid attention to the petrographical composition of the gravels, to their varying degree of rounding and decomposition, and to their ferruginous coating.

A considerable influence on further terrace investigations had V. Uhlig. In his papers published in 1883 [86] and 1888 [87] he distinguished two accumulation terraces: a higher (10—20 m) "Diluvial" terrace built of gravels and sands, and a lower (3—5 m) "alluvial" terrace, mainly clayey. He considered the higher terrace younger than the "mixed gravels"—thus formed after the glaciation which reached the Carpathians. From Uhlig's description it appears that this alluvial terrace was inserted below the dissected cover of the Diluvial terrace.

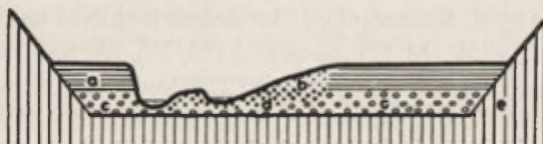


Fig. 6. Diagram of occurrence of mixed gravels on floors of main Carpathian valleys, after W. Łoziński [43]

a — alluvial clay, *b* — sand from washing-out of alluvial clay, *c* — mixed gravels, *d* — mixed gravels of modern gravel sheets, derived from older gravels, *e* — Carpathian Flysch.

This concept was followed by W. Łoziński [43], who distinguished in the Carpathians a Diluvial loess terrace of 25—30 m and an alluvial terrace of 8 m occupying valley floors. In agreement with Uhlig he ascribed their formation to the period following the retreat of the Scandinavian inland ice, correlating the gravels with an "ice" phase of the Older Diluvium and the loesses with an "aeolian" phase of the Younger Diluvium. In the Pieniny Gap of the Dunajec River, S. Pawłowski [47] also distinguished, an alluvial terrace of 2—5 m and a Diluvial terrace of 12—30 m. In a similar way he distinguished in the Mlecinka valley [48] and in the Wisłoka valley [49] the same two terraces, an alluvial and a Diluvial one. Pawłowski argued that in the Wisłoka valley the higher terrace gravel cover, resting on a rock bench, dates from the recession of the inland ice from the Carpathian Upland, the dissection from the interglacial period, and the accumulation of the lower ter-

race cover from the Middle Polish Glaciation. The results of his studies of the Wisłoka terraces he applied, in 1930, generally to the whole Carpathians [50], even to all-Poland. This opinion was poorly vindicated as shown by the fact, that already in 1934 this same author ascribed the gravel cover of the higher terrace to the Last Glaciation [52].

S. Pawłowski's opinion corresponds to V. Uhlig's theories, although there also are differences between them. According to Uhlig, the cover of the inserted accumulation terraces occupy the floors of preglacial river valleys which later were not deepened any more. On the other hand, S. Pawłowski believed that only the lower terrace is of accumulative origin, whereas the higher terrace is an "erosional accumulative" form; he also claimed that in these latter terraces the cover of fluvial deposits rests on a high rock bench. On this basis Pawłowski concluded that the period of maximum glaciation has been followed by the dissection of not only the accumulation cover but also of the solid substratum, thus that today's valley floors lie lower than the preglacial floors.

Another trend was followed by the Polish geologists preparing the "Geological Atlas of Galicia", principally A. Łomnicki and W. Friedberg. As early as in 1900 Łomnicki [42] distinguished at the Carpathian margin four Quaternary inserted terraces: 1) an older Diluvial ("clayey") terrace of 30—50 m, built mainly of washed-down boulder clay resting on a bench of Miocene clays, 2) a younger Diluvial ("sandy") terrace of 20—30 m, chiefly consisting of sands later turned into dunes, 3) an older alluvial ("rendzina") terrace of 5—8 m, built of sands, gravels and muds, and 4) a younger-alluvial ("meadow") terrace of 1—3 m formed by young sands and fluvial muds. Łomnicki connected the level of the older Di-



Fig. 7. Section across San valley, from Walawa to Starzawa, after A. Łomnicki [42]
 III — meadow terrace, II — rendzina terrace, I — Diluvial terrace, IB — Diluvial sands, IA — Diluvial clays, TR — Tertiary (Krakowic clays).

luvial terrace with the planating and flushing action of "postglacial" waters in the first ("desert") phase of the "interglacial period", and ascribed the dissection of this level and the formation of the younger Diluvial terrace cover to the second ("steppe") phase of this "interglacial period". He also asserted that the "rendzina terrace started its development at the close of the Pleistocene", during the second glaciation which covered merely Northern Europe. Of "Alluvial" or Holocene age are solely the top strata of the rendzina terrace and the deposits of the meadow terrace inserted below the rendzina terrace. In 1903 Friedberg [10] also assumed that the deposits building the rendzina terrace are "predominantly of Alluvial age, but also reach into the Pleistocene". Especially the bottom "greyish-blue clays" he assigned to the Older Pleistocene, whereas the gravels and sands containing "fossils of Diluvial animals" he ascribed to the Pleistocene.

A profile enclosed in the "Text to Issue 12" [42] shows that only the cover of the older Diluvial terrace rests on a rock bench, whereas the lower terraces are distinctly inserted, and that all of them reach with their bottom strata to the valley floor occurring somewhat deeper than today's floor. This opinion also presupposes the position of the preglacial valley floor at 20—30 m above the present floor (Fig. 7).

A further opinion on the origin and the age of the Quaternary terraces was expressed by J. Smoleński in 1918. Upon investigating the fluvial terraces on the slopes of the Sącz Basin, Smoleński [63] assumes that this basin, together with the Dunajec valley, has been filled by fluvial deposits to a considerable height. This accumulation, some 90 m high above the preglacial and, at the same time, the present valley floor, Smoleński connected with "a check caused by inland ice advancing at that time from the north", thus with a blocking of the Dunajec valley by the Scandinavian inland ice. Irregularities in the glacier retreat led to the epicyclical dissection of the thick accumulation cover and to the formation of cut terrace levels at 55 m, 20—25 m and 8—12 m. These terraces are built of gravels showing a similar degree of decomposition. The lowest terrace, 2—5 m high, this author ascribed to the Alluvial period.

A marked step ahead in investigations of Quaternary terraces brought a paper by B. Halicki: "Diluvial Glaciation of the Northern Tatra Slopes" [16]. In the Tatra foreland this author determined four systems of inserted terraces and glaciofluvial cones. The three higher terrace covers, of different petrographical composition and different degree of decomposition, he correlated with three glacial periods in the Tatra, while the lowermost terrace he assigned to the postglacial period (Fig. 16).

In 1934, M. Klimaszewski [22] distinguished in the Sola, Skawa, Raba and Dunajec valleys three covers of fluvial accumulation, linking them with three glacial periods. During the maximum glaciation, these valleys were filled in to 30—50 m above their preglacial floors, identical with present valley floors (in pursuance of Smoleński's theory). He assigned to the Varsovien I Glaciation the formation of the 10—15 m terrace cover mantled with loess, and to the Last Glaciation the fluvial deposits, mainly gravels, building the 4—6 m terrace—with the proviso, however, that "the latter's surface may be younger, especially in lower river sections". Klimaszewski connected the filling of Carpathian valleys during glacial periods less with the damming back but mainly with climatic conditions propitious to slope, erosion, and bearing on the course of transport and sedimentation.

In 1937 M. Klimaszewski identified, on the basis of his analysis of Quaternary land forms and deposits in the Dunajec valley from the Pieniny gap to the river's mouth [24]—in accordance with Smoleński—traces of high aggradation reaching from 10 m above present valley floor up to 90 m; he connected this deposition with the maximum glaciation. The lower inserted terraces of 40—15 m and 15—6 m he correlated with the subsequent lowland glaciations (Riss, Würm). The dissection of the successive accumulation covers he assigned to the interglacial and postglacial periods. Analogous terrace levels were disco-

vered in the Poprad valley by J. Szaflarski [81]. Finally, in 1948, in his paper: "The Polish Western Carpathians during the Diluvium" [28], M. Klimaszewski distinguished in the Western Carpathian river valleys (Skawa, Raba, Dunajec, Wisłoka, Wisłok and San) four accumulation covers of different ages, preserved in the shape of four inserted terraces. He determined the fact, that these terrace covers consist of fluvial deposits (non-rounded clastic material, gravels, sands, loams and clays) and slope deposits (debris and slopewash clays). Of the above deposits

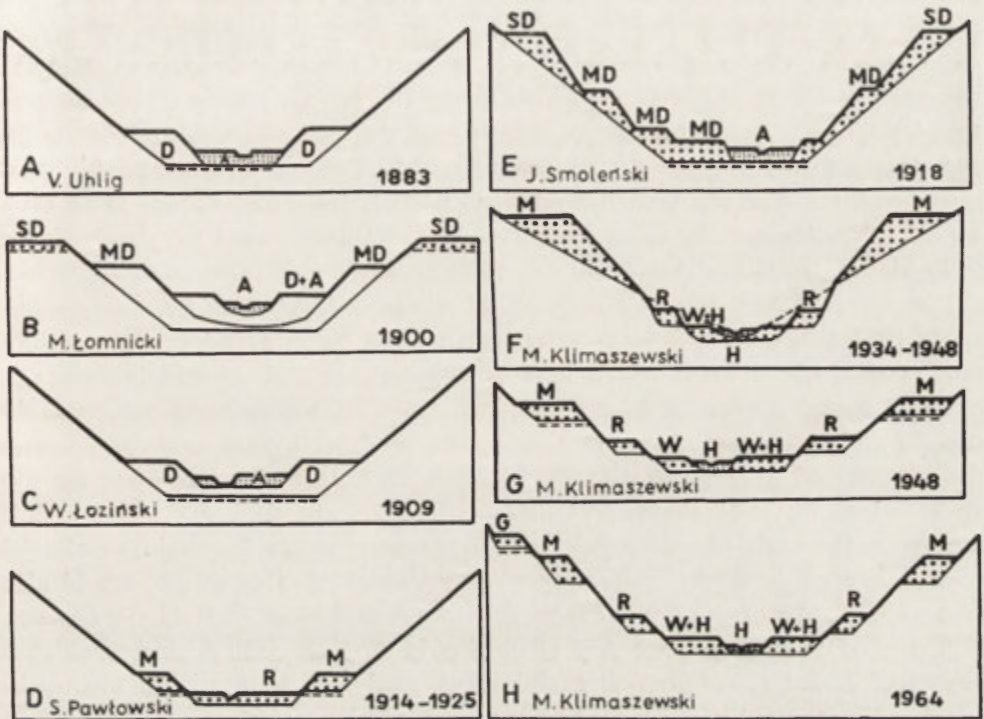


Fig. 8—9. An attempt to show on a graph the different views on the ages and origins of Quaternary river terraces in the Polish Western Carpathians.

D — Diluvial terraces, SD — Early Diluvial terrace, MD — Upper Diluvial terrace; terrace covers dating from: G — Günz coating (?), M — Mindel (Cracovien glaciation), R — Riss (Middle Polish) glaciation, W — Würm (Baltic) glaciation, W+H — Würm and Holocene, H — Holocene, Broken line = floor and scarps of the preglacial or Early Pleistocene valley.

were built both the river terraces and the alluvial cones formed by tributaries in the main river valleys. To both these forms he applied the common term of their levels. The altitude of these levels is different in the western valleys: of Rivers Skawa and Raba, different in the Dunajec valley, and different again in the eastern valleys of Rivers Wisłoka, Wisłok and San.

It also came to light that terraces are built either exclusively of fluvial deposits, or that the fluvial deposits rest on rock benches. In the Skawa, Raba and Dunajec valleys the thickness of the accumulation covers tallies with the terrace hei-

ghts, and terraces and cones of different ages are mutually inserted. In the Wisłoka, Wisłok and San valleys the gravel covers rest on rock benches of different heights: older covers on a higher, younger covers on a lower bench. These accumulation covers produce testimony to periods of very intensive accumulation, preceded by periods of erosion and removal — thus causing insertion of terraces and cones. The present author attributes the rock benches in the Dunajec gap section and in the valleys east of this river to Pleistocene tectonic movements, whereas the three higher terrace covers he assigns to the glaciations, and the lowermost terrace to the Holocene. The cover of the high terrace containing in the upland sector morainic material, he connects with the Cracovien Glaciation (Mindel), the cover of the middle terrace with the Middle Polish Glaciation (Riss), the bottom layer of the lower (rendzina) terrace with the Last Glaciation (Würm); the top strata and the cover of the meadow terrace he connects with the post-optimal phase of the Holocene. To the glaciations Klimaszewski also assigns the widening of valley bottoms by rivers laden with talus, filling during flood periods the full width of the valley floors. On the other hand, periods of incision and removal he connects with retreat phases of the inland ice and with the interglacials.

In 1952 A. Śródoń [67], verifying the age of fossil floras found in the Carpathians, asserted the rendzina terrace to be of Holocene age, and the middle terrace to have originated during the Last Glaciation. Even so, Klimaszewski observed distinctly a bipartition of the cover building the rendzina terrace, and for this reason he assigned to the Last Glaciation merely its bottom deposits while the top strata belong to the Holocene. On the other hand, dating the cover of the middle terrace on the basis of one profile only — moreover a profile within an alluvial cone — is open to doubt and requires further research. This clause should also be applied to the opinion of A. Jahn [20] who is following A. Śródoń's concept. Still, any reflections as to the ages of terraces in the Ropa valley disagree with the results of earlier paleobotanical examinations made by W. Szafer in the neighbouring Wisłoka valley [77, 78]. However, the opinion asserting a high filling-in of the Western Carpathian valleys — fillings starting from preglacial valley floors identical with today's floors — up to 30, 50 or even 90 m, should be reconsidered. According to Uhlig, the Carpathian relief was definitely sculptured before glaciation, and afterwards the river valleys were not deepened any further. This opinion has been accepted by all later scientists dealing with the Carpathian Quaternary, like W. Łoziński [43], E. Romer [56], S. Pawłowski [47, 48, 49] and J. Smoleński [63, 64]. Afterwards, in Smoleński's wake, the concept of a high filling-in of the preglacial valleys was ratified by B. Halicki, M. Klimaszewski, S. Sokołowski, S. Szaflarski, etc. Łomnicki was the only one who discovered in the Carpathian foreland a preglacial valley floor at about 30 m. The most recent studies, like those made in preparing the excursion of the INQUA Congress (1961), proved that also in Western Carpathian valleys the Pleistocene gravel covers rest on rock benches of diverse heights: those from the Cracovien Glaciation on benches 20—60 m high, those from the Middle Polish Glaciation on benches up to 20 m high, and those from the Last Glaciation at the level of today's valley floors or on low rock

benches up to 10 m high. Consequently, my opinion on the gradual formation of terraces in eastern valleys should also be extended to the western valleys, and the unequal height of rock benches implies a differentiated course and intensity of Quaternary orogenic movements. A. Klimaszewski's opinion as to origin, age and mutual relation of the younger Quaternary terraces has been confirmed in its essentials by L. Starkel [68, 69]. It is true, that the latter author ascribes the *rendzina* terrace to the Holocene, but Klimaszewski also assigned the top layers of this terrace to the Holocene. It is important, that L. Starkel [69] recognizes some regularity in the evolution of terraces from the Last Glaciation and the Holocene: that the terrace covers from the Last Glaciation were during the Holocene dissected in upper valley sectors, while in lower sectors they were covered by young deposits (Fig. 10).



Fig. 10. Longitudinal profile of a Carpathian valley during Last Glaciation (B) and during Holocene (H), after L. Starkel [69]

However, the problem of Holocene erosion and accumulation is by no means cleared up. Środoń, Jahn and Starkel assume a very intensive accumulation of fluvial deposits during the Holocene; Starkel is inclined to connect them with dissection of both slopes and valley floors in the upper parts of drainage basins. However, we are not certain whether this refers to degraded deposits brought in during the Holocene from the upper part of the basin, or whether they are fluvial deposits from the Last Glaciation which during the Holocene were redeposited and intermixed and, almost "in situ", built up in layers by flood waters. The destruction of a "cold" cover may have involved the incision of channels, frequent changes of river loops, and filling-in of such abandoned loops by Holocene deposits. This concept seems to be confirmed by some sections shown in L. Starkel's paper [69]. Rebedding may also be the result of superficial, mainly lateral, redeposition of older materials. The solution of this problem requires further detailed studies, applying in a higher degree sedimentological methods and exploiting a denser network of bore hole profiles or a large number of extensive exposures.

Among other land forms of Quaternary age, there were investigated glacial forms in the Tatra and the Beskidy Mountains (see Chapter 1), land slides, both recent [14, 60, 71] and of earlier ages correlated by B. Świdzki [74] and H. Teisseyre with cold Pleistocene periods, peculiar forms of rock monadnocks described by Cz. Kuźniar [40], M. Klimaszewski [28], H. Świdziński [75] and correlated either with a Pliocene desert climate (Kuźniar) or with conditions occurring in the Pleistocene and Holocene (Klimaszewski, Świdziński).

4. THE EVOLUTION OF VIEWS ON THE COURSE AND THE CHARACTER OF MORPHOGENIC PROCESSES DURING THE QUATERNARY

In earlier papers there were taken into consideration only the destructive and constructive activities of rivers, glaciers and winds, as well as processes of weathering. Later on, (principally Sawicki), attention also turned to frost movements, mainly land-slides. In 1936, Klimaszewski discovered solifluxion covers dating from the Last Glaciation [24], in 1938 he recognized a differentiation in the course of this process [27], and in 1948 he defined the principal agents in resculpturing the relief of the Western Carpathians in the Pleistocene [28]. The phenomenon of slopewash and aggradation of proluvial covers was determined by Świdziński, Stupnicka and Krygowski [38]. Czeppe [5] and Starkel [69] paid much attention to suffosion processes. W. Łoziński considered block fields covering many mountain peaks to be dead features and connected them with periglacial conditions, whereas Klimaszewski [28], Starkel [69], Niemirowski [45] and Jahn [21] stated their having been dislocated under present climatic conditions.

M. Klimaszewski reconstructed in 1937 [26] and 1948 [28] the action of Carpathian rivers during glacial periods on the basis of the character of their deposits. He assumed an overloading of periodical streams with materials derived from frost weathering and solifluxion processes, thus explaining the feeble rounding and the poor segregation of the materials laid down (gravelly rubble); for the feebly rounded rock fragments he coined the term "kanciaki" ("angulars"). In 1939 he took for granted a contemporaneousness of slope solifluxion and river sedimentation on the basis of an analysis of younger Pleistocene land forms and deposits at Krościenko [27], while in 1958 in an exposure at Dobra he identified an interdigitation of solifluxion covers with alluvial covers [30]. Analogous conditions were encountered by L. Starkel in the region of Limanowa [70] and in the Upper San basin [8]. Such interdigitation of solifluxion covers with gravel covers became one of the criteria used for dating terrace covers and connecting them with conditions of a cold climate.

In the Flysch Carpathians, L. Starkel [69] distinguishes, upon very thorough examinations, three morphoclimatic zones related to altitude and "differing by a complex of morphogenic processes, by the intensity of these processes, and by a different degree of transformation of the older relief during the postglacial". In the upland zone (up to 800 m), "particularly great is the intensity of slopewash and land-slides", as well as chemical weathering. The small Holocene valleys are mature forms, destruction occurs mainly by snow-melting.—In the mountain zone (up to 1400 m), "first place take linear erosion, suffosion and surface wash". A certain part is also played by slides. Destruction is greatest during summer showers.—In the high-mountain zone, frost weathering, rock-falls and talus-creep predominate. This was confirmed by studies of Niemirowski [45] and Kłapa [34, 35]. Based on interesting measurements, L. Starkel [69] assumes large scale transformations during the Holocene, leading to an average denudation of slope surfaces by 0.5 m.

Much attention has also been given to the chronology of events recorded by Quaternary land forms and deposits. For the Tatra first a single, afterwards a four-fold [57] and a triple mountain glaciation was taken for granted [16, 28]. In the remaining parts of the Carpathians, initially one glacial period was assumed to have occurred; afterwards, for a long time, this was raised to two and, ultimately, to three glacial periods, marked by three terrace covers interdigitating with solifluxion covers; the oldest terrace cover (gravel) also interdigitates with morainic deposits of the Mindel Glaciation [28]. The contemporaneous occurrence of the mountain glaciations in the Tatra and of the lowland glaciations [24, 28] was also determined.

5. VIEW ON THE EVOLUTION OF THE RELIEF OF THE WESTERN CARPATHIANS IN THE QUATERNARY

On the basis of geomorphological, geological, paleobotanical and paleoclimatological investigations made so far, we can outline the following view on the relief evolution of the Polish Western Carpathians during the Quaternary:

In the period preceding the ice age the relief of the Carpathians was much alike, though not identical, with today's relief. The ridges were probably not much higher than today, while the valleys were mostly more shallow. Their longitudinal profiles, especially in the upper sectors, were ungraded, full of rock steps and breaks; in the Western Carpathians even valley fragments of Lower Pliocene origin have survived. These fragments of ancient valley floors are preserved in the form of terrace benches at 20 to 60 m height, the highest of which occur in river gaps piercing the High Beskidy.

During the Pleistocene the Tatra Range was fairly thoroughly transformed by glaciers. Upon the preglacial fluvial relief, glacial and periglacial forms were superimposed during every successive glacial period, making earlier forms more acutely peaked. In the Pleistocene, the Podhale was an area of fluvioglacial accumulation (Fig. 16), whereas the Flysch Beskidy and Carpathian upland areas became rounded, with the geological structure furthering this process. Under conditions of a cold climate, the Flysch rocks building this part of the Carpathians underwent intense weathering, and their waste covers rich in clayey materials were predisposed to mass movements, especially to solifluxion. In the period preceding the Cracovien (Mindel) Glaciation, the cooling of the climate failed to destroy the forest cover [79, 80] and, therefore, degradation must have taken place on a minor scale only.

During the Cracovien Glaciation, the Scandinavian inland ice extended as far as the Carpathians and covered the marginal part of the Carpathian upland to a height of about 400 m. This wide extent is documented by erratic boulders found in the northern zone of the Carpathian upland [25]. At the same time, in consequence of a lowering of the snow-line, mountain glaciers developed in the Tatra Range [28, 46, 57]. The ice-free zone involving the Beskidy and a large part of the Carpathian upland, had then a width of some 60 km and was situated within the range of a periglacial climate.

In the ice-free Carpathians frost weathering was proceeding — and vigorous solifluxion processes carried the weathering products to the valley floors, drained by heavily loaden pronival streams. This course of processes is implied by analyses of the oldest, much weathered gravel sheets interdigitating with solifluxion covers. This heavy supply of slope material, large considering the transport abilities of the pronival streams, led to a high filling-in of the Carpathian valleys [28]. This aggradation reached greater dimensions in the Dunajec and Poprad valleys, glaciated in their source sections (the Tatra), because their proglacial waters carried and deposited large quantities of fluvioglacial materials [16, 28]. The thickness of the gravel covers, being strongly weathered and interdigitated in the upland sector with deposits of the Cracovien Glaciation, is from several to several scores of metres (on the average 30 m). These gravel covers were laid down and the floors of the preglacial valleys filled-in as early as in the anaglacial period, during the advance of the Cracovien inland ice. Hence, the inland ice which during its maximum extent covered part of the Carpathian upland, encountered the valleys filled-in to considerable heights [23, 24, 28, 19]. Due to this the morainic material rests in the valleys of the then glaciated Carpathian upland always on a thick series of Carpathian gravels containing no northern material (that is, anaglacial gravels) and, sometimes, on varved clays (Figs 11, 12). During its maximum extent the inland

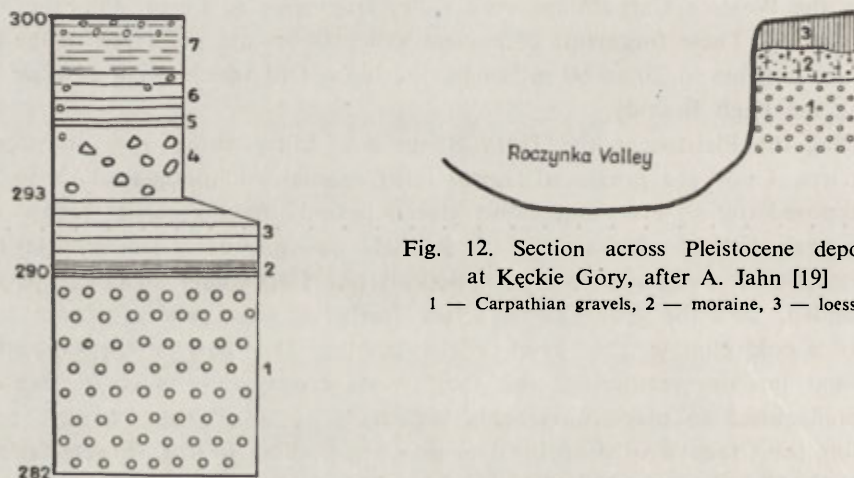


Fig. 12. Section across Pleistocene deposits at Kęckie Gory, after A. Jahn [19]

1 — Carpathian gravels, 2 — moraine, 3 — loess.

Fig. 11. Skawa valley. Section across Diluvial deposits in a brickyard near Wadowice, after M. Klimaszewski [23]

1 — Flysch gravels, 2 — varved clays, 3 — clays, 4 — ground moraine, 5 — muddy clays, 6 — clays with erratic pebbles, 7 — stratified clay, with Flysch pebbles in upper part.

ice reached with its generally compact cover to the height of 350—420 m a.s.l. and blocked the mouths of the Western Carpathian valleys [28, 64]. This caused an increase in sedimentation and a further filling-in of the ice-free valley sections. It may therefore be concluded that, in the ice-free area, the Carpathian valleys

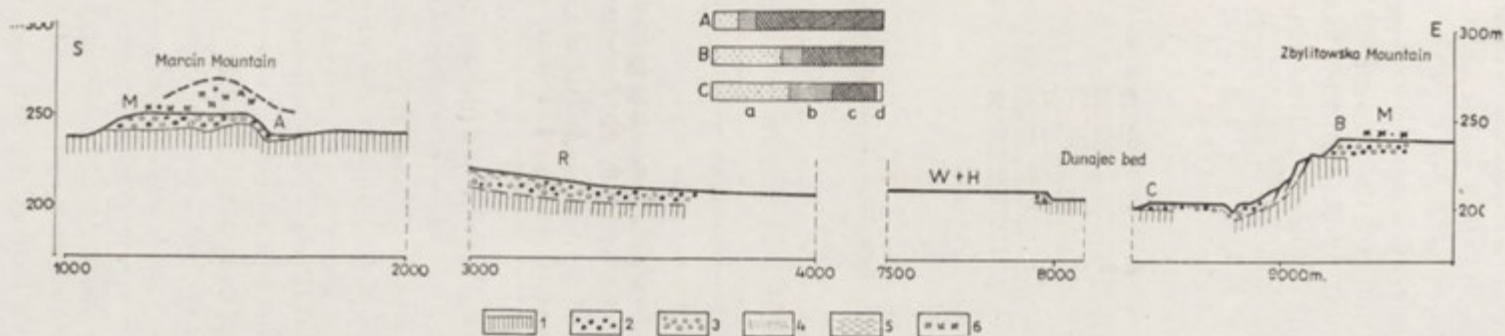


Fig. 13. Section across Dunajec valley: Góra Marcina — Zbylitowska Góra, after K. Klimek

1 — Miocene substratum, 2 — Tatra gravels, 3 — Beskidy gravels, 4 — sands, 5 — slope covers, 6 — erratic blocks, *M, R, W, H* — covers from glaciations: Mindel, Riss, Würm and from Holocene. *A, B, C* — petrographical composition of covers: *a* — sandstones, *b* — granites, *c* — quartzites, *d* — limestones.

were filled-in by gravels and sands in consequence of climatic conditions, and only subsequently due to the blocking of valley outlets and the raising of their bases of accumulation. The cover deposited during the Cracovien Glaciation is built of gravels strongly weathered; in the Dunajec valley, most weathered in this cover are the granite pebbles. They suffered almost complete decomposition (due to chemical weathering), as indicated by their petrographical composition [16, 24, 28, 38]. Thus the high degree of weathering and the similar petrographical composition enables us to correlate fragments of such covers into a common gravel

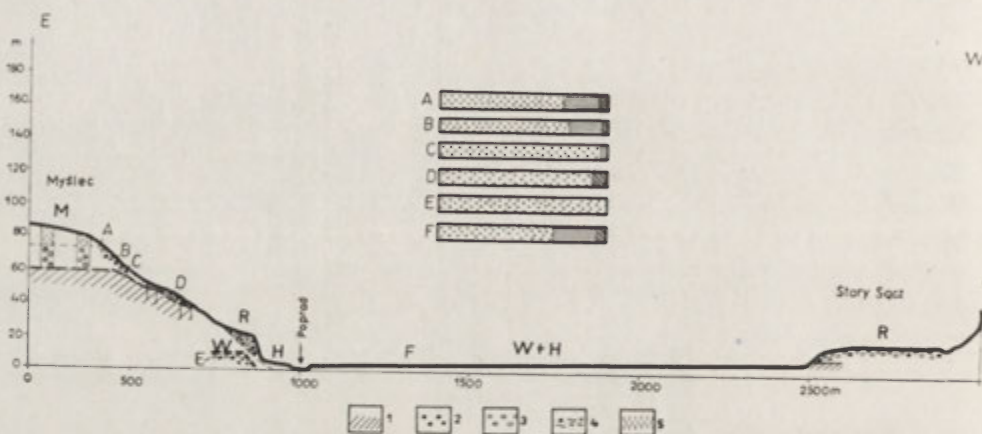


Fig. 14. Section across Poprad valley near Stary Sącz, after M. Klimaszewski and M. Tyczyńska
 1 — rock bench, 2 — Tatra gravels, 3 — Beskidy gravels, 4 — solifluxion and proluvial covers, 5 — silty deposits, proluvial. Explanations of lettering as in Fig. 13.

horizon which, within the Tatra foreland, passes into glaciofluvial cones of the oldest Tatra Glaciation (Szaflary), and which in the Carpathian upland are interdigitated with morainic deposits of the Cracovien inland ice. The features discussed also distinguish the high terrace, of older age, from the younger, lower terraces [62]. In the Dunajec valley it seems that this cover diverges into two, a higher one (the 70—80 m terrace) and a lower one (the 40—60 m terrace).

It is difficult to reconstruct the course of deglaciation because of the very scant preservation of deposits from this glaciation. We may assume areal deglaciation to have occurred, that is, a disintegration of the inland ice covers into smaller masses of ice surviving for a longer time in upland river valleys and longest in the Sandomierz Depression. This seems to be indicated by gravel sheets of exclusively northern material, found on flat surfaces of the Carpathian upland high above the level of aggradation of river valleys [24, 28]. These gravels represent kame deposits. The eastward flow of the Carpathian rivers along the upland scarp, at some 40 m above today's river level, may also be explained only by assuming a filling of the Sandomierz Depression by detached masses of ice [28, 29, 85]. With the gradual melting of the ice masses, the deposits of high gravel aggradation were dissected by the Carpathian streams, removed and deposited on plains gradually exposed due to inland ice melting. At that time, the Carpathian gravels

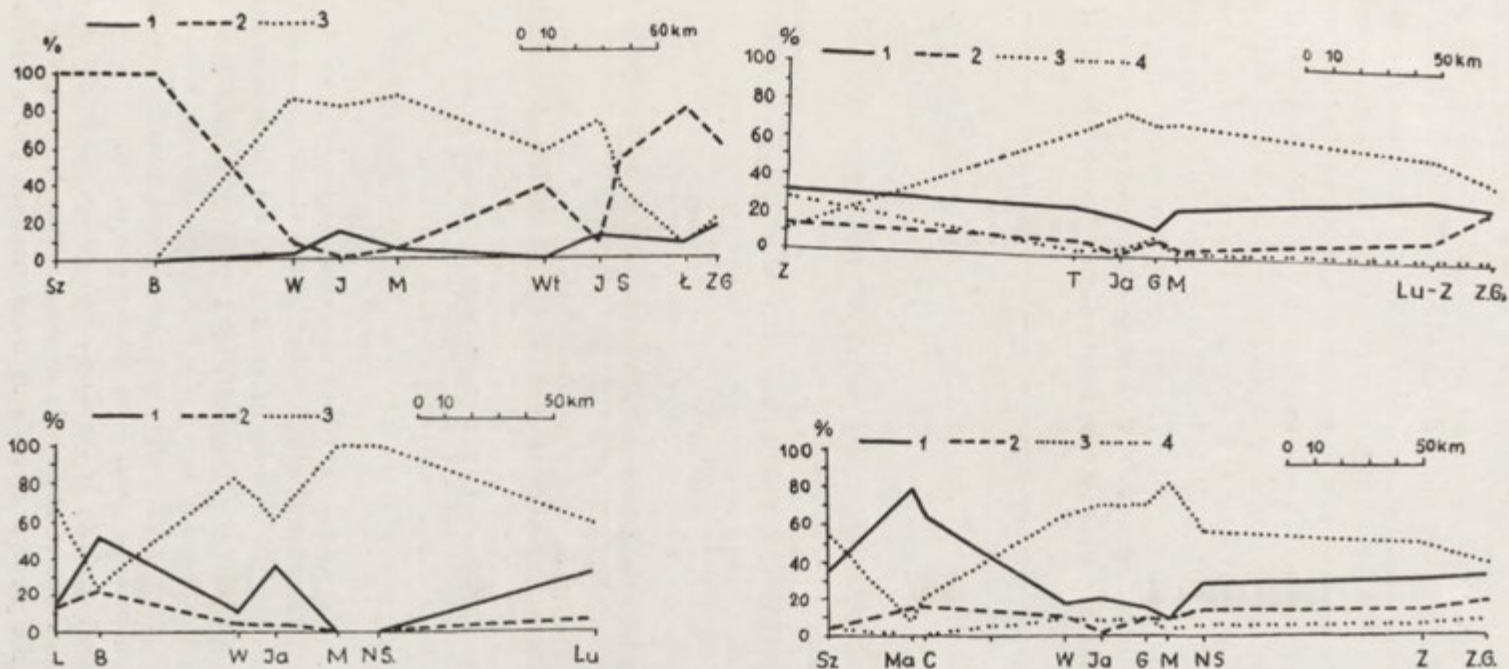


Fig. 15. Petrographical composition of Dunajec gravels in cover dating from the Cracovien Glaciation (A), Middle Polish Glaciation (B), Baltic Glaciation (C) and from the Holocene (D), after M. Słupikowa [62]

1 — granites, 2 — quartzites, 3 — sandstones, 4 — limestones. Explanations of lettering: Sz — Szaflary, Ma — Maniowy, L — Leśnica, C — Ciechorzyn, B — Brzeziny, T — Tyłmanowa, W — Wietrznica, Ja — Jazowsko, G — Gólkowice, M — Myslec, NS — Nowy Sącz, Wt — Witowice, J — Jurków, S — Stróże, Z — Zakliczyn, Lu — Lusławice, ZG — Zbylitowska Góra, L — Lopoń.

were intermixed with northern gravels, and in this manner developed what is called "mixed gravels". At the rate as the ice continued to melt, dissection proceeded to increasing depths not only within the Carpathians but also in the Sub-Carpathian Depression. This dissection, coincident with the Masovian Interglacial, was not limited to gravel sheets of high aggradation. On the basis of recent investigations I am of the opinion, that in the valleys not only of the Eastern, but also of the Western Carpathians the solid substratum, that is, the preglacial floors, were dissected. This dissection, dependent on both tectonic movements and a change in climate, reached in the Wisłoka, Wisłok and San drainage basins to some 40 m, in the Soła, Skawa and Raba basins to 20—30 m, while in the Dunajec basin up to 40 m and, in the Carpathian upland region, up to 60 m in the valley gap of the High Beskidy [28]. Within the Nowy Targ Depression there took place a subsidence of the preglacial floor, together with the fluvio-glacial cones covering it [16].

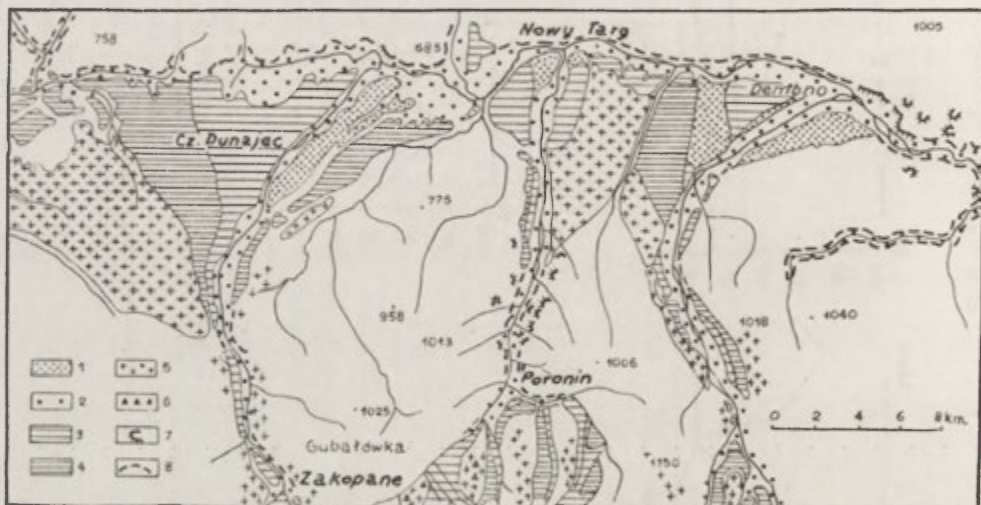


Fig. 16. Fluvio-glacial cones in Podhale area, after B. Halicki [16]

1 — older, postglacial alluvial cones, 2 — gravel levels from Third Glaciation, 3 — gravel levels from Second Glaciation, 4 — gravel levels from First Glaciation, 5 — moraines and boulders from First Glaciation, 6 — edges of scarp terraces, 7 — extent of valley floor, 8 — flood terrace plain.

During the Middle Polish Glaciation (Riss) extending to the belt of Ancient Mountains and Uplands [29], the foreland including the Carpathians was again within the range of a periglacial climate. In this period, the Carpathian valleys were not blocked by the inland ice. Periodical rivers including proglacial streams from the then glaciated Tatra, and pronival streams from the Beskidy were loaded over the whole width of their channel with materials derived from frost weathering, from live solifluxion processes, and from older gravel covers.

A renewed aggradation reaching in the Carpathian valleys the height of 15—20 m above present floors was of exclusively climatic character, being the result of an overloading of the pronival rivers with slope materials (from weathering

and from gravel covers). In the Dunajec valley, being contemporaneously glaciated at its head (the Tatra), the magnitude of aggradation was in its upper sectors greater (30—40 m) than in the lower sector (15 m). This accumulation cover had the features of a fluvioglacial cone rooted in the Tatra [16, 28]. To this glaciation belongs the gravel cover of the middle terrace (Fig. 17). In the first stage of this glaciation (Odra Stage), the Carpathian rivers were tributaries to the proglacial Vistula which carried waters from the ice lobe penetrating the area of Silesia [85]. Combined from these two sources, the waters ran off to an extensive ice-dammed lake developed due to the blocking of the Vistula gap by the ice lobe that reached as far as Zawichost [29]. Deposits and forms dating from the Warta Stage were

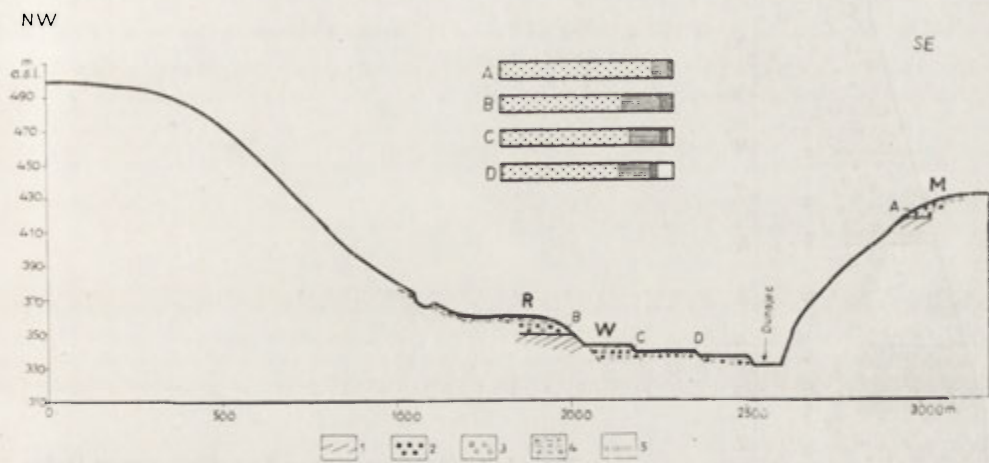


Fig. 17. Section across Dunajec valley at Jazowsko, after J. Pokorný

1 — rock bench, 2 — Tatra gravels, 3 — Beskidy gravels, 4 — solifluxion and proluvial covers, 5 — river muds.
Explanation of lettering like in Fig. 13.

discovered in the Vistula valley [85] and in the Podhale [16], whereas in the majority of Carpathian valleys they were not encountered. During the deglaciation there took place a dissection of the middle accumulation cover containing slightly decomposed gravels, while the Eemian Interglacial brought a further rebedding and removal of the deposits discussed.

From the Baltic Glaciation (Würm) numerous land forms and deposits are preserved in the Carpathians. At that time, the Carpathians were already outside the range of the periglacial climate; a cold, extraglacial high-mountain climate prevailed. From an analysis of accumulation covers it appears, that climatic conditions favourable to frost weathering and solifluxion prevailed in the anagacial phase and during the maximum of this glaciation. On the other hand, the late-glacial (cataglacial) phase witnessed wide climatic oscillations. A pollen analysis from the Grel (Podhale) peat bog revealed, that during the "Oldest Dryas" (the Little Belt or Rügen phase in the north) the Carpathians suffered a forestless cold and continental climate, that in the "Bölling" Interstadial the subarctic forests reached up to some 560 m, that in the "Older Dryas" again a forestless climate prevailed, that

in the "Allerod" the tree-line rose to 1050 m, and that in the "Younger Dryas" this line was lowered to approximately 800 m [37]. These climatic changes always brought about changes in the course and intensity of morphogenic processes, as illustrated by the character of covers formed at Krościenko [27], Groszowiec [70], Dobra [30], Limanowa [70], Wadowice [65]. During the decline of the Last Gla-

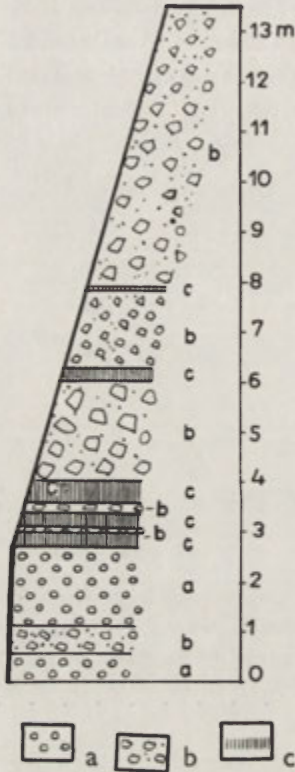


Fig. 18. Profile of cover from Last Glaciation at Dobra, after M. Klimaszewski [30]

a — fluvial gravels, b — solifluxion deposits (loamy clay with rock fragments and boulders), c — clayey intercalations with fossil flora.

ciation, a rather zonal pattern in the distribution of morphogenic processes set in [69], whereas the part played by solifluxion was already limited [32]. The main intensity of solifluxion processes occurred during the maximum period in which the inland ice still existed on Polish territory (Brandenburg, Frankfurt, Pomeranian Stages), and when the Interstadials were forestless. Testimony to this is the solifluxion cover at Krościenko [27]. During the Last Glaciation, intensive frost weathering led to the formation of rock talus sheets, which up to this day are covering the Beskidy summits [28] and supplied the solifluxion covers with debris and clayey materials; solifluxion covers survived on Flysch slopes with inclinations not exceeding 25°. In this glacial period also, solifluxion processes delivered upon valley floors more material than could be carried by the periodically flowing pronival streams. This resulted in the formation of an additional accumulation cover of several metres' thickness. This gravel cover, building the low terrace of 5—10 m [28], was inserted into the channel previously incised in the cover of the middle

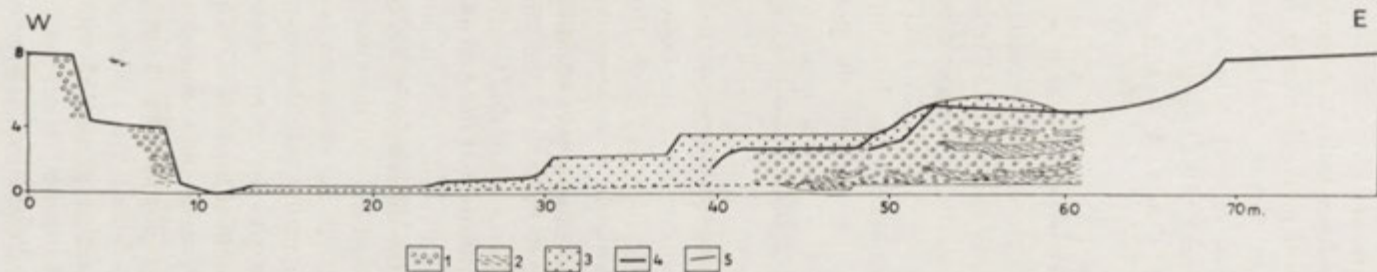


Fig. 19. Section across valley at Lipowe, after L. Starkel [107]

1 — fluvial deposits from Last Glaciation, 2 — solifluxion clays with rubble (Last Glaciation), 3 — fluvial deposits (Holocene and, probably, late-glacial), 4 — erosional plains from the Holocene and late-glacial period, 5 — accumulation plains, the from Holocene and late-glacial period.

terrace. The gravels of this low terrace show but little weathering; as a rule, they constitute the bottom part of the low terrace cover and are overlain by a series of silty and clayey deposits of Holocene age.

While aggradation of the Carpathian valleys, especially in the Beskidy, was proceeding, there occurred a period of predominance of solifluxion and of fluvial processes, concurrent with changes in climatic conditions. The extent of aggradation diminished with the course of the valleys: in upper sectors where the supply from long slopes was large, the thickness of the covers is greater while in the upland sectors with their slopes less degraded the covers are thinner. In the Dunajec valley, glaciated within its source area (the Tatra), this cover also bears features of a fluvio-glacial cone, building a terrace of 15 to 5 m height.

During the decline of the Last Glaciation (as well as during its initial stage), the part of solifluxion in sculpturing slopes was increasingly taken over by slope-wash. The result of these processes are proluvial dust-like clays several metres thick, resembling loess; hence the term loess-like clay. These deposits show an ill-defined and irregular stratification, dipping toward the valley axis [32]. Krygowski [38] assumes an annual periodicity of these laminae, as visible in an exposure near Błażowa.

Loess has also been brought in by winds from the periglacial area during the Last Glaciation; however, the relief of the mountain area made accumulation difficult. On the slopes, being the prevailing element here, the loess dust suffered solifluxional displacement or downwash; due to this we find stratified or streaked proluvial loesses and loess-like clays containing an admixture of loess dust. These deposits embrace wide surfaces; often they lie at the bottom of aeolian loesses.

During the decline of the Last Glaciation and in the Holocene, climatic changes brought about a dissection of the Younger Pleistocene covers of fluvial accumulation and of solifluxion and aeolian deposits, with an intensification of land-slides [69, 71]. The growth of a forest vegetation retarded the transport of slope material into the valley floors [12, 13, 14], and because of this the Holocene rivers less heavily laden acquired much gentler gradients than the heavily laden pronival streams.

In consequence of the change of the cold climate into a moderate one, and the change in the drainage regime, the dissection of the cold covers in the upper river sectors (terraces) took place together with the covering of these terraces by deposits from the late-glacial period and the Holocene in lower river sectors [69]. The thickness of the Holocene covers, mainly resulting from the rebedding of Younger Pleistocene deposits, grows larger with the course of the valleys, reaching maximum values at the valley outlets from the Carpathians. Slopes sculptured up to the decline of glaciation by solifluxion processes and subsequently by downwash were — in consequence of climatic changes — dissected by ravines, gullies, tilke and small V-shaped valleys which, frequently, follow the course of the trough-like periglacial valleys [69]. This slope dissection proceeded with particular intensity in the humid Allerød, Atlantic and Subatlantic phases. Such phases of intensive destruction of Carpathian slopes are indicated by analyses of correlated deposits of considerable thicknesses dating from the Allerød, the Atlantic and Subatlantic, which built the alluvial cones spread out at the mouths of Carpathian valleys [69].

The structure of alluvial cones piled up in the late-glacial and the Holocene periods at Carpathian valley outlets is shown in a profile prepared by L. Starkel (Fig. 20).

During this most recent period another agency stepped in-man. Slope deforestation brought about a resumption of slide processes, while tilling of slopes brought slope-wash [13, 14]. These processes of degradation take place most intensively during spring

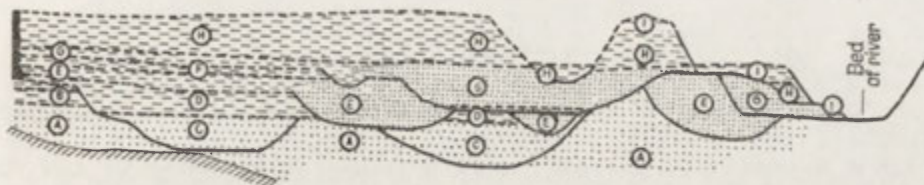


Fig. 20. Diagram of phases of erosion and accumulation in Carpathian foreland, after L. Starkel [69]

Phases *A* to *I* — Explanation given in text 1 — Older bedrock, 2 — Erosional surfaces, 3 — Accumulative contacts of layers, 4 — deposits of the channel facies, 5 — Deposits of the terrace (flood) facies; black areas indicate discovered fossil vegetal remnants.

snow-melting of solar type, as well as during and after summer showers [14]. Materials derived from Carpathian denudation used to be, and are up to now, deposited on valley floors and in the Carpathian foreland in the form of alluvial cones and proluvial covers. Deposits of this type also raise the terrace plains inundated during floods.

6. SOME REGULARITIES IN EVOLUTION

On the basis of an analysis of geological data (the character of deposits) and of geomorphological evidence, the following regularities in the evolution of the relief of the Western Carpathians during the Quaternary can be established:

1. Cyclic changes in the Quaternary climate led to the filling-in of valleys during glacial periods, and to dissection of aggradation covers during late-glacial and interglacial periods.

2. In the filling-in of the valleys, the principal part was played by periglacial slope processes (solifluxion, slopewash) and channel processes (transport by pro-nival and proglacial waters and the dissection of gravel covers by fluvial erosion). During the Mindel Glaciation, of some significance also was the blocking of the mouths of Western Carpathian valleys by the Scandinavian inland ice.

3. The mountain glaciations (in the Tatra) were contemporaneous with the lowland glaciations.

4. The range and the course of the Tatra glaciation and deglaciation, as well as the magnitude of glacial transformations depended on the preglacial relief of this orogeny, especially on the extent of preglacial rejuvenation of the Tatra valleys.

5. The glacial relief of the Tatra Range is the result of mutual superimposition of successively younger glacial forms, strongly altered in the ana- and cataglacial periods and feebly altered during interglacial periods.

6. In the Holocene, dissection and denudation of the periglacial covers took place, in its final stage aided by man's economic activities.

LITERATURE

- [1] Alth A. Rzut oka na kształt powierzchni Galicji i Bukowiny. *Roczn. T. N. Krak.*, S., Kraków 1862.
- [2] Alth A. Stosunki topograficzno-geologiczne kolei Tarnowsko-Leluchowskiej. *Spr. Kom. Fizj. AU*, T. 11, Kraków 1877, s. 219—265.
- [3] Birkenmajer K., Środoń A., Interstadiał oryniacki w Karpatach. — Aurignacian interstadial in the Carpathians. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 9, *Biul. Inst. Geol.*, nr 150: Warszawa 1960, s. 9—70, Rez., Sum.
- [4] Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M., *Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyniki badań i objaśnienia do mapy*. Wyd. Śląskie PAU, Kraków 1937, s. 104+2 mapy.
- [5] Czeppe Z., Zjawiska sufozyjne w glinach boczowych górnej części dorzecza Sanu. — Suffosion phenomena in slope loams of the upper San drainage basin. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. T. 9, *Biul. I. G.*, nr 150, Warszawa 1960, s. 297—332, Rez., Sum.
- [6] Dudziak J., Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. — Erratic boulders at the boundary of glaciation in the Western Carpathians. *Prace Geol.* nr 5, Warszawa 1961, s. 54, Rez., Sum.
- [7] Dyakowska J., Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. — Analyse pollinique de quelques tourbières dans les Tatras. *Acta Soc. Bot. Pol.* Vol. 9, Warszawa 1932, s. 473—517, Rés. s. 518—530.
- [8] Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. — The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn. *Prace Geogr. IG PAN* nr 36, Warszawa 1962, s. 86, Rez., Sum.
- [9] Fleszar A., Próba morfogenezy Karpat, położonych na północ od Krosna. Sur la morphogénèse des Karpathes situées au Nord de Krosno. *Kosmos*, R. 39, Lwów 1914, z. 1—3, s. 99—122, Rés.
- [10] Friedberg W., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 16, Kraków 1903.
- [11] Gadomski A., *Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr*, Cieszyn 1926, s. 52.
- [12] Gerlach T., Lód włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach (Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mountains), *Przepl. Geogr.* T. 31, Warszawa 1959, z. 3—4, s. 589—605, Rez. Sum.
- [13] Gerlach T., Extension des transformations des versants meridionaux du Haut Beskide à l'époque actuelle. *Abstracts of Papers VI Congress INQUA, Warszawa 1961 (Poland)*, s. 50—51.
- [14] Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Grajcarcka (Évolution contemporaine des versants dans le bassin de la rivière de Grajcarek, Beskides Occidentales), *Prace Geogr.* Warszawa 1966.
- [15] Grzybowski J., *Atlas Geograficzny Galicji*, tekst do zeszytu 14, Kraków 1903.
- [16] Halicki B., Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra), *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.*, T. 5, Warszawa 1930, z. 3—4, s. 377—504+Rés.
- [17] Hacquet H. A., *Neueste physikalisch-politische Reisen in den Jahren 1788 und 1789 durch die Dacischen und Sarmatischen oder nördlichen Karpathen*. Nürnberg 1790, s. 254.
- [18] Hess M., Piętra klimatyczne w Karpatach Zachodnich. *Prace Inst. Geogr. UJ.*, Kraków 1965, z. 12.

- [19] Jahn A., Profil utworów plejstocenijskich w Górach Kęckich koło Kęt (The profile of the Pleistocene in Góry Kęckie near Kęty — Carpathians), W: Z badań czwartorzędowych w Polsce. T. 1, *Biul. I. Geol.* nr 65, Warszawa 1952, s. 467—473+Sum.
- [20] Jahn A., Przyczynki do znajomości teras karpaccyckich (Contributions to the knowledge of the Carpathians terraces), *Czas. Geogr.* T. 28, Warszawa, Wrocław 1957, z. 1, s. 171—185 Sum.
- [21] Jahn A., Mikror relief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry (Periglacial mikror relief in the Tatras and on the Babia Góra), *Biul. perygl.* 6, Łódź 1958, s. 57—81, Sum. s. 227—249.
- [22] Klimaszewski M., Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich (Über die Morphogenese des polnischen Westkarpaten), *Wiadom. Geogr. R.* 12, Kraków 1934, z. 5—9, s. 30—44 Zsf.
- [23] Klimaszewski M., Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihrem Vorland (Sum. Przyczynek do znajomości stratygrafii utworów dyluwialnych w Karpatach Zachodnich i na ich przedpolu), *Starunia* 13, PAU, Kraków 1936, s. 11.
- [24] Klimaszewski M., Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście (Morphologie und Diluvium des Dunajctales von den Pieninen bis zur Mündung), *Prace Inst. Geogr. U.J.* Kraków 1937, z. 18, s. 54, Zsf.
- [25] Klimaszewski M., Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten. *Ztschr. f. Gletscherk.* Bd. 25, Berlin 1937, s. 109—121.
- [26] Klimaszewski M., O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich (Über den Einfluss der nordischen Vereisungen auf die Tätigkeit der Karpatischen Flüsse), *Wiad. Geogr. R.* 15, Kraków 1937, z. 1, s. 36—51, Zsf.
- [27] Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem (The Dryas flora of Krościenko on the river Dunajec), *Biul. PIG* Nr 24 (Wydanie 2): Warszawa 1950, s. 7—14, Sum. s. 58—61.
- [28] Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Carpaten Polonaises d'Ouest au Pleistocene), *Prace Wrocl. Tow. Nauk. Ser. B*, nr 7, Acta Geogr. Wratisl., Wrocław 1948, ss. 236.
- [29] Klimaszewski M., Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. (The problems of the Pleistocene in Southern Poland), W: Z badań czwartorzędowych w Polsce. T. 1, *Biul. PIG* nr 65, Warszawa 1952, s. 137—213+Rez., +Sum.
- [30] Klimaszewski M., Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts., *Bull. Acad. Pol. Sci. sér. Sci. géol. géogr.* Vol. 6, Warszawa 1958 nr 5, s. 341—344 +Rez.
- [31] Klimaszewski M., On the influence of pre-glacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountains regions, *Przepl. geogr.* T. 32, Warszawa 1960. Suppl. s. 41—49.
- [32] Klimaszewski M., *South Poland. Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras.* P. 3, Łódź 1961, ss. 218, INQUA VI-th Congress.
- [33] Klimaszewski M., On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mts, *Geogr. Polon.* 2, Warszawa 1964, s. 11—21.
- [34] Kłapa M., Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960 i 1961 — (Report on Research Work Carried out at the Scientific Station of the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences in the Tatra Mts on Hala Gąsienicowa), in 1960—1961, *Przepl. geogr.*, T. 35, Warszawa 1963, z. 2, s. 221—237, Rez. Sum.
- [35] Kłapa M., Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962—64. *Przepl. Geogr.* T. 37, Warszawa 1965.
- [36] Konior K., Z badań nad czwartorzędem przedgórza karpaccyckiego między Tarnowem a Dębicą (Die Forschungen über die Quartärbildungen des karpaccyckischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica), *Roczn. P.T. Geol.* T. 12, Kraków 1936, s. 353—376 + Zsf.
- [37] Koperowa W., Późny glacjał z północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej (A late glacial pollen diagram at north foot of the Tatra Mountains), *Monogr. Bot.* Vol. 7, Warszawa 1958, s. 107—133, Sum.
- [38] Krygowski B., O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Błazowej (Pogórze Karpaccyckie), (The one year layers of the slope cover of the Pogórze Karpaccyckie), *Zesz. Nauk. UAM Geogr.*, z. 3, Poznań 1960, s. 3—15, + Sum.

- [39] Książkiewicz M., Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego (Über die Quartärbildungen im Teschner Hügellande), *Prace Geol. PAU*, T. 2, Kraków 1935, s. 15 Zsf.
- [40] Kuźniar Cz., W sprawie dyluwium i morfologii doliny Raby. *Wiad. geogr.*, R. 7, Kraków 1929.
- [41] Lucerna R., Glazialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen. *Sitzungs. Akad. Wiss.*, 62, Wien 1908.
- [42] Łomnicki M., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 12, 15, Kraków 1900, 1903.
- [43] Łoziński W., Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów (Glaziale Erscheinungen am Rande des nordischen Diluwiums entlang den Karpaten und Sudeten), *Spr. Kom. Fizj. PAU*, T. 43, Kraków 1909 cz. 3, s. 3—50 Zsf.
- [44] Łoziński W., O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. AU.*, Kraków 1909.
- [45] Niemirowski M., Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry (The Role of contemporaneous morphogenetic Processes in the Formation of the Relief in the highest Parts of Babia Góra), *Prace Inst. Geogr. UJ*, nr 32, Kraków 1964, s. 45—75. Sum.
- [46] Partsch J., *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. Leipzig, 1923, ss. 220.
- [47] Pawłowski S., Z morfologii Pienińskiego Pasa Skalek (Sur la morphologie des Klippes des Piénines), *Kosmos* R. 40, Lwów 1915, s. 111—140, Rés.
- [48] Pawłowski S., O utworach dyluwialnych w dorzeczu Mleczki (pow. przeworski i jarosławski), (Das nördliche Diluuium in Mleczka — Gebiet, Bezirke Przeworsk und Jarosław), *Spr. Kom. Fizj. PAU*, T. 53/54, Kraków 1920, s. 1—10 Zsf. S. 10—11.
- [49] Pawłowski S., O terasach w dolinie Wisłoki (Sur les terrasses dans la vallée de la Wisłoka — Carpathes Polon.) *Poklosie Geogr.*, Lwów—Warszawa 1925, s. 151—178 Rés.
- [50] Pawłowski S., *Les terrasses pleistocènes en Pologne*. Rapport 2, Commission des Terrasses Pliocenes et Pleistocenes UGI, Florence, 1930, s. 108—112.
- [51] Pawłowski S., Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat (Les études glaciaires dans les Karpates polonaises), *Czas. geogr.* T. 11, Lwów—Warszawa 1933, z. 1—2, s. 1—5, Rés.
- [52] Pawłowski S., Les Karpates à l'époque glaciaire. *Comptes Rendus du Congrès International de Géographie Varsovie* 1934, Travaux de la section 2, T. 2, Varsovie 1936, s. 89—141.
- [53] Pol W., *Rzut oka na północne stoki Karpat*. Kraków 1891.
- [54] Pusch J. B., Nowe przyczynki do geografii Polski. *Pam. Fizjogr.* T. 1, Warszawa 1881, s. 133—167.
- [55] Rehman A., *Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym*. Lwów 1895, ss. 70.
- [56] Romer E., Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru (Contributions sur le développement de la vallée du Dniestr), *Kosmos*, 31, Lwów 1906, s. 363—386.
- [57] Romer E., Tatrzńska epoka lodowa (Sum. The Ice Age in the Tatra Mts), *Prace Geogr. E. Romera*, 11, Lwów 1929; s. 1—186 Sum.
- [58] Rudnicki J., Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts), *Acta Geol. Pol.*, Vol. 8, Warszawa 1958, s. 245—274, Rez., Sum.
- [59] Sawicki L., Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu (Les études glaciaires dans les Karpathes), *Rozpr. Wydz. Matem. Przyr.* 47 A, PAU, Kraków 1913, Rés.
- [60] Sawicki L., Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej (Die Szymbarker Erdrutschung und andere westgalizische Rutschungen), *Biul. A.U.* 1916, *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. AU*, 56, A, Kraków 1917, s. 227—313.
- [61] Siemiradzki J., O morenach czołowych bałtyckiego lodowca dyluwialnego. *Kosmos*, 15, Lwów 1890.
- [62] Słupik-Kucharska M., Analiza żwirów z pokryw czwartorzędowych w dolinie Dunajca (Analyses of Gravels from Quaternary Cavers in the Dunajec Valley), *Prace Inst. Geogr. UJ.*, Nr 32, Kraków 1964, z. 10, s. 13—44, Sum.

- [63] Smoleński J., O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach kotliny sądeckiej (Über die hohen Diluvialterrassen and en Rändern des Beckens von Sączę), *Rozpr. A.U.* Kraków 1918, T. 57, Ser. A.
- [64] Smoleński J., L'influence de la glaciation nordique sur le morphologie des Beskides Occidentales Polonaises. Varsovie 1936; *Comptes-Rendus du Congrès International de Géographie. Travaux de la Section 2*, T. 2, Varsovie 1934, s. 80—82.
- [65] Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach (Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice — West Carpathians), *Folia Quaternaria* 16, Kraków 1964, s. 64, Rez. Sum.
- [66] Sokołowski S., *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*. 1:300000 Warszawa 1952.
- [67] Środoń A., Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (Last glacial and postglacial in the Carpathians), W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*. T. 3, *Biul. PIG* nr 67, Warszawa 1952, s. 27—69, +Rez. +Sum.
- [68] Starkel L., Rozwój morfologiczny progę Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą (Morphological Development of the Escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana), *Prace Geogr. IG PAN*, nr 11, Warszawa 1957, s. 152, Rez. Sum.
- [69] Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (Sum. Development of the Relief of the Polish Carpathians in the Holocene), *Prace Geogr. IG PAN*, nr 22, Warszawa 1960, s. 239, Rez. Sum.
- [70] Starkel L., Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians)—Pokrywy peryglacialne w Beskidzie Wyspowym. *Biul. perygl.* nr 8 1960, s. 155—169, in extenso pol. s. 329—340, ros. s. 437—468.
- [71] Starkel L., Der Stand der Forschungen über die morphogenetischen Prozesse im Quartär in den Karpathen. *Nachricht. der Akad. d. Wissen. in Göttingen*, 2, *Mathem. Physik Klasse* nr 10, Göttingen s. 139—161.
- [72] Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Geomorphological development of the Polish Eastern Carpathians), *Prace Geogr. IG PAN* nr 50, 1965.
- [73] Staszic S., *O ziemiurodzwie Karpatów*, Warszawa 1815, ss. 420.
- [74] Świdorski B., Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi (Sur les éboulements dans les Karpates), *Przegl. geogr.* T. 12, Warszawa 1932, s. 96—11, Rés.
- [75] Świdorski H., "Prządki" skałki piaskowca ciężkowieckiego pod Krosnem ("Prządki" groupe de rochers près de Krosno, Karpates), *Zab. Przyr. Nieoż.* Warszawa 1933, z. 2, s. 94—125.
- [76] Szafer W., Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage (Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej), *Roczn. P. T. Geol.* T. 5, Kraków 1928, s. 21—33.
- [77] Szafer W., Jaroń B., Plejstocenijskie jezioro pod Jasłem (Pleistocene lake near Jasło), *Starunia* Nr 8, PAU, Kraków 1935, s. 17 + Sum.
- [78] Szafer W., Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem (Late-glacial in Roztoki near Jasło — West Carpathians), *Starunia* nr 26, Kraków 1948, s. 27.
- [79] Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Pleistocene Stratigraphy of Poland from the floristical point of view), *Roczn. P. T. Geol.* R. 22, Kraków 1953, s. 99, Rez. 60—77, Sum. 77—99.
- [80] Szafer W., Pliocenijska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyń — West Carpathians — and its relationship to the Pleistocene), *Prace Inst. Geol.* T. 11, Warszawa 1954, s. 238, Rez. Sum.
- [81] Szaflarski J., Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr (Morphologische und Glazialgeologische Studien auf dem Südhang der Tatra), *Prace Inst. Geogr. UJ* nr 19, Kraków 1937, s. 174 Zsf.
- [82] Szajnocha W., *Atlas Geologiczny Galicji*. Tekst do zeszytu 5, 6 i 13, Kraków 1895, 1896, 1901.
- [83] Teisseyre H., Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia (Matériaux pour l'étude des éboulements dans quelques régions des Karpates et des Subkarpates), *Roczn. Pol. Tow. Geol.* T. 12, Kraków 1936, s. 135—192 Rés.

- [84] Tyczyńska M., *Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Climat de Pologne au Tertiaire et au Quaternaire)*, *Czas. geogr.* T. 28, Warszawa—Wrocław 1957, z. 2, s. 131—166, Res. s. 167—170.
- [85] Tyczyńska M., *The Old — Valley of the Upper Vistula*. *Bull. Ac. Sc. Pol.* 9, Varsovie 1963.
- [86] Uhlig V., *Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen*. *Jahrb. Geol. Reichsanst.* 33, Wien 1883.
- [87] Uhlig V., *Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalizischen Karpathen*. *Jahrb. Geol. Reichsanst.* 38, Wien 1888.
- [88] Wdowiarz J., *Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywcy (Geological structure of the Carpathians in the region of Dubiecko and Krzywca near Przemyśl)*, *Biul. P. I. G.* 33, Warszawa 1948, s. 35, Sum. s. 33—35.
- [89] Wójcik Z., *Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich (Graviers allochtones des cavernes des Tatra)*, *Acta Geol. Pol. Vol.* 10, Warszawa 1960, nr 3, s. 401—453, Rez. Res.
- [90] Woldstedt P., *Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalter u. Gegenwart*. Stuttgart 1960.
- [91] Zejszner L., *Über eine Längsmoräne im Tale Biały Dunajec bei den Hochöfen in der Tatra*. *Sitz. Ber. Akad. Wiss*, 21, Wien 1856.
- [92] Zejszner L., *Geologia do łatwego pojęcia zastosowana*. Kraków 1856.
- [93] Ziętarowie K. i T., *O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry*. *Roczn. Nauk. Dyd. PWSP*. Kraków 1958, s. 55—77.

ФОРМИРОВАНИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОЛЬСКИХ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

РЕЗЮМЕ

Исследованиям четвертичных форм рельефа, отложений и процессов в польских западных Карпатах положил начало Ст. Сташиц [73], в 1802—1805 г. Первые сведения о следах плейстоценового оледенения в Татрах дал А. Зейшнер (1843 г.). После него многие исследователи занимались изучением ледниковых форм рельефа и отложений в польских западных Карпатах. Существенный вес по указанным проблемам имеют труды следующих исследователей: И. Партша [46], В. Люцерны [41], Е. Ромера [57], Б. Галицкого [16]. В последнее время обстоятельные геоморфологические исследования в польских западных Карпатах закончил М. Климашевский [31, 32, 33]. В Бескиде Высоком следы оледенения были описаны Г. Запаловичем, Л. Савицким [59] и С. Павловским [51]. Взгляды этих исследователей поддавал частично сомнению М. Климашевский [28], а полностью оспаривали К. и Т. Зентара [93].

Широко распространение валунов (эратических) до самого предгорья Бескидов впервые обнаружил Л. Зейшнер [92]. После него многие геологи и географы находили ледниковые валуны в краевой, более низкой части Карпат (называемой Погуже). Согласно взглядам В. Улига [86, 87] вся краевая часть Карпатского Погужа была скрыта под Скандинавским ледниковым покровом. В. Лозинский же неправильно судил, что только мало-мощные ледниковые языки проникли к югу по речным долинам.

Четвертичными формами рельефа исследованными раньше других являются речные террасы [Альт 1877]. В. Улиг выделял следующие террасы: „дильовиальную” сложенную осадками отложенными после максимального оледенения и „альювиальную” послеледникового возраста. Датировка „дильовиальной” террасы позволяла ему утверждать, что дна Карпатских долин вначале дильовиального периода имели такую же глубину как и современные долины. Этот взгляд учитывался затем очень многими исследователями: Е. Ромером [56], В. Лозинским [43], С. Павловским [47, 48, 49, 50], Е. Смоленским [63], который

принимал, что Карпатские долины подверглись засыпанию от уровня их доледникового дна расположенного на такой же высоте, что и дна современных долин, до высоты нескольких десятков метров, а причину этого явления он видел в том, что ледяной покров загородил выходы Карпатских долин. Согласно Смоленскому положение о высоком засыпании Карпатских долин поддерживали Б. Галицкий [16], С. Соколовский, И. Шафлярский [81], М. Климашевский [22, 24, 28] по отношению к долинам Скавы, Рабы и Дунайца. Только один М. Ломницкий уже в 1900 г находил в пределах предполья Карпат доледниковое дно на высоте около 30 м. Залегание покровов, сложенных гравием, принадлежащих трем различным ледниковым периодам, на скальных цоколях разной высоты обнаружил Климашевский также в долинах Вислоки, Вислока и Сана. Последние исследования позволяют расширить этот взгляд также и на западные долины: Скавы, Рабы и Дунайца [28]. Интересными являются также соображения относительно возраста пойменной террасы (донной террасы), а также хода и условий образования аккумулятивного покрова слагающего эту террасу [67, 20]. Особенно обстоятельную документацию в этом отношении можно найти в диссертации А. Штаркля [68, 69].

Распространенным в то время было мнение, что в преобразовании доледниковых форм рельефа в четвертичный период серьезную роль играло выветривание, деятельность рек, деятельность ветра (лѐсс), а также оползневые процессы [14, 60, 74, 71], а в 1936 году в первые была обнаружена роль солифлюкционных процессов [Климашевский 24] и дифференцированный ход [27] и громадный объём [28] этих процессов. Затем пришло ознакомление с процессами смыва [38], суффозии [5, 69], перемещения обломочного материала [28, 69, 45, 21] и возникновение скальных, денудационных останцов [28, 40, 75].

На основании смыкания солифлюкционных горизонтов с горизонтами сложенными гравием удалось обнаружить синхронность (одновременность) склоновых и донных процессов [27, 30, 8, 70]. О положении исследований морфогенетических процессов в четвертичный период в Карпатах полностью информирует работа Л. Штаркля [71].

Много внимания уделялось также и хронологической исследованности записи географических событий в четвертичных формах рельефа и образовавшихся в то время осадках. В Татрах в начале принималось однократное, затем четырехкратное [57] и трехкратное оледенение [16, 28]. Также в остальной части Карпат принимался сперва один ледниковый период [86, 56, 43, 63], затем долгое время два [49], а в последнее время три ледниковых периода, свидетельством которых является наличие трех террасовых покровов [16, 22], смыкающихся с солифлюкционными покровами, а самый древний гравийный покров смыкается также с моренными образованиями оледенения Мицдель [28]. Была установлена также одновременность горных оледенений в Татрах с материковым оледенением Европы [22, 28].

На основании имеющихся геоморфологических, геологических, палеоботанических, и палеоклиматических исследований, можно попытаться представить следующий взгляд на развитие рельефа польских западных Карпат в четвертичный период.

Рельеф Карпат в доледниковый период был приближенным к современному, но не был идентичный. Можно предполагать, что горные хребты были немного выше современных, долины же были по преимуществу мельче. Продольный профиль у них, главным образом в верховьях, был невыравненный, полон уступов и изломов, а в Татрах сохранились даже участки долин нижнеплиоценового времени. Участки дна долин того времени сохранились в виде террасовых цоколей высотой от 20 до 60 м, достигающих самой большой высоты в прорывах долин через Бескид Высокий.

В плейстоценовое время Карпаты были довольно сильно преобразованы. Татры подверглись преобразующей деятельности ледников. На перигляциальный, флювиальный рельеф накладывались в каждый ледниковый период гляциальные и перигляциальные формы рельефа, что было причиной их обострения.

Подхале в плейстоценовое время являлось областью флювиогляциальной аккумуляции (рис. 16), а рельеф флишевых Бескидов и Погужа подвергся округлению, чему способ-

ствовало их геологическое сложение. Флишевые горные породы, которые слагали эту часть Карпат, в условиях холодного климата были подвергнуты интенсивному выветриванию, а рыхлые продукты выветривания с большой долей глинистого материала, легко подвергались массовым движениям, главным образом, солифлюкционным. В период предшествующий Краковскому оледенению (Миндель), похолодание климата не влекло за собой уничтожения лесного покрова [79, 80], так что размеры деградации должны были быть небольшими.

В период Краковского оледенения Скандинавский ледяной щит доходил до Карпат и скрывая под своим покровом краевую часть Погужа до высоты около 400 м. О таком распространении ледяного покрова свидетельствуют эрратические валуны, которые встречаются в северной зоне Карпатского Погужа [25]. В то же время из-за понижения снеговой границы появились горные ледники в Татрах [28, 46, 57]. Межледниковая зона, включающая в себя область Бескидов и крупную часть Погужа, имела в то время около 60 км ширины и располагалась в пределах перигляциального климата.

В Карпатах не подвергшихся оледенению наблюдается морозное выветривание, а живые солифлюкционные процессы перемещают продукты выветривания на дно долин, по которым текут сильно нагруженные обломочным материалом пронивальные реки. О выше указанном ходе процессов можно судить на основании анализа самых древних, сильно выветрелых гравийных покровов, смыкающихся с солифлюкционными покровами. Большой принос склонового материала по отношению к транспортным способностям пронивальных рек, являлся причиной высокого засыпания Карпатских долин [28]. Процесс засыпания был гораздо сильнее в долинах Дунайца и Попрада, которые подвергались оледенению в своих верховьях (Татры), так как прогляциальные воды несли и отлагали очень много флювиогляциального материала [16, 28].

Гравийные покровы, сильно выветрелые и смыкающиеся в области Погужа с образцами Краковского оледенения, достигают от нескольких до нескольких десятков метров мощности [30]. Эти гравийные покрыва отлагались ещё в анагляциальную фазу, в период наступания Краковского ледяного покрова и одновременно с ними выполнялись осадками дна перигляциальных долин. Поэтому ледяной покров, который в фазе своего наибольшего распространения покрыл часть Карпатского Погужа, застал долины уже до большой высоты выполненными флювиогляциальными отложениями [23, 24, 28, 19]. Поэтому поводу в долинах Погужа, которое в то время подвержено было оледенению, моренный материал лежит всегда на большой мощности среди Карпатского гравия, лишённого материала северного происхождения (анагляционного), а иногда на глинах плотинного происхождения (рис. 11, 12).

Ледяной покров в фазе наибольшего распространения доходил сплошной массой до уровня 350—420 м абсолютной высоты и подпруживал выходы западно-карпатских долин (28, 64). Это привело к усилению процесса отложения и дальнейшего выполнения осадками участков долин не подвергшихся оледенению. Результатом выше сказанного является тот факт, что Карпатские долины в неподвергавшейся оледенению зоне стали выполнять гравий и песок, сначала вследствие климатических условий, и только позже в результате подпруживания ледником выхода долин карпатских рек, а кроме того и вследствие повышения аккумулятивных базисов. Покров, который образовался в период Краковского оледенения, сложен сильно выветрелым гравием; в долине Дунайца наиболее сильно выветрелыми в этом покрове являются гранитные окатыши. Они подверглись почти полному разложению (в результате химического выветривания) и это хорошо видно в их петрографическом составе [16, 24].

Отдельные участки этих покровов характеризуются сильной степенью выветрелости, а по петрографическому составу они очень на себя похожи — эти обстоятельства дают основание рассматривать их как единый гравийный горизонт, смыкающийся на предполье Татр с конусами выноса в единый гравийный горизонт, переходящий в пределах предполья Татр в гляцифлювиальный конус выноса более древнего оледенения Татр (Шаф-

ляры), а в пределах Погужа смыкающийся с моренными образованиями Краковского ледяного покрова (рис. 13, 14, 15). Эти же признаки отличают высокий, более древний гравийный покров от ниже расположенных более молодых покровов [62]. В долине Дунайца этот покров, кажется, является разобленным на: более высокий горизонт (терраса 70—90 м) и немного ниже расположенный (терраса 40—60 м).

Ход дегляциации очень трудно восстановить из-за чрезвычайно скудной сохранности отложений этого древнего оледенения. Следует предполагать, что имеется дело с аэраль-ной дегляциацией, с распадом ледникового покрова на пятна льда, которые более долгое время оставались лежать в речных долинах Погужа, а дольше всего они сохранились в Сандомирской котловине. Свидетельствуют об этом гравийные покровы, исключительно северного происхождения, которые можно обнаружить на выровненных участках Подгужа, расположенных высоко над уровнем образовавшимся в результате выполнения наносами речных долин [24, 28]. Они представляют собой камовые образования. Сток Карпатских вод вдоль уступа Погужа в восточном направлении, который осуществлялся на уровне около 40 м более высоко, чем уровень современных рек, можно объяснить только тем, что Сандомирскую котловину выполняли в то время массы мертвого льда [28, 29, 85]. По мере замирания ледяных масс, образования, являющиеся результатом выполнения долин до большой высоты — высоко расположенные, подвергались расчленению Карпатскими реками, выносились ими и отлагались на тех участках суши, которые освободились от ледяных масс в результате их таяния.

Карпатский гравий смешивался в то время с гравием северного происхождения и таким путем образовался „смешанный гравий”. По мере дальнейшего замирания ледяных масс осуществлялось все более глубокое расчленение территории, не только в области Карпат, но также и в Подкарпатских котловинах. Это расчленение, заходящее на Мазовецкий интергляциал, не ограничивалось расположенными на высоком уровне гравийными покровами. На основании новейших исследований автора настоящей работы, можно установить, что не только в восточно-Карпатских, но и в западно-Карпатских долинах, подвергалась расчленению коренная порода, значит доледниковое дно. Глубина этого расчленения, обусловленная и тектоническими движениями и изменением климатически условий, в бассейне Вислоки, Вислока и Сана доходит до 40 м, а в бассейне Сола, Скавы и Рабы равняется 20—30 м, в бассейне Дунайца от 40 м на территории Погужа и до 60 м на участке его прорыва через Высокий Бескид [28]. На территории Новотарской котловины (рис. 16) мы имели дело с прогибом доледникового дна вместе с покрывающими его флювиогляциальными конусами выноса [16].

В период среднепольского оледенения (Рисс), которое распространилось до зоны древних гор и возвышенностей [29], предполье ледникового щита вместе с Карпатами оказалось снова расположенным в пределах перигляциального климата. В то время Карпатские долины не были уже подпруженными ледниковым покровом. Периодические реки: прогляциальные, стекающие из Татр, которые в то время тоже несли ледники, и пронивальные — стекающие из Бескидов, несли, во всю ширину своего дна, обломочный материал, источником которого являлись продукты: морозного выветривания, живых со-лифлюкционных процессов и продукты разрушенных древних гравийных покровов.

Повторное заполнение долин, доходящее в Карпатских долинах до уровня 15—20 м над современным их дном, имело исключительно климатический характер, и являлось результатом чрезмерной нагрузки рек пронивальным, склоновым материалом (продуктами выветривания и разрушения гравийных покровов). В долине Дунайца, в ее верховьях, подвергшихся в то время оледенению (Татры), размеры выполнения долины осадками были гораздо больше (30—40 м), чем вниз по течению (15 м).

У этого аккумулятивного покрова были признаки флювиогляциального конуса выноса, берущего начало в Татрах [16, 28]. К периоду этого оледенения следует отнести гравийный покров средней террасы (рис. 17). Карпатские реки в первую стадию этого оледенения (стадия Одры) впадали в прогляциальную Вислу, в которую стекали воды

из ледникового языка, проникающего на территорию Силезии [85]. Все воды вместе впадали в крупное плотинное озеро, которое образовалось в результате подпруживания долины прорыва Вислы ледниковым языком, который проникал с севера и доходил до города Завихоста [29, 94]. Плейстоценовые образования и формы рельефа, возникшие в период стадии Варты, удалось обнаружить в долине Вислы [85] и на территории Подхале [16], но они не найдены в большинстве Карпатских долин. В период дегляциации подвергся расчленению средний аккумулятивный покров, в состав которого входит гравий с зачаточными следами выветривания, а в междуледниковый ээмский период происходит дальнейшее переотложение и вынос осадков.

Балтийское оледенение (Вюрм) представлено в Карпатах многочисленными формами рельефа и осадочными образованиями. Карпаты в то время находились вне предела перигляциального климата, они были расположены в условиях холодного, экстрегляциального высокогорного климата. Анализ аккумулятивных покровов показывает, что климатические условия, благоприятствующие морозному выветриванию и солифлюкционным процессам, были распространены в раннеледниковой (анагляциальной) и максимальной фазе этого ледникового периода (рис. 18). В позднеледниковой (катагляциальной) фазе намечаются сильные колебания климата.

Пыльцевой анализ торфяного болота на Греле (Подхале) показал, что „в самом древнем дриасе“ (фаза Малого Белта или Ругии на севере) был распространен холодный континентальный климат, в котором леса не произрастали. В межстадиальный период „Боллинг“ субарктический лес доходил до около 560 м над уровнем моря. В „более древнем дриасе“ опять распространились климатические условия, неблагоприятствующие произрастанию леса; в Алдеродский период граница лесная поднялась до 1050 м абсолютной высоты, в „младшем дриасе“ понизилась до около 800 м [37]. Изменения климатических условий вызывали изменения в ходе и силе морфогенетических процессов, а это находило свое отражение в характере покровов (Кростенко [27], Грушовец [70], Добра [30], Лиманова [70], Вадовице [65]). В конечной фазе последнего оледенения намечалась скорее ярусность в распределении морфогенетических процессов [69], а роль солифлюкции являлась уже ограниченной [32]. Самая сильная деятельность солифлюкционных процессов, проявляется в максимальный период, в то время когда ледниковый покров находился еще на территории Польши (брандербургская, франкфуртская, померанская стадии), а межстадиальные периоды были лишены лесного покрова. Этому дает свидетельство солифлюкционный покров в Кростенке [27].

Во время последнего оледенения интенсивное морозное выветривание благоприятствовало образованию каменных россыпей, которые по нынешнее время слагают вершины Бескидов [28]. Это выветривание являлось поставщиком обломочно-илистого материала слагающего солифлюкционные покровы. Они сохранились на флишевых склонах с уклоном до 25°. Солифлюкционные процессы в этот ледниковый период поставляли в дна долин больше обломочного материала, чем могли вынести периодические проливальные реки. Это обстоятельство способствовало образованию еще одного аккумулятивного покрова, мощностью в несколько метров. Этот гравийный покров, из которого сложена низкая терраса высотой в 5—10 м [28], является зааккумулированным в ложбине, выработанной в гравийном покрове слагающим среднюю террасу. Гравий, слагающий эту террасу, слабо выветрелый; этим гравием сложена обыкновенно подошва гравийного покрова низкой террасы и он является накрытым илстыми и суглинистыми отложениями голоценового возраста.

В ходе выполнения Карпатских долин отложениями (главным образом Бескидских долин) намечались фазы с преобладанием солифлюкционных процессов и флювиальных процессов (рис. 19) в зависимости от климатических условий. Размеры этого выполнения в долинах уменьшаются вниз по течению. На территории горных участков долин, где поставление обломочного материала с поверхности длинных склонов было обильным, мощность гравийного покрова является большей но в участках долин, находящихся в пре-

делах Погужа, где деградация склонов меньше, мощность этих покровов тоже является меньшей. В долине Дунайца, которая подверглась оледенению только в своих верховьях (Татры), у этого гравийного покрова тоже характер флювиогляционного конуса выноса, и именно этим гравийным покровом сложена терраса высотой в 15 до 5 м.

В конце последнего оледенения (а также в его начале) роль солифлюкции в формировании склонов замещалась все чаще смывом. Продуктом этого смыва являются пролювиальные тонкие суглинки, мощностью в несколько метров, напоминающие лёсс; отсюда происходит название — лессовидный суглинок. В этих образованиях намечается неясная и нерегулярная слоистость с наклоном в сторону дна долины [32]. Крыговский [38] считает такую тонкую слоистость однородной. (Обнажение около Блажевой).

В период последнего оледенения приносился также ветром лёсс [28], но конфигурация горной области не благоприятствовала его аккумуляции. На склонах, которые в горных областях являются господствующим элементом рельефа, лессовая пыль подвергалась солифлюкционному перемещению или же перемещалась под воздействием смыва; этим объясняется наличие слоистых, полосчатых, пролювиальных лессов и лессовидных суглинков с примесью лёссовой пыли. Эти образования занимают большие площади и находятся часто в подошве лёссов золотого происхождения.

К концу последнего оледенения и в голоценовый период в результате изменения климата следовало расчленение покровов сложенных продуктами речной, солифлюкционной и золотой плейстоценовой аккумуляции и оживление оползневых процессов [69, 71]. Развитие лесного покрова приостановило поставку склонового материала на территорию дна долин [12, 13, 14] и поэтому голоценовые реки со слабой нагрузкой обломочным материалом, могли получить значительно меньшее падение чем проливиальные реки с сильной нагрузкой.

Вследствие изменения холодного климата в умеренный и в результате изменения режима рек последовало меандровое расчленение холодных покровов в верховьях долин (террасы), в нижнем же течении долин на этих покровах в конечный период оледенения и в голоценовое время отлагались осадки [69]. Мощность голоценовых покровов, образовавшихся главным образом из переотложения молодоплейстоценовых осадков, растет вниз по долинам и получает наибольшие значения при выходе долин из Карпат.

Склоны, которые до конца оледенения формировались под воздействием солифлюкционных процессов, а затем процессов смыва, расчленили различного вида эрозионные формы (овраги) согласующиеся зачастую с ходом мульдообразных перигляциальных долин [69]. Расчленение склонов становилось особенно интенсивным во влажные периоды: Аллерёдский, атлантический и субатлантический. О таких периодах интенсивного разрушения Карпатских склонов можно судить на основании корелятивных отложений, большой мощности осадков имеющих датировку, принадлежащих Аллерёдскому, атлантическому и субатлантическому периодам, слагающим конусы выноса, расположенные у выхода Карпатских долин из горного массива [69]. Геологическое сложение конусов выноса, отложенных в позднеледниковый и голоценовый период у выхода Карпатских долин из гор, представляет профиль составленный Л. Штарклем. (рис 20).

За последнее время появился еще новый фактор в географической среде, которым является человек. Уничтожение лесов на склонах привело к оживлению оползневых процессов, а распадка склонов благоприятствовала развитию процессов смыва [13, 14]. Эти деградационные процессы проявляются с наибольшей интенсивностью в период солярного типа, весеннего таяния снегов а также во время и после проливных летних дождей [14]. Обломочный материал, являющийся продуктом разрушения Карпат, отлагался раньше и отлагается в современное время на днах долин на территорию предполья Карпат в виде конусов выноса и пролювиальных покровов. Эти осадки, отлагающиеся на террасовых площадках, которые заливают воды во время половодья, повышают их уровень.

Результатом обстоятельных исследований развития рельефа Польских Татр, является установление и обоснование влияния перигляциального рельефа на размеры оледенений,

на ход оледенения и дегляциации, а также на размеры ледниковой эрозии и ледникового преобразования Татр [31, 32, 33]. В доледниковом рельефе Татр существовали предиспозиции для образования мощного скопления снега и возникновения фирновых полей на высоко расположенных, неомоложенных участках нижнеплиоценовых долин (сравни I часть); этим объясняется то, что неомоложенные в своих верховьях долины Татр подвергались оледенению, а полностью омоложенные долины не подвергались оледенению (рис. 2). У ледниковых цирков была неодинаковая вместительность, которая оставалась в зависимости от их размеров. В Высоких Татрах из цирков с большой вместительностью спускались в доледниковые долины (верхнеплиоценовые), которые были еще тогда в стадии молодости, большие массы льда (глыбовое движение экструзивное), поэтому и цирки и долины подвергались сильному ледниковому преобразованию (рис. 3). В Западных Татрах у цирков была небольшая вместительность и из них спускались в долины, находящиеся в зрелой стадии, ледниковые языки значительно меньших размеров и меньшей мощности, (ламинарное движение), чем это имело место в высоких Татрах. Этим объясняется факт, что и цирки и долины подвергались в Западных Татрах слабому преобразованию (рис. 4). Внутри Татр существуют ясные следы последнего оледенения. Но крупные гляциальные формы, такие как цирки и троговые долины образовались в результате воздействия трёх оледенений, которые накладывались на одни и те же формы рельефа, преобразуя их в различной степени. В период последнего оледенения процесс дегляциации осуществлялся или фронтально или же аэралью — в зависимости от конфигурации долины.

Установлено также шесть линии постоя, а иногда и рецессионного наступания ледника, о чём свидетельствует наличие моренных гряд (табл. I).

В период отступления ледников, но до голоценового времени, значит в поздний ледниковый период, процесс разрушения Татр и в пределах дна долин и на склонах, шёл очень интенсивно. В голоценовый период ход морфогенетических процессов осуществляется согласно климатическим ярусам [18, 34, 35], а размеры преобразования плейстоценового рельефа Татр, преимущественно небольшие. Итак, главные фазы деятельности процессов разрушающих Татры выступали в каждый ледниковый период — в раннее и позднее время каждого ледникового периода — тогда как вынос обломочного материала осуществлялся в период наибольшего развития ледников.

Некоторые закономерности в развитии форм рельефа.

На основании анализа геологических (характер отложений) и геоморфологических данных, можно установить следующие закономерности в развитии форм рельефа западных Карпат и четвертичный период.

1. Циклические изменения климата в четвертичное время являлись причиной выполнения Карпатских долин наносами в ледниковые периоды и расчленения отложенных покровов в позднеледниковые и межледниковые периоды.

2. В выполнении долин наносами главную роль играли перигляциальные процессы (солифлюкция и смыв) и донные процессы (транспорт проливальными и прогляциальными водами); в расчленении отложенных покровов главную роль играла речная эрозия. В период Миндельского оледенения некоторое значение имело также подпруживание выхода западно-Карпатских долин Скандинавским ледниковым покровом.

3. Горные оледенения (в Татрах) являются синхронными с материковыми оледенениями Европы.

4. Размеры и ход оледенений и дегляциаций в Татрах, а также размеры ледникового преобразования гор оставались в зависимости от доледниковых форм рельефа этого горного сооружения, главным же образом от размеров доледникового омоложения долин в Татрах.

5. Ледниковый рельеф Татр является результатом накладывания друг на друга все более молодых гляциальных форм рельефа, сильно преобразованных в ана-и-катагляциальные, а слабо в межледниковые периоды.

6. В голоценовый период осуществляется расчленение и снос перигляциальных покровов.

Хозяйственная деятельность человека в последнее время облегчает ход этим процессам.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

1. Три сложенные гравием покрова в Закопанэм по Портшу [46].
2. Продольные профили подвергавшихся плейстоценовому оледенению (*G*) и неподвергавшихся оледенению долин (*N*) в бассейне Быстрэго (Татры).
A — Преобразованные гляциальным воздействием эрозионно-флювиальные уступы, *E* — снеговая граница в вюрмское время, *D* — поверхность ледника в вюрмское время. *I—II* — Преобразованный гляциальным воздействием участок долины не подвергшейся омоложению в верхнеплиоценовое время, *I—III* — Преобразованный гляциальным воздействием участок омоложенной долины в верхнеплиоценовое время, *III—IV* — Участок речной долины омоложенной в верхне-плиоценовое и нижне-плейстоценовое время.
3. Продольный профиль сильно преобразованной долины 5 Ставов польских и долины Розтоки по М. Климашевскому.
A — Преобразованные гляциальной деятельностью эрозионно-флювиальные уступы, *B* — Котловины выработанные спускающимися ледяными массами; *C* — Конфлюэционные котловины; *D* — Поверхность ледника в вюрмское время, *E* — Снеговая граница в вюрмское время, *I—II* — Преобразованный гляциальным воздействием участок неомоложенной в верхнеплиоценовое время долины, *II—III* — Преобразованный гляциальным воздействием участок омоложенной в верхнеплиоценовое время долины, *III—IV* — Преобразованная гляциальным воздействием главная долина, омоложенная в верхнеплиоценовое и в нижнеплейстоценовое время.
4. Продольный профиль Костелиской долины, слабо преобразованный гляциальным воздействием по М. Климашевскому.
A — Эрозионно-флювиальный уступ, преобразованный гляциальным воздействием; *D* — Поверхность ледника в вюрмское время; *E* — снеговая граница в вюрмское время.
I—II — Преобразованный гляциальным воздействием участок неомоложенной долины в верхнеплиоценовое время; *II—III* — Преобразованный гляциальным воздействием участок речной долины омоложенной в верхнеплиоценовое и нижнеплейстоценовое время.
5. Реконструкция площади северного ледяного покрова (в разрезе) и края западных галицийских Карпат по В. Лозинскому [43].
a—b — дно главной, карпатской долины. *I* — Площадь ледяного покрова во время наибольшего его распространения, *II* — (площадь) ледяного покрова во время его застоя когда образовалась флювиогляциальная, подкарпатская долина реки Вислок.
6. Схема выступания смешанного гравия на дне главных, карпатских долин по В. Лозинскому [43].
a — аллювиальный суглинок, *b* — песок образовавшийся из промывого аллювиального суглинка; *c* — смешанный гравий, *d* — смешанный гравий современных гравийных покровов, образовавшийся из переработанного смешанного гравия выше указанного, *e* — карпатский флиш.
7. Разрез долины реки Сан от Валявы до Стажавы по А. Ломницкому [42].
III. Луговая терраса (пойменная терраса, *II* — рендинная терраса, *I* — дилювиальная терраса; *IV* — дилювиальный песок, *IA* — дилювиальный суглинок, *TR* — третичные образования (Краковецкие глины).
- 8-9 Графическое предст. вление взглядов различных исследователей на возраст и происхождение четвертичных речных террас в Польских Западних Карпатах.
D — аллювиальные террасы, *SD* — ранне-дилювиальные террасы, *MD* — верхнедилювиальные террасы. Покровные образования террас из: *G* — покровные образования гюнса, *M* — миндель (Краковское оледенение), *R* — Рисс (Среднепольское оледенение), *W* — Вюрм (балтийское оледенение), *W+N* — Вюрмское и Голоценовое время, *H* — Голоценовое время. Ломанная линия = днища и склоны долин перигляциального и раннеплейстоценового времени.
10. Продольный профиль карпатской долины в период последнего оледенения (*B*) и в голоценовое время (*H*) по Л. Штарклю [69].
11. Долина реки Скавы. Разрез дилювиальных образований в кирпичном заводе возле Вадовиц по М. Климашевскому [23].
1 — флишевый гравий, *2* — ленточные глины, *3* — глины, *4* — основная морена, *5* — илестые глины-*6* — глины с эрратическими окатышами, *7* — слоистый суглинок; в верхней части с флишевыми окатышами.

12. Разрез плейстоценовых образований в „Гурах Кенцких” по А. Яну [19].
1 — Карпатский гравий, 2 — Морена, 3 — лёсс.
13. Поперечный профиль через долину Дунайца. Гура Марцина — Збылитовская Гура по К. Климку.
1 — Миоценовая материнская порода, 2 — татшанский гравий, 3 — Бескидский гравий, 4 — песок, 5 — склоновые покрыва, 6 — эрратические валуны. *M, R, W, H* — покрыва следующих ледниковых периодов: миндель, вюрм и голоценовые. *A, B, C* — Петрографический состав покрывов: *a* — песчаники, *b* — граниты, *c* — кварциты, *d* — известняки.
14. Профиль через долину Попрада около города Старый Сонч по М. Климашевскому и М. Тычынской.
1 — Скальный цокол, 2 — татшанский гравий, 3 — бескидский гравий, 4 — солифлюкционные и пролювиальные покрыва, 5 — пылевые пролювиальные образования. Обозначение буквами такое же как на рис. 13.
15. Петрографический состав Дунайцевого гравия в покрыве образовавшимся в период краковского оледенения (*A*), среднепольского (*B*), балтийского (*C*) и в голоценовый период (*D*) по М. Слупиковой [62].
1 — граниты, 2 — кварциты, 3 — песчаники, 4 — известняки. Значение букв: *Sz* — Шафляры, *Ma* — Манёвы, *L* — Лесница, *C* — Техожин, *B* — Бжезины, *T* — Тыльманова, *W* — Ветшница, *Ja* — Язовско, *G* — Голковице, *M* — Мыслец, *NS* — Новый Сонч, *Wt* — Витовице, *J* — Юрков, *S* — Струже, *Z* — Закличин, *Li* — Люславице, *ZG* — Збылитовска Гура, *L* — Лопань.
16. Флювиогляциальные конусы выноса на территории Подхалья по Б. Галицкому.
1 — Более древние послеледниковые конусы выноса, 2 — Гравийные горизонты третьего оледенения, 3 — Гравийные горизонты второго оледенения, 4 — Гравийные горизонты первого оледенения, 5 — Морены и валуны первого оледенения, 6 — склоны террас, 7 — предел распространения дна долины, 8 — пойменная терраса.
17. Профиль долины Дунайца в Язовске по И. Покорному:
1 — скальный цокол, 2 — татшанский гравий, 3 — Бескидский гравий, 4 — солифлюкционные и пролювиальные покрыва, 5 — „Мады” (вид пойменных почв). Значение букв такое же как на рис. 13.
18. Разрез покрыва образовавшегося в период последнего оледенения в Добрей по М. Климашевскому [30].
1 — Речной гравий, 2 — Солифлюкционные образования (глинистый суглинок с обломками пород и валунами), 3 — Глинистые включения с ископаемой флорой.
19. Профиль долины в Липовым по Л. Штарклю [70].
1 — Речные отложения в период последнего оледенения, 2 — Солифлюкционные суглинки с обломочным материалом (последний глациал), 3 — Речные отложения (голоценовые и по всей вероятности позднеледниковые), 4 — Голоценовые и позднеледниковые эрозионные поверхности, 5 — Голоценовые и позднеледниковые аккумулятивные поверхности.
20. Схема эрозионных и аккумулятивных фаз в конусах выноса на территории предполья Карпат по Л. Штарклю [69]. Фазы *A* — Объяснение в тексте.

EVOLUTION OF THE RELIEF OF THE POLISH EAST CARPATHIANS IN THE QUATERNARY (WITH THE UPPER SAN BASIN AS EXAMPLE)

LESZEK STARKEL

INTRODUCTION

The upper San basin, situated in a declivity of the uplifted East Carpathians, suffered uplifting movements during the Quaternary. In the opinion of Klimaszewski [27] and of Ukrainian scientists [2, 7, 18], these movements were probably proceeding by leaps and bounds, principally during the Interglacials. At the same time, during glaciation periods the San basin was exposed to a cool, periglacial climate; climatic changes exerted a marked influence on the course of accumulation in the river valleys [27, 15]. During the Cracovien Glaciation, the inland ice covered the marginal part of the upland in the San basin. By reason of inland ice deposits discovered on the 40—50 m terrace, Klimaszewski [27] linked this San terrace with the Cracovien Glaciation.

In 1954—1959, the Laboratory of Geomorphology and Hydrography of the Geographical Institute of PAN mapped in detail parts of the basin of the upper San River¹.

Upon publication of this morphological map and on the basis of survey data, publications appeared dealing with the evolution of suffosive land forms (Czepe [8]) and with relief development in the Holocene (Starkel [37]). In 1962, Dziewański and Starkel investigated the Quaternary evolution of the San valley between Solina and Zwierzyń, using as basis their detailed examinations of the Quaternary covers of valley floors and slopes. I supplemented this research by studies of selected land forms and by an analysis of more important Quaternary profiles, presenting the results obtained in a separate paper.

In recent years, Henkiel [20] undertook the study of terrace covers from the Last Glaciation in areas adjoining the upper San basin; in the Strwiąż valley he identified a bipartite structure of these covers. Cegła [6] indicated, that in these regions what was supposed to be Carpathian loesses are slope deposits — Carpathian Flysch regolith.

The basis of these investigations was a mapping of all land forms and a detailed study of the cover sheets. In contrast with the Neogene relief which I managed

¹The Northern periphery of the Bieszczady Mts and Part of the Carpathian Upland in the Lesko Region. See paper by L. Starkel in Vol. I of "Geomorphological Problems of Carpathians" [41].

to reconstruct on the basis of surviving fragments, I analyzed distinctly preserved land forms of the Quaternary and reconstructed its fossil forms; and from the analysis of these forms and covers (their mechanical composition, their chemical features, etc.) I drew conclusions as to their mutual relation, the sequence of morphogenetic processes and the trend of development of valley and slope forms during Quaternary times. The basic criterion for dating the levels of sedimentary terraces was the search for links between fluvial and slope deposits (solifluxion) in the shape of interdigitation or superimposition [13, 14, 15]. Where fossil fauna and flora were lacking, I tried to apply a rule of dating by starting out from "present-day" forms or, in other words, by "moving up the slope from the valley floor upwards". This I did, because youngest forms are best preserved and their dating is the most infallible. Thus the material collected enables us to define the magnitude and the trend of the transformations the Pliocene relief suffered in the Quaternary.

Determining the lower boundary of the Quaternary, I connected with the decline of the Pliocene the 100 m level found in the upper San basin; this level had developed under conditions of a warm and semi-arid climate [39, 41] and corresponds to planation levels in other parts of the Carpathians (periečna uroven in the Slovakian Carpathians [30, 31]; the Łojowa level in the Ukrainian Carpathians [7, 18]; piedmont planations in the Roumanian Carpathians [17]).

The valleys of San and its tributaries, incising the 100 m level, are developed in the Quaternary. The erosional deepening of the valleys by 30—40 m, which together with Dziewański [13] we took for granted in agreement with Klimaszewski [27], corresponds to erosive features that occurred after the Cracovien Glaciation.

THE SCULPTURING OF VALLEYS IN THE SAN BASIN DURING THE QUATERNARY

The valleys of the San and its larger tributaries contain 5 groups of terraces.

The 70—80 m terrace has been identified at a few localities as a planation surface built of a rock bench covered by a thin sheet of washed-out gravels with ferruginous coating. On the basis of its position with regard to the Upper Pliocene planation level and to the next-lower terrace from the Cracovien Glaciation, this terrace may be correlated with the cool period during the Oldest Pleistocene (Günz).

The 30—60 m terrace, also called "high terrace", comprises the widest surfaces, into this terrace are incised the meandering valley channels of the San and its tributaries (Fig. 1, Fig. 2). Alluvial deposits cover a bench 30—50 m high, which at many points bears the character of an erosional floor — proof of meandering preceding the phase of accumulation [13]. The lowest bench sections, situated in the previous valley axis at the height of 30—35 m, indicate the level of the river channel before accumulation set in. On top of the bench is deposited a series of fluvial gravels interdigitated with solifluxion deposits [13, 14] — proof of this accumulation having occurred during a cold, glacial climate. The thickness of these gravel sheets and the altitude of their top above channel level vary by reason of following degradation. At several localities it was possible to establish the

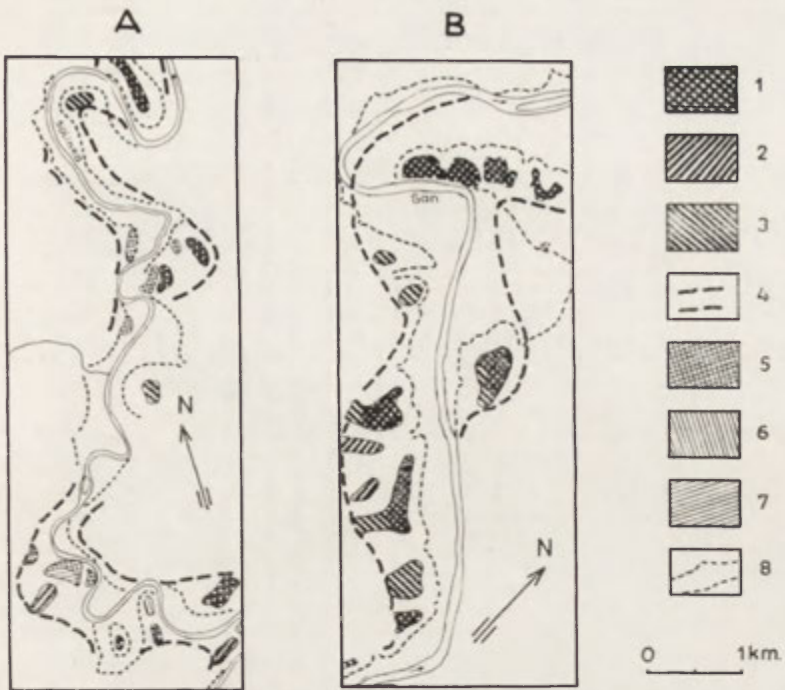


Fig. 1. Fragments of map of Quaternary terraces

A — Solinka valley, between Bukowiec and Polańczyk, *B* — San valley in region of Lesko. Explanation of symbols: 1 — terrace plain from Cracovien Glaciation, 2 — id., degraded or erosively worn down, 3 — id., fossil (mantled by slope covers), 4 — extent of valley floor during Cracovien Glaciation, 5 — terrace plain from Middle Polish Glaciation, 6 — id., degraded or erosively worn down, 7 — id., fossil (mantled by slope covers), 8 — extent of Young Quaternary valley floor (Last Glacial-Holocene).



Fig. 2. Oslawa valley near Tarnawa. Clearly visible is level of high 40—50 m terrace. River channel incised into rock

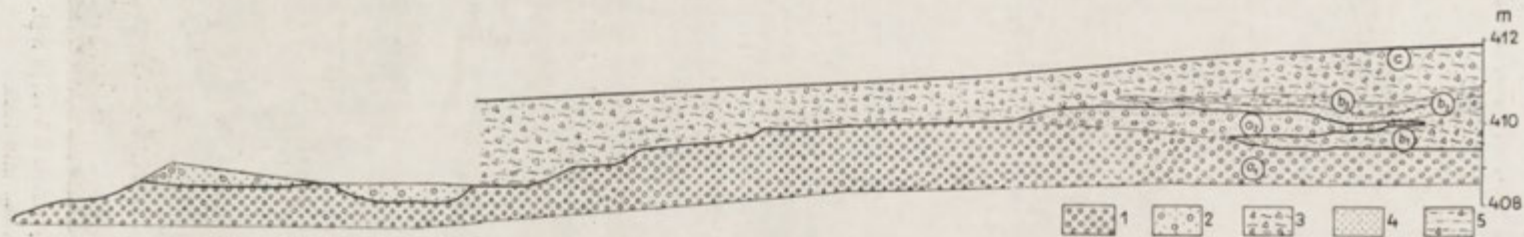


Fig. 3. Profile of high terrace at Zabrodzie, representing decline of accumulation and initial period of dissection of terrace plain

1—fluvial gravels, 2—fluvial sands with fine gravel, 3—solifluxion clays with talus, 4—proluvial sands, 5—solifluxional-proluvial clays and sands. a_1 —alluvia of channel facies, a_2 —alluvia of flood facies, b_1 —solifluxion clays interdigitated with gravels, b_2 and b_3 —proluvial and solifluxion deposits laid down directly on fluvial series, c —slope deposits strongly weathered, in top strata intermixed during younger glacials.



Fig. 4. Interdigitation of fluvial and slope deposits in top of high terrace at Zabrodzie on San

top of the fluvial accumulation (amounting to approximately 54 m above water surface). Here the slope covers encroach onto the alluvia, simultaneously with a shifting and deepening of the river channel (Fig. 3, Fig. 4). Erosion and the creation of cutting surfaces must have begun before the intensive supply of slope material set in. Distinct erosive steps, 27—35 m high, adjusted to the level of the rock bench and found in many valleys, are testimony to the checking of deep erosion before the bench had been dissected. This terrace is mantled by younger solifluxion and proluvial covers, separated from the terrace deposits by a surface of chemical (interglacial) weathering. The decalcification of the mantle covers and their morphological position (they lie on narrow meander spurs) indicate their being older than the last cold period [13]. Thus the high terrace should be dated back to the Cracovien Glaciation (the third glaciation), as confirmed by the results of investigations



Fig. 5. Solifluxion and proluvial covers 20 m thick, covering at cone base the fossil middle terrace at Zabrodzie

made by Klimaszewski who near Przemyśl discovered inland ice deposits on this terrace [26]. I am inclined to link the erosive surfaces at the 27—35 m level with a stoppage of the inland ice at the upland sill, at the time when the stream waters were flowing towards the Dniestr basin [27, 18].

The middle, 12—25 m terrace occurs in the shape of shelves within meander valleys dissecting the high terrace. Frequently the bench of uneven height (from 10 to 18 m) discloses the character of meander cut surfaces. In the series of alluvia, at times up to 6—8 m thick, the degree of rounding of the alluvial material decreases upwards, at the same rate as the share of slope material increases which, finally, fully covers the alluvial plain (Fig. 5). A bipartition of the alluvia determined in the Hoczwa profile, as well as the occurrence of peat (Fig. 6) from the commencement of a warmer climate of Interstadial type indicate a bipartition of the cool period. The decalcification of the top layer of the gravel and solifluxion covers (the bottom of the gravels shows cementing by $CaCO_3$) and the mantling by younger slope covers reaching downward to the lower terrace level show, that the middle terrace must be dated from the penultimate cool period [15].

The low, 6—12 m terrace (raised by cones up to 20 m) has a rock bench 0 to 2 m high in the San valley (Rajskie-Sanok), whereas upstream — especially in its left tributaries — the height of this bench is from 3 to 9 m. This is evidence, that before the phase of accumulation the San had incised itself to the level of today's channel. This terrace series (with gravels in its base and a predominance of slope deposits in its top) was deposited during the last cold period. The existence of two different gravel series indicates a bipartition of the Last Glaciation, as documented in many profiles of the Carpathians [36, 40]. In channel oxbows, the terrace level is lowered (meander cut surfaces).

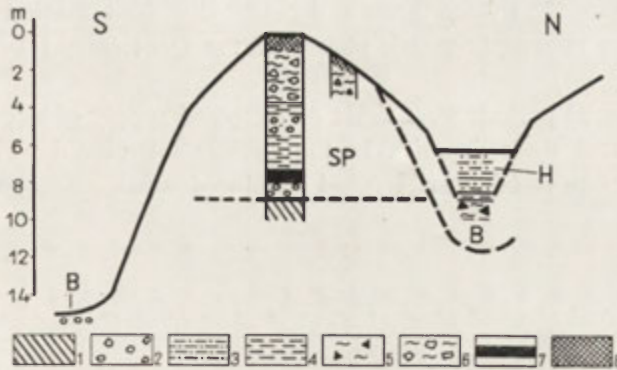


Fig. 6. Position of series from Middle Polish Glaciation at Hoczwa

SP — cover from Middle Polish Glaciation, *B* — cover from Baltic Glaciation, *H* — Holocene cover 1 — rock bench, 2 — fluvial gravels, 3 — sandy muds, 4 — silty-sandy muds, 5 — solifluxion covers with talus, feebly weathered, 6 — solifluxion covers with talus, strongly weathered, 7 — peat, 8 — soil layer.

The lowest, 1—4 m terrace, often bipartite, follows the river channel (Fig. 7). In the San valley these terraces usually consist in their lower part of gravels, in the top part of sandy muds. The lack of any linking with solifluxion deposits, the presence of Holocene floras, and their growing higher in modern times — all these features prove this terrace to be a Holocene form. In lateral valleys, these terraces, incised into the low terrace, bear the character of erosive surfaces with thin cover deposits.



Fig. 7. San channel near Myczkowce incised into rock. Undercutting of high terrace has suffered deformation depending on rock resistance

Our analysis of the terrace forms and covers discussed enabled us to determine a cyclic sequence of morphogenetic phases in the Quaternary (Dziewański-Starkel [14], Fig. 8).

The cold glacial periods were times of increased supply of slope material, and rivers accumulated these deposits. In the warmer interglacial periods, with high transporting capacities of the rivers and a reduced supply of slope material, deep

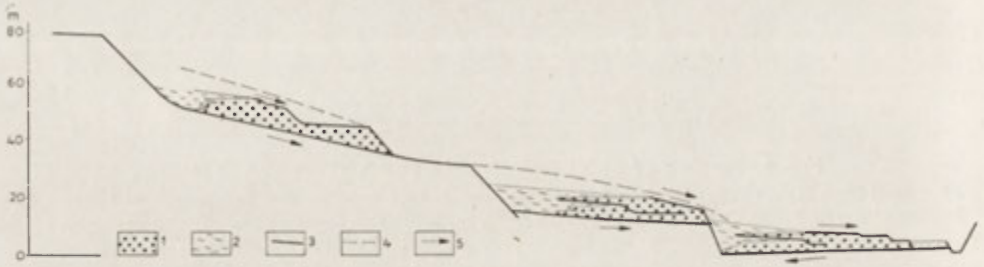


Fig. 8. Diagram of phases of Quaternary erosion and accumulation in large valleys of San basin
 1 — alluvia from glacial periods (from Cracovien, Middle Polish and Baltic Glaciation respectively), 2 — slope deposits interdigitated with alluvia, 3 — erosive plains (incised in rock or in alluvia, and fossil-interalluvial from Interstadials), 4 — mantling of terraces by younger slope covers, 5 — direction of channel shifting — formation of cut surfaces during transition periods.

erosion predominated. On the other hand, in the transition periods when the carrying capacity of the rivers was very high [21] and slopewash was plentiful also, a widening of the valleys took place, and the rivers tended to transform their winding course into full-swing meanders [23, 44]. In the area of tectonic uplifting tendencies, this rhythm of changes in processes resulted in a deepening of the valleys, interrupted by accumulation during cold periods; towards the end of such cold periods, new meander channels developed. This diversity of processes is also testified to by the degree of gravel rounding (highest in the bottom strata of terrace series) and by the structure of the terraces.

Each Pleistocene terrace step (high, middle and low) in the San drainage basin consists of the following elements (in ascending order):

- 1) an erosive plain, often an inclined cutting-plane,
- 2) a thin series of well-rounded gravels,
- 3) a thick series (often bipartite) of gravels and sands weakly rounded, interdigitated with slope material,
- 4) near the valley side — a series of solifluxion deposits, and — higher up — of proluvial deposits; in the valley axis — cutting planes or erosive steps incised into the alluvia,
- 5) the terrace slope (caused by interglacial deep erosion).

The valleys of the larger left-bank tributaries of the San (Oslawa, Solinka, Hoczewka) are distinctly hanging above the San valley — in the outlet sectors their gradient is several times steeper than that of River San. This, however, is not connected with substratum resistance. The rock benches of the low terraces show similar features. Small left-bank lateral valleys, some 5 to 10 km long, which trans-

versally dissect rock series of various resistance, are very distinctly hanging valleys (Fig. 9); here rocky valley sides placed vertically prevented recessive erosion. Between the Solinka and the Hoczewka tributaries two higher recessive valley floors were determined, the lower of which are connected with the erosive bench of the middle terrace, the higher with that of the high terrace. In turn, many small lateral valleys are hanging above San tributaries.

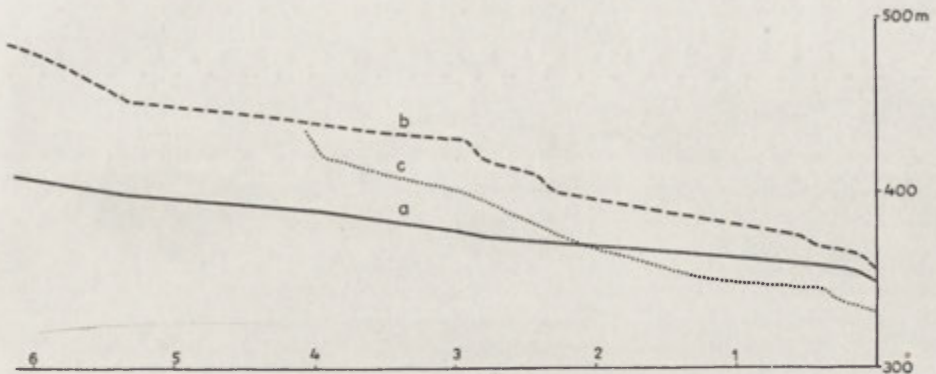


Fig. 9. Longitudinal profiles of left-bank San tributaries

a — lower sector of Bereźnica, *b* — lower sector of Wolczy creek, *c* — creek near Średnia Wieś.

The right-bank tributaries which took advantage of interridge depressions incised into less resistant rocks, show a concave relief in their longitudinal profile — proof that their erosion failed to keep pace with the lowering of their base; or they are distinctly hanging valleys. Upstream, beyond the lower valley sectors with their steeper gradients, the upper sectors are graded more gently (here the Pliocene relief is dissected to 20—50 m depth).

Hanging valleys develop, because tributaries fail to take part in the deepening of the floor of the San valley by reason of their carrying too little water (the sandstone-shale series being rather impervious while the regolith cover is easily permeated), and of deep erosion being arrested by glacial accumulation. Most striking is the hanging feature in valleys transversal to vertically placed strata; here ridges of resistance hard to indent perpetuate hanging valleys over long periods of time (Fig. 10 and 11).

In the upper sectors of lateral valleys (for example, in the zone of the European watershed divide), non-rejuvenated or but slightly rejuvenated valleys were the cause why the ancient relief survived, altered relatively little (comp. 28). In valleys of the Średnia Wieś region, valley sectors hanging at the level of higher terraces are developing independently; their slopes are maturing. Within the argillaceous shales and loose sandstones, a wavy late-mature relief evolves genetically resembling piedmont planation surfaces.

Seemingly inconsistent with hanging lateral valleys are features of relief rejuvenation observed all along the valley lengths. Everywhere we note a terrace planation from the Last Glaciation dissected by the Holocene channel. Even so, this terrace overspreads elements of both erosion and accumulation, and today's chan-



Fig. 10. Rock steps in Hoczewka channel, in gap near Mchawa



Fig. 11. Hoczewka channel, littered with rock fragments, above Mchawa gap

nel shows irregularities in its gradient. The cause of this inconsistency is the superimposition of the rhythm of climatic changes (lateral aggradation during glacial, and dissection during interglacial periods) upon the general tendency of valley rejuvenation proceeding from the main stream channel. This rhythm of climatic changes blurs the acuteness of the hanging features and smoothes gradients.

The Quaternary deepening of valleys by about 100 m proves the existence of uplifting earth movements. Hitherto step-like movements were assumed during Interglacials — supposedly gradually vanishing during the Quaternary [7, 18]. Alfieriew [2] and Gofshteyn [18] extended this opinion to the whole northern marginal scarp of the West and East Carpathians, erroneously linking terraces according to their relative altitudes and, moreover, terraces of different origin (erosive, accumulative). This sort of opinions were the result of a rudimentary way of reasoning: from the difference in altitude of the benches of two superposed terraces there was calculated the amplitude of the movements, that occurred in the period between the formation of these two terraces. My studies, made together with Dziewański ([14], and in Roumania simultaneous investigations made by Girbacea — 17)), indicated that during glacial periods — a time of increased slopewash — no conditions existed favourable to valley deepening; such conditions, on the other hand, did occur during the Interglacials. Because of this one should rather assume continuous uplifting earth movements, whose erosive action was adding up in the warmer period.

The deepening of the San valley during the last Interglacial to today's floor level seems to indicate, that the earth movements mentioned must have ended before the Last Glaciation [27, 14]. However, the hanging of lateral valley outlets suggests that, if fluvial erosion proceeds belated compared with earth movements, the uplifting movements may have come to an end even earlier. There also exists a striking contemporaneousness between interglacial periods and depths of erosion. In the Eemian Interglacial, the San valley was deepened some 10 m while, in the Masovien Interglacial lasting approximately twice as long, this deepening amounted to about 20 m. In other words, the magnitude of deepening might also be defined by the duration of erosive activities.

The dissection of the 100 m level to 70 m depth prior to the Cracovien Glaciation reveals, that the principal phase of earth movements took place during the Lower Quaternary (the Walachian phase all over the Carpathians [19]). This raises the question whether orogenic earth movements persist. The depth of erosive channel incision into bedrock, and the erosive benches of the lower terraces found in the upper sectors of Solinka and Hoczewka and in the source sector of River San show, that within the axial zone of the Carpathian arc, that is, in the Bieszczady proper (north of the Korbania-Otryt summits), movements continue until today, surviving from the Lower Quaternary. On the other hand, northwards in the Lesko region, these movements have ceased or were replaced by a slight subsidence. This area is situated in the extension of the Jaslo-Sanok Depression, in which fluvial aggradation from the Youngest Quaternary (the Besko bowl) imply the existence of movements of subsidence (comp. Świdziński [13]).

SLOPE EVOLUTION IN THE QUATERNARY

Papers published so far on slope evolution in the upper San basin referred merely to selected slide forms (Schramm [35]) and to analyses of modern suffosion (Czeppe [8], Starkel [37]). Recently, together with Dziewański [14] we determined that, irrespective of tectonics, rock resistance and base position, in the Quaternary the slopes of the San valley tend to assume a convex-concave profile. There is a wide differentiation of slopes in the upper San basin — next to each other one observes slopes different in shape, inclination and length — slopes in different stages of evolution disclosing differing relationships to the lithology and the tectonics of their substratum and to the position of their base. The Quaternary relief evolution involved the transformation of the old inherited profile under changed climatic conditions, contemporaneous with a deepening of the valleys (that is, a lowering of their base level). Thus, in the Quaternary the old Pliocene slopes were altered and new slope reliefs developed, what are called Quaternary valley slopes.

Old slopes of grid-type ridges, with Upper Pliocene pediments at their bases, were rejuvenated in the Quaternary in consequence of dissection by valleys and of bank undercutting.

Slopes of greater lengths (1—2 km) and those nearer the base level (i.e. the principal rivers) were dissected. Deepest were dissected their pediments built of less resistant rocks. Near the San valley, even steep scarps of the chains of grid-type ridges were dissected. The filling-in of spring hollows in gullies dissecting pediments have smoothed-out the sharp edges in the old slopes, and made slopes of such grid-type ridges approach a concave-convex profile. In the zone of the European watershed (San-Dniestr), ancient slopes have survived, incised to no more than 10—20 m depth.

Shorter slopes (of less than 1 km) were usually only undercut and altered by denudation processes. Often, slopes hanging above local bases of denudation led to the formation of a concave contour of the lower slope part (mantling fossil terraces underneath the slope covers) and to a lowering and smoothing-out of the convex upper part of the slope [14]. Depending on the rock dip, the slope profile is concave, convex-concave or sharp-edged. In the case of non-homogeneous rock structures, more intensively lowered were lower parts of slopes built of shales and loose sandstones, while more resistant banks in upper parts of slopes were denuded (see Fig. 12).

The slopes of Quaternary valleys which dissect the Upper Pliocene planation level, descend to the deepened channel, or are suspended at the level of the low terrace or of higher terraces — or they remain suspended above undercut banks. Here the differentiation in shapes is great, — the slopes are continuously exposed to changes in their base level and are at different phases of evolution, because during the Quaternary each slope started its evolution at a different period. Slopes which for a longer time had been in close relation to a local relatively constant base level (like the higher terrace plain, the upper edge of an undercutting),

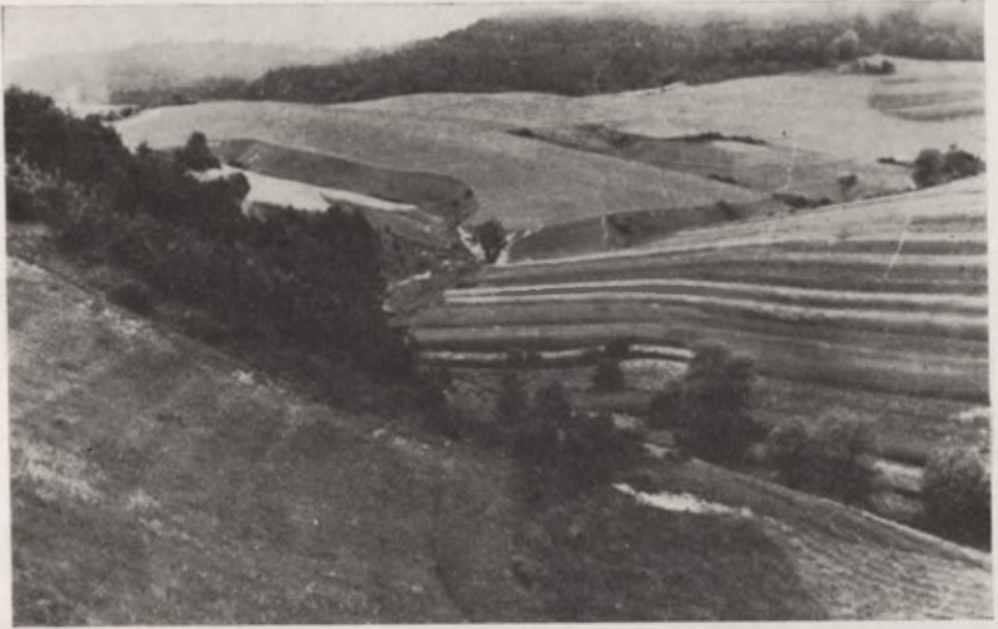


Fig. 12. Part played by resistance in denudation of surfaces. Dellen, dissected by small Holocene valleys, sculptured in shales in between grid-type ridges de resistance

have developed their convex-concave profile. Where suitable conditions for removal of material existed, rock pediments similar to glacis developed. Here, the part played by the rock structure is insignificant — relatively short Quaternary slopes are usually incised into homogeneous material. Even so, rock resistance bears on the rate of slope maturing and, because of this, gentle convex-concave slopes developed on argillaceous shales and on loose sandstones, while up to now on resistant sandstones the slopes show a convex profile.

The Quaternary slope processes are portrayed by the slope covers produced. These covers vary from top to bottom (on convex-concave slopes): they are residual, eluvial-gravitational (like strata with hook-like bends), solifluxional, proluvial, and solifluxional-proluvial and, at undercuttings, talus covers. The differentiation in these covers is wide, depending on the slope shape and the structure of the substratum; for instance, on loose sandstones proluvial covers predominate, on argillaceous shales solifluxion covers [14]. In many profiles a succession of covers may clearly be observed — enabling us to examine the course of phases of slope sculpturing during the various cold and warm periods of the Quaternary. The relation of the covers to the fluvial deposits and to land forms facilitates dating the covers correctly.

Cold periods are represented by solifluxional and proluvial covers, laid down on the lower parts of slopes: they are testimony to intensive degradation of the slope by solifluxion and slopewash. A bipartition of the solifluxion covers, obser-

ved in deposits from the Middle Polish (Hoczew, Fig. 6) and the Baltic Glaciation (Solina — Zabrodzie, and other Carpathian regions) implies a bipartition (that is, two principal stages) in each cold period. The slope series of every cold period begins with proluvial deposits (a washing-down of interglacial soils), which are overlain by solifluxion material with talus — proof of the degradation of compact rock. The occurrence of proluvial covers in the top strata of the cold series indicates a second phase of slopewash towards the end of the cold phase [1]. The Zabrodzie profile [40] revealed that — depending on the physical features of the substratum — the sequence of processes varied, that is, different processes were taking place simultaneously, even in one and the same part of a slope.

Chemical weathering has been determined to have occurred during the warm periods. This is shown by a deep decalcification of the top layers of the solifluxion and proluvial covers (especially those from older glacials) and a CaCO_3 concentration in the bottom layer of the cover (gravel conglomerates [13, 14, 41]. In the Holocene, minor slopewash with local mass movements was observed, while in silty-sandy covers suffosion processes leading to slope dissection were taking place [8, 37].

For the Quaternary I have established a rhythmic variability of successive slope processes, proceeding as follows [38]:

- a) cold periods of mechanical weathering, surface circulation of water, and an increase in general denudation but only of surfaces (solifluxion, slopewash),
- b) interglacial periods of deep infiltration, chemical weathering, and localized processes of destruction — the result of a lowering of the base level of denudation.

All the slope types examined, developed during the Quaternary, tend to attain a convex-concave profile [39]. Elements of a convex-concave slope are encountered in the case of dissected as well as of undercut slopes. Quaternary slopes, particularly those of low-resistance rock faces, show convex upper parts, lowered by denudation, and their lower — usually longer-concave parts are frequently mantled by cover material. Where material removal is plentiful, a favourable rock structure may develop concave degradation pediments, and above them tower truncated fragments of ridges of resistance (mainly connected with scarp retreat [12]). There may be observed a constant coordination of two tendencies: of lowering (flattening) and of retreating [9] — of which the convex-concave profile represents the ultimate profile of equilibrium.

The upper, convex slope part, subject to chemical weathering during interglacial periods and to mechanical weathering during glacial periods, is sculptured, mainly during the cold periods, by solifluxion and slopewash [32, 39]. Most frequently we see here a sharp edge, altered by denudation, between the Pliocene planation level and the slope of the Quaternary valley. Depending on rock resistance, this upper slope part suffered lowering from several up to 50 m during the Quaternary.

The lower part of the slope profile is the sector of transport and degradation, or of accumulation. Here it is not the matter of a single predominant pro-

cess [3, 4] — the composition of the cover deposits reveals participation of both slopewash and solifluxion. At the beginning of each successive cold period, part of the accumulated deposits was removed beyond the slope (due to the lowering of the base level). The concave profile is not only a contour of equilibrium for water flow over the slope surface but, at the same time, a surface of gravitational equilibrium both for the material building the slope and for the material deposited on this slope. A change in the type of down-slope transport, combined with a lack of appropriate removal, leads to basal aggradation (Biro [4]); this phenomenon explains, why thick solifluxion covers rest on slopes inclined as much as 15—18°.

The convex-concave profile must be considered the characteristic feature of Quaternary slopes developing under conditions of an alternatively moderate and cold climate and, at the same time, the result of cooperation of two tendencies: of lowering and retreating — as has been pointed out by Davis [11] in his last papers.

The supply of material from the upper slope part, often exceeds the possibility of removal even within the middle part of the slope; hence, a feature typical for the Quaternary in Flysch regions is aggradation going upslope and flattening, surpassing slope retreat. But, in the San basin it often appears that, in the lower slope part also, removal of material is greater than supply, — and the deepening of valley floors facilitates a retreat of such slopes. Because of this, some slopes on less resistant rock series show, in spite of having been lowered considerably, profiles developed in King-type shape [24], whereas on more resistant rock strata, convex valley sides predominate.

EXTENT AND RATE OF DENUDATION AND EROSION IN THE QUATERNARY

The evaluation of the rate of Quaternary processes is of value not only for the cognizance of the rate of slope evolution and valley deepening, but also for establishing direction and extent of pre-Quaternary relief alterations much less known so far.

In the Quaternary, weathering proceeded at different rates. During the Great Interglacial, chemical weathering penetrated the sandstone-shale series to the depth of 4—5 m [13, 14] and, during the Postglacial, to 0.5—2 and 4 m (depending on the type of rock). Frost fissuring extended deeper still — splitting and rock oxydation along these fissures penetrated thickbedded sandstones to 20 m depth.

There were differences in the intensity of slopewash and solifluxion. Judging from the thickness of slope deposits laid down on the older terraces it was calculated, that slopes with 15—30° inclination were lowered as much as 10 m during one glacial period [14]. In other words, the lowering amounted to 0.2 mm per year. This value tallies with calculations of the sum of weathered covers from successive periods [14]. The figure of 0.5—10 mm/year suggested by Büdel [5] is difficult to endorse, even considering the weak resistance of Flysch rock. From the height of monadnock hills surviving in areas of easily disintegrated sandstones and ar-

gillaceous shales one can calculate, that the lowering of the Upper Pliocene surface may have been as much as 40—60 m [41]. On flattened surfaces this value may have been 10—15 m (according to hardrock klippen remnants), whereas on resistant sandstones this reduction in height must have been negligible, because here Pliocene gravel covers have survived. Hence, for the entire area discussed we may assume a lowering of slopes and elevations of the order from 10—50 m (comp. Klatka [25], Mician [31], Winkler-Hermaden [45]).

Assuming, on the average, a lowering of 20 m height for the Quaternary and of 0.2 mm per year [14] as valid for cold periods, we may conclude that 100—200 000 years would have sufficed to reach a mean lowering by 20 m — in other words, the intensive lowering would be limited to the three principal glaciations.

Casual observations of modern processes and the rate of shifting valley walls of meander undercutting tend to show, that such walls have receded on the average 1 mm annually since the Cracovien Glaciation. These values are many times higher than those determined in Spitsbergen (0.02—0.2 mm per year [34]), in North Sweden (0.04—0.15 mm per year [33]), in Franz Josef Land (0.05—0.07 mm [42]). However, at those localities the scarps examined are built of very resistant rocks.

The rate of deep erosion in rock floors, depending on whether incised during Interglacials or the Holocene, varies from 0.2 to 0.5 mm/year. Today, fluvial transport amounts to 150 cu.m/year/sq.km; in natural conditions it was less, of the order of 75 cu.m per year [16, 38]. Assuming the latter value for the whole Quaternary, there would have been removed during one million years a total of 75 million cu.m per year, equalling a lowering of the surface area by some 65 m. Even so, this figure seems excessively high. From a study of slope degradation and of the capacity of the Quaternary valleys it appears that, on the average, the surface of the entire area examined was lowered no more than 50 m. The reason for this difference is the fact that in this estimate the cold periods were neglected, during which removal was checked and accumulation on valley floors was taking place (in the San valley, for instance, per 1 km valley length from 1.5 to 8.5 million cu.m alluvia were deposited during one glaciation [14]. Consequently, during the Quaternary the mean annual lowering of the area examined was of the order of 0.05 mm; these figures are much lower than those attributed to the Alps [22, 45].

The depth of incision prior to the Cracovien Glaciation (60—70 m), and the decrease in intensity of erosion after this glaciation indicate, that the principal deep erosion took place during the Older Pleistocene and that, beginning with the Cracovien Glaciation, the share of slope material in the balance of river transport was on the increase. The stoppage of orogenic movements and the cold climate of the glaciations had the effect, that deep erosion decreased and the lowering of slopes took place — thus that gradually the relief matured.

LITERATURE

- [1] Alexandre J., Le modele quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. 81, 1957—1958.
- [2] Alfieriew G. P., Niektoryje soobrażenia o młodych dwiżeniach Karpat. *Trudy Lwowskiego Geol. O-twa pri Lw. Gos. Uniw.*, geol. serija wyp. 1, Lwow 1948.
- [3] Baulig H., Le profil d'équilibre des versants. *Ann. Géogr.* t. 49, 1940.
- [4] Birot P., *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Centro Estudios Geogr. Lisbonne 1949.
- [5] Büdel J., Die Gliederung der Würmkaltzeit. *Würzburger Geogr. Arb.* H. 8, 1960.
- [6] Cegła J., A Study of Silt Formations in the Carpathian Basins. *Ann. UMCS*, vol. XV, 7 sec. B, Lublin 1961.
- [7] Cys P. N., Niektoryje woprosy neotektoniki Sowietskich Karpat. *Mat. Sowieszcz. po Izucz. Czetwierticz. Perioda*, t. 2, 1961.
- [8] Czeppe Z., Zjawiska sofozcyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu, *Biul. PIG*, nr 150, z badań czwartorzędu t. 9, Warszawa 1960.
- [9] Czudek T., Demek J., Vyznam pleistocenni kryoplanace na vyvoj povrchovych tvaru Česke Vysociny. *Anthropos* c. 14, Brno 1961.
- [10] Davis W. M., Rühl A., *Die erklärende Beschreibung der Landformen*, Leipzig—Berlin 1913.
- [11] Davis W. M., Rock floors in arid and in humid climates. *Jour. Geol.* vol. 38, 1930.
- [12] Dylik J., Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych. *Biul. Perygl.* 5, Łódź 1957.
- [13] Dziewański J., Starkel L., Geneza i wiek terasy wysokiej w dolinie Sanu. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, t. 30, Kraków, 1961, z. 2—3.
- [14] Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. *Prace Geogr. IG PAN*, nr 36, Warszawa 1962.
- [15] Dziewański J., Starkel L., Relationship between fluvial and solifluction accumulation as a criterion for dating of Quaternary terraces in the Carpathians, *Abstr. of papers VI INQUA Congr.*, Warszawa 1963.
- [16] Figuła K., Erozyja w terenach górskich, *Wiadomości IMUZ*, t. I, Warszawa 1960, z. 4.
- [17] Girbacea V., Terasele Bistriței ardelenne și ale Sicului. *Bulet. Univ. V. Babeș și Bolyai Cluj*, t. I, 1957, z. 1—2.
- [18] Gofshateyn I. D., *Neotektonika i morfogenez Vierkhного Pridnistrowia*. Kiiw 1962.
- [19] Grumazescu H., Contributii la cunoasterea teraselor fluviale din zona subcarpatica dintre Cilnau și Susita. *Problème de Géografie*, vol. 8, Bucuresti 1961.
- [20] Henkiel A., Terasy doliny górnego Strwiąża. *Ann. UMCS*, Lublin (in press).
- [21] Jahn A., The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits, *Przegl. Geogr.* vol. 28. Suppl. Warszawa 1956.
- [22] Jäckli H., Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser.* 36, Bern 1957.
- [23] Kadar L., Das Problem der Flussmäander. *Abhandl. Geogr. Inst. in Debrecen*, nr 21, 1955.
- [24] King L. C., Canons of Landscape Evolution. *Biul. Geol. Soc. Am.* t. 64, 1953.
- [25] Klatka T., Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Łodz.*, 12, Łódź 1962.
- [26] Klimaszewski M., Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem. *Przegl. Geogr.* t. 16, Warszawa 1936.
- [27] Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocl. T. N.*, Ser. B, Wrocław 1948.
- [28] Klimaszewski M., Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich. *Tatr. Park Narod.*, Wyd. Zakł. Ochr. Przyr. PAN 1962.
- [29] Louis H., Rumpflächennproblem, Erosionscyklus und Klimageomorphologie. *Peterm. Geogr. Mitt.*, Ergänzungsheft nr 262, Machatschek-Festschr. Gotha 1957.
- [30] Mazur E., *Žilinska Kotlina a prilahle pohoria (geomorfologia a kwarter)*. Bratislava 1963.

- [31] Mician L., Niekoľko poznamok k prelomu Hornadu v Stratenskej hornatine a morfológii jeho okolia. *Geogr. Časopis*, t. 14, 1962, z. 1.
- [32] Mortensen H., Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen in mitteleuropäischen Klimabereich. *Zeitschr. Geomorph.*, Suppl. 1, 1960.
- [33] Rapp A., Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, vol. 42, 1960, nr 2—3.
- [34] Rapp A., Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstituttets Skrifter*, nr 119, Oslo 1960.
- [35] Schramm W., Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie — Wielkie zsuwisko w lecie wsi Duszatyn ziemi Sanockiej. *Kosmos* t. 50, Lwów 1925.
- [36] Sobolewska M., Ś r o d o Ń A., Late- pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians). *Folia Quaternaria* 7, Kraków 1961.
- [37] Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 22. Warszawa 1960.
- [38] Starkel L., Stand der Forschungen über morphogenetische Prozesse in den Karpathen während des Quartärs. *Nachr. Akad. Wissensch.* Göttingen 1963.
- [39] Starkel L., The differences in the slope formation of Eastern Flysch Carpathians during the Upper Pliocene and the Quaternary. *Zeitschr. für Geomorphol.* Supplementband 5, 1964.
- [40] Starkel L., Chronology of denudation processes in the last glacial period in the Flysch Carpathians. *Geogr. Polon.* 2, 1964.
- [41] Starkel L., Evolution of the upper San Basin during the Neogene. *Geomorphological Problems of Carpathians*, t. I, Bratislava 1965.
- [42] Suchodrowski W. L., Skłonowyje processy w periglacialnoj zonie Ziemi Franca-Josipa, *Izwiestia A. N. SSSR, S. Geogr.* 1962, z. 6.
- [43] Świdziński H., Problemy geologiczne Ziemi Sanockiej. *Przegl. Geol.* 9, nr 6, 1961.
- [44] Troll C., Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvieglazialen und periglazialen Bereich. *Geomorphol. Studien, Machatschek-Festschrift* Gotha 1957.
- [45] Winkler von., Hermaden A., Ergebnisse und Probleme der Quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum ausserhalb der Vereisungsgebiete, *Öster. Akad. der Wiss. Mat.-Naturw. kl. 110 B., 1 Abhandl.* Wien 1955.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ПОЛЬСКИХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ (БАСЕЙН ВЕРХОВЬЕВ САНА) В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

ВВЕДЕНИЕ

Бассейн верхнего течения Сана, расположенный на склонах восточных Карпат, в течение четвертичного периода подвергался восходящим движениям. По мнению Климашевского [27] и украинских исследователей [2, 7, 18] движения эти могли быть неравномерны и происходили главным образом в межледниковьях. Во время ледникового бассейна Сана находился в зоне холодного перигляциального климата; колебания климата оказали значительное влияние на ход аккумуляции в долинах рек [27, 15].

Во время краковского ледникового ледник покрыл в бассейне Сана краевую часть Погужа (предгорья). Залегание ледниковых отложений на 40—50 метровой террасе дало Климашевскому возможность увязать эту террасу с краковским ледниковьем.

Работниками Краковского Отдела Геоморфологии и Гидрографии Института Географии ПАН в 1954—1959 годах проведено подробное картирование части бассейна верхнего течения Сана¹. Опубликована геоморфологическая карта и на основании съемки разра-

¹ Северное окаймление Бещад и часть Карпатского Погужа (предгорья) в районе Леска. Сравнить статью Л. Старкеля в I томе *Geomorphological. Problems of Carpathians* [41].

ботан вопрос развития суффузионных форм (Чеппе [8]) и эволюции рельефа в голоцене (Старкель [37]). В 1962 году Дзеваньски и Старкель на основании подробного изучения четвертичных речных и склоновых покровов разработали проблему четвертичной эволюции долины Сана между Солиной и Звезжином. Эти работы были дополнены проведенными автором исследованиями избранных форм и анализом важнейших разрезов четвертичных отложений, а результаты опубликованы в отдельной работе.

В последние годы на смежных территориях Хенкелем [20] проведено исследование террасовых покровов последнего ледникового. Упомянутый автор установил двухчленность этих покровов. Цегла [6] доказал, что предполагаемый Карпатский лёсс в действительности является в этом районе склоновым отложением, продуктом выветривания Карпатского флиша.

Основой работы является картирование всех форм и анализ покрова. В отличие от неогенового рельефа, который я восстанавливал на основании сохранившихся фрагментов, я проводил анализ конкретных сохранившихся форм и восстанавливал погребенные формы. Анализ форм, покровов (м. пр. механического состава и химических свойств) и их взаимоотношений дал возможность сделать выводы относительно последовательности развития долинных форм и склонов в четвертичном периоде. Основным критерием датировки эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней была связь речных отложений со склоновыми (солифлюкция) в виде их переслаивания и перекиривания [13, 14, 15]. В случае отсутствия ископаемых флоры и фауны автор старался применять метод датировки форм „от дна долины вверх по склону”, начиная от современных. Лучше других сохранились наиболее молодые формы и их датировка является самой надежной. Собранные материалы дают возможность определить размеры и направление преобразования плиоценового рельефа в четвертичном периоде.

Устанавливая нижнюю границу четвертичного периода автор связал с концом плиоцена 100-метровый уровень бассейна верховьев Сана, образовавшийся в теплом полусухом климате [39, 41] и соответствующий поверхностям выравнивания в других частях Карпат (rogięzna ułowej в Словацких Карпатах [30, 31], уровень Лойовой в Украинских Карпатах [7, 18] и педномонтовые поверхности выравнивания в Румынских Карпатах [1, 7]).

Сан и его притоки, разрезающие 100-метровый уровень, образовались в четвертичном периоде. Врезание долин только на 30—40 м, которое согласно Климашевскому [27] автор принимает вместе с Дзеваньским [13], соответствует углублению рек после краковского ледникового.

ФОРМУЛИРОВАНИЕ ДОЛИН БАСЕЙНА САНА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

В долинах Сана и его крупных притоков существует 5 террасовых уровней.

Терраса в 70—80 м найдена в немногих местах в виде выравненных участков цоколя коренных пород, покрытого тонким слоем лишенной слабоустойчивого материала, гальки с железистыми оболочками. На основании расположения по отношению к верхнеплиоценовому уровню и более низкой террасе времени краковского ледникового, 70—80-метровый уровень можно связывать с похолоданием в нижнем плейстоцене (Гюнц).

Терраса в 30—60 м, называемая „высокой”, занимает самые широкие выравненные участки. В эту террасу врезаны меандры долины Сана и его притоков (рис. 1, рис. 2). Под аллювием находится цоколь, высотой в 30—50 м, который во многих местах является поверхностью скольжения, свидетельствующей о меандрировании реки перед фазой аккумуляции [13]. Наиболее низкие цоколи вдоль древней оси долины высотой в 30—35 м отмечают уровень русла перед аккумуляцией. На цоколе залегает серия речной гальки, переслаивающейся с солифлюкционными отложениями [13, 14]. Это свидетельствует о том, что аккумуляция происходила в холодный ледниковый период. Мощность гальки и высота ее кровли над уровнем русла реки меняется в связи с последующей деградацией.

В нескольких пунктах удалось установить кровлю речных аккумулятов (на высоте около 54 м н. у. реки). Здесь склоновые покровы перекрывают аллювий — при одновременном передвижении и углублении русла реки (рис. 2, фот. 4). Эрозия и образование поверхностей скольжения начались перед окончанием интенсивного поступления материала со склонов. Во многих долинах ясно выраженные эрозионные уступы высотой в 27—35 м, врезанные до уровня цоколя коренных пород, свидетельствуют об ослаблении глубинной эрозии перед разрезанием цоколя. Террасу перекрывают молодые солифлюкционные и пролювиальные покровы, отделенные от террасовых отложений горизонтом химического выветривания (интергляциального). Декальцизация покровных отложений и их залегание на узких меандровых полуостровах указывают на их возникновение перед последним холодным периодом [13]. Потому возраст высокой террасы следует понизить до времени краковского ледниковья, что подтверждает результаты исследований Климашевского, который нашел на этой террасе возле Пшемьсля ледниковые отложения [26]. Автор склонен считать эрозионные поверхности высотой в 27—35 м связанными со стоянием края ледника у уступа Погужа (предгорья), и стоком вод в бассейн Днестра [27, 18].

Средняя терраса высотой в 12—25 м тянется узкими полосами в меандровых долинах, разрезающих высокую террасу. Неровный цоколь (10—18 м) часто обладает характером поверхности скольжения. В аллювиальной серии мощностью в 6—8 м степень окатанности уменьшается в кровле по мере роста примеси склонового материала, который затем покрывает аллювиальную равнину (рис. 5). Двухчленность аллювия в разрезе в Хочве и наличие торфа (рис. 6) начала периода потепления интерстадиального типа указывает на двухчленность холодного периода. Декальцизация в кровле галечных и солифлюкционных покровов (галечники в подошве цементированы CaCO_3) и перекрытие молодыми склоновыми покровами, сходящими до уровня низких террас, свидетельствует о том, что средняя терраса соответствует предпоследнему холодному периоду [15].

Цоколь низкой террасы в 6—12 м (уровень которой поднят благодаря конусам выноса до 20 м) находится в долине Сана на высоте 0—2 м (Райске-Санок), а вверх по течению (особенно левых притоков) его высота возрастает до 3—9 м. Это свидетельствует о врезании Сана до уровня современного ложа перед фазой аккумуляции. Серия этой террасы (в подошве сложенная галькой — с преобладанием склоновых отложений в кровле) отлагалась во время последнего холодного периода. Наличие двух галечных толщ указывает на двухчленность последнего ледниковья, что доказывается многими разрезами в Карпатах [36, 40]. В излучинах равнина террасы понижается (поверхности скольжения).

Самая низкая терраса 1—4 м часть двухчленная тянется вдоль русла (рис. 7). В долине Сана это обыкновенно вложенные террасы, сложенные в подошве из галечников, в кровле из аллювиальных супесей.

Отсутствие связи с солифлюкционными отложениями, наличие голоценовых флор происходящая в настоящее время надстройка террасы указывают, что терраса является голоценовым образованием. В долинах притоков террасы, вырезанные в низкой террасе, являются эрозионными равнинами с тонким слоем аллювия.

Анализ формы террасовых покровов позволил установить циклическую последовательность морфогенетических фаз в четвертичном периоде (Дзеваньски-Старкель [14], рис. 8).

В периоды похолоданий ледниковий — материал со склонов поставлялся обильно и реки аккумуляровали. В теплые периоды межледниковий при большой транспортной способности рек и малом привносе со склонов преобладала глубинная эрозия.

В переходные периоды, когда транспортная способность реки была велика [21], и привнос материала значителен — развивался процесс расширения долин и реки проявляли постоянную тенденцию к меандрированию [23, 44]. На территории, обладающей тенденцией к положительным тектоническим движениям, этот ритм изменения процессов привел к постепенному углублению долины прерываемому аккумуляцией в холодные периоды, в конце которых зарождались новые меандры. Эти изменения подтверждаются степенью

окатанности гальки (высокой в подошве толщи террасовых осадков) и строением террас. Каждый уровень плейстоценовых террас (высокой, средней, низкой) в верховьях Сана состоит из следующих элементов (снизу):

1) эрозионной равнины (сложенной коренными породами) часто представляющей собой поверхность скольжения

2) маломощной толщи хорошо окатанной гальки

3) мощной толщи гальки и песков (часто двухчленной) плохо окатанных, переслаивающихся со склоновыми отложениями

4) вблизи склона — из толщи солифлюкционных отложений, выше — из пролювиальных; на оси долины — из поверхностей скольжения или эрозионных ступеней, вырезанных в аллювии,

5) уступа террасы (межледниковая глубинная эрозия).

Долины крупных левобережных притоков Сана (Ославы, Солинки, Хочевки) являются висьячами над долиной Сана — их уклон на приустьевом участке в несколько раз больше чем уклон Сана. Это не является результатом устойчивости пород основания. Подобное явление наблюдается на цоколях низких террас. Менее крупные левобережные долины (длиной 5—10 м), которые врезаются в простирающиеся в поперечном направлении толщи пород различной устойчивости, определенно являются висьячами долинами (рис. 9). Падающие вертикально слои устойчивых пород препятствовали развитию пятящейся эрозии. Между Солинкой и Хочевкой в долинах найдены два более высокие регрессионные дна долины — более низкое из них связывается с эрозионным цоколем средней террасы, более высокое — с цоколем высокой террасы. Многие небольшие долины в свою очередь являются висьячами над притоками Сана.

Правобережные долины, использующие продольные понижения, образовавшиеся между хребтами в менее устойчивых породах, имеют выпуклый продольный профиль. Это свидетельствует о том, что эрозия в них не поспевает за понижением базы, или они являются висьячами долинами. В низовьях уклон рек большой, а на участках расположенных выше уклон меньше (плиоценовый рельеф расчленен там до глубины от 20 до 50 м).

Висячие долины притоков являются результатом запаздывания их врезания за углублением дна Сана, что в свою очередь вызвано малым количеством текущих вод (слабо водоносные сланцево-песчаниковые серии и впитывающие большое количество воды покровы выветрелого материала), а также перерывами процесса глубинной эрозии в результате аккумуляции в ледниковых. Висячие долины выражены лучше всего там, где они направлены перпендикулярно к простираению круто падающих слоев. Более устойчивые пласты, медленно пропиливаемые рекой, „закрепляют” на долгое время период существования висьячих долин (рис. 10, 11).

В верховьях притоков (напр. в зоне европейского водораздела) отсутствие омолаживания или их слабое омолаживание создало возможность сохранения древнего рельефа сравнительно слабо преобразованного (см. 28). В долинах окрестностей д. Средняя Весь (рис. 9) участки висьячих на уровне более высоких террас долин развиваются независимо. Идет созревание склонов.

В районе глинистых сланцев и рыхлых песчаников образуется волнистый зрелый рельеф, напоминающий пьедмонтные поверхности выравнивания.

Факту существования висьячих долин притоков казалось бы противоречат черты омолаживания рельефа на всем протяжении долин. Всюду наблюдается врезание голоценового русла реки в равнину террасы времени последнего ледниковья. Эта терраса содержит эрозионные и аккумулятивные элементы, а уклон современного русла меняется. Причиной этого противоречия является ритм колебаний климата (заполнение склоновыми отложениями долин в ледниковых и врезание в межледниковых), сопутствующий общей тенденции омолаживания долин, идущего от главной реки. Этот ритм климатических колебаний уменьшает резкость выраженности висьячих долин и выравнивает уклоны.

Углубление долин в течение четвертичного периода до 100 м указывает на существование положительных движений. До настоящего времени в межледниковых принимались

неравномерные движения — медленно затухающие в четвертичном периоде [7, 18]. Алферьев [2] и Гофштейн [18] перенесли эту концепцию на весь северный склон Западных и Восточных Карпат, неправильно увязывая террасы на основании их относительной высоты, и то террасы разного генезиса (эрозионные и аккумулятивные).

Концепция эта основывалась на упрощенных рассуждениях: на основании разницы высоты цоколей двух, расположенных одна над другой террас, высчитывалась амплитуда движений, продолжающихся в период между образованием этих двух террас. Исследования, проведенные вместе с Дзеванским [14] (и параллельно проведенные исследования Гирбацеи [17] в Румынии), показали, что во время ледниковий — периодов увеличенного привноса со склонов — не было условий благоприятствующих углублению долин. Они однако существовали в межледниковьях. Поэтому восходящие движения следует считать постоянными. Их результат в виде углубления рек суммировался во время межледниковий.

Углубление долины Сана в последнем межледниковье до уровня современного русла указывает, что движения эти прекратились перед последним ледниковьем [27, 14]. Однако всякие долины притоков дают возможность предполагать, что если речная эрозия запаздывает по отношению к движениям, то восходящие движения могли прекратиться уже раньше. Существует также странная согласованность продолжительности межледниковий и глубины врезания. Долина Сана в ээмском межледниковье врезалась до глубины около 10 м, а в приблизительно в два раза дольше продолжавшемся мазовецком межледниковье — до ок. 20 м — следовательно величина врезания зависит от продолжительности эрозии.

Разрезание 100 метрового уровня до глубины 70 м перед краковским ледниковьем показывает, что главная фаза движений относится к древнему плейстоцену (волошская фаза на всей территории Карпат [19]). Возникает вопрос — продолжатся ли движения до настоящего времени?

Глубокое врезание русел в коренные породы и наличие эрозионных цоколей низких террас верховьев Солинки, Хочевки и Сана указывают, что в зоне оси Карпатской дуги, в границах Бещад (на юг от хребта Корбань-Отрыт) до сих пор продолжают восходящие движения, начавшиеся в раннем плейстоцене. На севере в районе Леска движения затухли или же заменены слабым погружением. Эта территория расположена на линии Ясельско-Санокских понижений, в границах которых аградация рек в верхнем плейстоцене (котловина Беска) говорит в пользу существования отрицательных движений (см. Свидзиньски [13]).

Эволюция склонов в четвертичном периоде

Изданные до настоящего времени работы на тему эволюции склонов бассейна верховьев Сана касаются избранных оползневых форм (Шрамм [35]) и анализа современных процессов суффозии (Чеппе [8], Старкель [37]). В последнее время автор вместе с Дзеванским [14] установили, что в четвертичном периоде склоны долины Сана, независимо от тектоники и устойчивости пород, а также положения базы, стремятся приобрести выпукло-вогнутый профиль. Разнообразие склонов в бассейне верхнего Сана очень велико — рядом один возле другого расположены склоны разной формы, наклона, длины, разной стадии развития, выказывающие неодинаковую связь с литологией и тектоникой основания и положением базы. Эволюция рельефа в четвертичном периоде состояла в перестройке в новых климатических условиях древнего унаследованного рельефа при одновременном углублении долины (понижения базы). В течение четвертичного периода перестраивались древние плиоценовые склоны и развивались новые склоны — четвертичных долин.

Древние склоны параллельных хребтов, генезис которых обусловлен устойчивостью слагающих их пород, сверженными педиментами у их подножия, подверглись в четвертичном периоде омолаживанию в результате врезания долин или подмыванию

склонов. Более длинные склоны (1—2 км длины) и расположенные ближе базы (главных рек) подверглись разрезанию. Глубже всего были разрезаны их подножия, сложенные менее устойчивыми породами. Вблизи долины Сана были расчленены даже крупные склоны параллельных хребтов. Заполнение водосборных воронок врезом, расчленяющих педименты, выравнивают резко выраженную бровку древнего склона и приближает профиль склона параллельных хребтов к выпукло-вогнутому. В зоне европейского водораздела (Сан-Днестр) сохранились древние склоны, разрезанные только до глубины 10—20 м.

Более короткие склоны (менее 1 км длины) обыкновенно слабо разрезаны и перестроены денудационными процессами. Часто существование висячих склонов над локальными денудационными базами приводит к образованию нижнего вогнутого участка (с погребенными под склоновыми покровами террасами) и понижению, снивелированию участка с выпуклым профилем [14]. В зависимости от падения пород профиль склона может быть вогнутым, выпукло-вогнутым или типа денудационных порогов. В случае неоднородного строения сильнее понижены нижние части, построенные из сланцев и рыхлых песчаников, а устойчивые пласты в верхней части склонов отрепарированы (см. рис. 12).

Склоны четвертичных долин, разрезающих верхнеплиоценовый уровень, сходят к углубляемому руслу или висят над уровнем низкой террасы и высоких террас или над подмытыми участками. Разнообразие форм здесь очень велико — склоны подвержены влиянию постоянных изменений базы и стадия их развития неодинакова, так как их формирование начиналось в разных этапах четвертичного периода. Склоны, связанные долгое время с локальной, относительно стабильной базой (равнина более высокой террасы, верхняя бровка подмытого склона), приобрели выпукло-вогнутый профиль. Когда существовали условия для сноса материала, у подножия склонов образовались поверхности сложенные коренными породами похожие на *glacis*. Роль структуры невелика — четвертичные склоны относительно короткие вырезаны обыкновенно в однородном материале. Однако устойчивость пород имеет решающее значение для скорости созревания склонов — потому в глинистых сланцах и рыхлых песчаниках образовались пологие выпукло-вогнутые склоны, а в устойчивых песчаниках профиль склонов до настоящего времени выпуклый.

Склоновые процессы, происходящие в четвертичном периоде зафиксированы в склоновых покровах. Эти покровы выказывают ясно выраженное непостоянство от хребта вниз по склону (на выпукло-вогнутых склонах): покровы выветрелого материала элювиально-гравитационные (напр. уровни с гравитационным изгибом слоев) солифлюкционные, пролювиальные и солифлюкционно-пролювиальные, а у подмываемых склонов — шлейфа осыпей. Их разнообразие велико и зависит от формы склона и строения основания. Напр. на рыхлых песчаниках преобладают пролювиальные покровы, а на глинистых сланцах — солифлюкционные [14]. Во многих разрезах ясно выражено чередование покровов — оно дает возможность следить за ходом фаз формирования склонов в очередных теплых и холодных периодах четвертичного времени. Соотношения покровов и речных отложений дали возможность лучшей датировки первых.

С холодными периодами связаны солифлюкционные и пролювиальные покровы отложившиеся в нижних частях склонов — они свидетельствуют об интенсивной деградации склона в результате солифлюкции и смыва. Двухчленность солифлюкционных покровов наблюдаемая в отложениях средне-польского (Хочев — рис. 3) и балтийского оледенений (Солина — Забродзе и другие районы Карпат) позволила установить двухчленность (две главных стадии) в каждом из холодных периодов. Склоновые серии каждого холодного периода начинаются от пролювиальных отложений (смыв межледниковых почв), на которые ложатся солифлюкционные отложения со щебнем, свидетельствующие о непосредственной деградации коренной породы. Залегание пролювиальных покровов в кровле холодных серий свидетельствует о существовании второй фазы смыва в конце холодного периода [1]. Разрез в Забродзе [40] показывает, что в зависимости от физи-

ческих свойств основания, последовательность процессов была разная — одновременно развивались разные процессы, даже на одной и той же части склона.

Установлено, что химическое выветривание происходило во время теплых периодов. Об этом свидетельствует глубокая декальцизация в кровле солифлюкционных и пролювиальных покровных отложений (особенно времени более древних оледенений) и скопление CaCO_3 в подошве (галечные конгломераты [13, 14, 41]). В голоцене установлен слабый смыв, локальные гравитационные движения масс, а в пылеватопесчаных покровах — процесс суффозии, ведущий к расчленению склонов [8, 37].

В четвертичном периоде автором установлена ритмичная последовательность склоновых процессов. Следует один за другим [38]:

а) холодные периоды механического выветривания, круговорота воды в приповерхностном слое и усиленной, общей, хоть и поверхностной денудации (солифлюкция, смыв

в) межледниковые периоды глубокой инфильтрации, химического выветривания и сконцентрированных разрушительных процессов, связанных с понижением денудационной базы.

Все исследованные типы склонов, развивающиеся в четвертичном периоде стремятся приобрести выпукло-вогнутый профиль [39]. Элементы выпукло-вогнутого склона встречаются как на разрезаемых склонах, так и на подмываемых склонах. Четвертичные склоны, особенно на слабоустойчивых породах, на верхнем понижающемся участке приобрели выпуклый профиль — на нижнем, более длинном участке, часто с плащом покровных отложений — вогнутый. Когда снос материала значителен, тогда при благоприятствующем строении развиваются вогнутые поверхности деградации — над ними резко высятся останцевые холмы (преобладает отступление склона — см. 12). Наблюдается постоянное взаимодействие двух тенденций: понижения (выполаживания) и отступления [9] — выпукло-вогнутый профиль является профилем равновесия.

Верхний выпуклый участок, подвергавшийся химическому выветриванию в межледниковьях и механическому — в ледниковьях, формировался главным образом в переходные периоды под влиянием солифлюкции и смыва [32, 39]. Он представляет собой обыкновенно перестроенный под влиянием денудации уступ между плиоценовым уровнем и склоном четвертичной долины. В зависимости от устойчивости пород участок этот понизился в течение четвертичного периода от нескольких до 50 метров.

На нижнем участке профиля происходят преимущественно процессы транспорта и деградации или аккумуляции. Здесь не может быть речи об одном ведущем процессе [3, 4] — состав покровов говорит о влиянии как смыва так и солифлюкции. В начале следующего холодного периода часть накопившегося материала уносится со склона (пониженная база). Вогнутый профиль представляет собой не только кривую равновесия для вод стекающих по склону, но одновременно поверхность гравитационного равновесия как для масс, из которых построен склон, так и для масс отлагающихся по склону. Изменение типа транспорта вниз по склону при отсутствии сноса материала вызывает аградацию идущую снизу (Бирот [4]). Это явление выясняет, почему мощные солифлюкционные покровы лежат на склоне даже при уклоне $15-18^\circ$.

Выпукло-вогнутый профиль следует считать характерным профилем четвертичных склонов, развивающихся в условиях чередующихся умеренного и холодного климата и вместе с тем результатом взаимодействия двух тенденций: понижения и отступления, на что указывает в своих последних работах Давис [11].

Поступление материала сверху, часто уже на среднем участке, превышает возможность сноса — потому на территориях сложенных флишем, типичным для четвертичного периода процессом является идущая снизу аградация и неполаживание имеющее перевес над отступанием. Однако в бассейне Сана часто и на нижнем участке склона вынос материала бывает большим, чем его поступление — углубление долин благоприятствует отступанию склонов. Потому некоторые склоны сложенные менее устойчивыми породами, несмотря на значительное понижение, обладают выработанным профилем типа Кинга [24]. На более устойчивых слоях преобладают склоны с выпуклым профилем.

Влияние и скорость денудации и эрозии в четвертичном периоде

Оценка темпа развития процессов в четвертичном периоде имеет значение не только для изучения быстроты эволюции склонов и углубления долин, но и для определения направления и размеров перестройки дочетвертичного рельефа, который мы знаем гораздо хуже.

Выветривание в четвертичном периоде происходило с разной скоростью. Химическое выветривание в мазовецком межледниковье шло до глубины 4—5 м [13, 14], а в последледниковое время от 0,5 до 2 и 4 м (в различных породах).

Морозное растрескивание шло глубже — трещины и идущие вдоль них окисление пород доходят в крупнопластовых песчаниках до глубины 20 м.

Интенсивность смыва и солифлюкции была неодинакова. На основании мощности склоновых отложений, залегающих на древних террасах, высчитано, что понижение склонов с уклоном в 15—30° доходило в одном ледниковье до 10 м [14]. Это значит, что в течение года понижение составляло ок. 0,2 мм. Эта величина согласуется с суммой покровов выветрелых материалов образовавшихся в разных периодах [14]. С величиной 0,5—10 мм в год, полученной Бюделем [5], трудно согласиться даже по отношению слабоустойчивому флишу. На основании высоты останцевых холмов в зоне глинистых сланцев и рыхлых песчаников можно высчитать, что понижение верхнеплиоценового уровня доходит там до 40—60 м [41]. На вышоложенных участках величина понижения могла дойти до 10—15 м (судя по высоте скалистых останцев, обусловленных твердостью слагающих пород), на устойчивых же песчаниках произошло незначительное понижение т. к. сохранились покровы плиоценовой гальки. И так для всей территории величину понижения склонов и возвышенностей можно оценить в 10—50 м (см. Клятка [25], Мициан [31], Винклер-Хермаден [45]).

Если принять величину в 20 м за среднее понижение в течение четвертичного времени и величину в 0,2 мм в год [14] за достоверные для холодных периодов, то можно прийти к заключению, что для понижения в среднем на 20 м достаточно было 100—200 тысяч лет — т.е. что интенсивное понижение произошло в течение трех главных ледниковий.

Поверхность наблюдения современных процессов и размеры передвижения берегов подмываемых в меандрах рек указывают, что берега отстают от времени краковского оледенения в среднем на 1 мм в год. Эта величина во много раз больше полученной для Шпитсбергена (0,02—0,2 мм в год — 34), северной Швеции (0,04—0,15 мм в год — [33]) и Земли Франца Иосифа (0,05—0,07 — [42]). Там однако изучаемые склоны сложены устойчивыми породами.

Скорость глубинной эрозии в породе, судя по глубине межледниковых или голоценовых врезов, можно оценивать в 0,2—0,5 мм в год. Речной транспорт достигает в настоящее время 150 куб. м в год на 1 кв. км — в естественных условиях он был меньше — порядка 75 куб. м в год [16, 38]. Если принять эту величину для всего четвертичного периода, то в течение 1 миллиона лет снос достиг бы 75.000.000 куб. м в год, что равнялось бы понижению территории на 65 м. Эти числа преувеличены. Из анализа деградации склонов и кубатуры четвертичных долин следует, что в среднем вся исследуемая территория понизилась не больше, чем на 50 м. Причиной разницы является то, что в оценке не приняты во внимание холодные периоды, во время которых снос материала уменьшался и происходила аккумуляция в долинах (напр. в долине Сана на 1 км течения реки отлагалось в одном ледниковье от 1,5 до 8,5 миллиона куб. м аллювия [14]). Итак, среднее годовое понижение исследуемой территории в четвертичном периоде оценивается величиной порядка 0,05 мм — гораздо более низкой чем величины принимаемые для Альп [22, 45].

Грубина врезания перед краковским оледенением (60—70 м) и уменьшающаяся после краковского ледниковья эрозия показывают, что главная фаза глубинной эрозии относилась к древнему плейстоцену, а начиная с краковского ледниковья в транспортном ба-

лансе реки возрастала роль материала, поставляемого со склонов. Затухание движений и холодный климат ледниковый были причиной уменьшения интенсивности глубинной эрозии и идущего сверху понижения склонов, а тем самым медленного созревания рельефа.

Институт Географии ПАН
Отдел Геоморфологии и Гидрографии
Гор и Низин Краков

ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

1. Фрагменты карт четвертичных террас
A — Долина Солинки между Буковцем и Полянчиком. *B* — Долина Сана в районе Леска. 1 — равнина террасы краковского ледниковья, 2 — тоже — деградированная или срезанная эрозией, 3 — тоже — погребенная (под склоновыми покровами), 4 — дно долины в краковском ледниковье, 5 — равнина террасы времени средне-польского ледниковья, 6 — тоже — деградированная и срезанная эрозией, 7 — тоже — погребенная (под склоновыми покровами), 8 — позднечетвертичное дно долины (последнее ледниковье — голоцен).
2. Долина Ославы возле Тарнавы. Ясно выраженный уровень высокой террасы 40—50 м. Русло врезано в коренную породу
3. Разрез высокой террасы в Забродзе, показывающей конец аккумуляции и начало разрезания террасовой равнины.
1 — речная галька, 2 — речные пески с мелкой галькой, 3 — солифлюкционная глина с обломочным материалом, 4 — пролювиальные пески, 5 — солифлюкционно-пролювиальные глины и пески. a_1 — аллювий русловой фации; a_2 — аллювий паводковой фации; b_1 — солифлюкционные глины переслаивающиеся с галькой; b_2 и b_3 — пролювий и солифлюкционные осадки отложенные непосредственно на речной серии; c — склоновые отложения сильно выветрелые, в кровле перетолженные в молодых ледниковьях.
4. Переслаивание речных и склоновых отложений в кровле высокой террасы в Забродзе на Сане
5. Солифлюкционные и пролювиальные покровы мощностью в 20 м, перекрывающие у подножья склона погребенную среднюю террасу в Забродзе
6. Условия залегания серии средне-польского ледниковья в Хочве
SP — покров времени средне-польского ледниковья, *B* — покров времени балтийсколедниковья, *II* — голоценовый покров. 1 — цоколь коренных пород, 2 — речная галька, 3 — супеси, 4 — суглинки, 5 — солифлюкционные покровы с обломочным материалом, слабо выветрелые, 6 — солифлюкционные покровы с обломочным материалом сильно выветрелые, 7 — торф, 8 — слой гумуса.
7. Русло Сана возле Мычковиц врезанное в коренную породу. Размыв высокой террасы подвергся преобразованию в зависимости от устойчивости пород
8. Схема фаз четвертичной эрозии и аккумуляции в крупных долинах бассейна верховьев Сана
1 — аллювий времени ледниковый (краковского, средне-польского и балтийского), 2 — склоновые отложения перемещающиеся с аллювием, 3 — эрозийные равнины (вырезанные в коренных породах, в аллювии и погребенные — межаллювиальные времени интерстадиалов), 4 — перекрывание террас более молодыми склоновыми покровами, 5 — направления передвижения русел — образование поверхностей скольжения в переходных периодах.
9. Продольные профили левобережных притоков Сана
a — нижнее течение Бережницы, *b* — нижнее течение Волчьего потока, *c* — поток возле Средня Весь
10. Пороги в русле Хочевки в прорыве возле Мхавы
11. Русло Хочевки покрытое галечником выше прорыва возле Мхавы
12. Роль устойчивости в процессе понижения поверхностей выравнивания. Между грядами останцев обусловленных устойчивостью пород этпрепарированные в сланцах выемки разрезаны мелкими голоценовыми долинами

PROBLÈMES QUATERNAIRES DE LA RECHERCHE GÉOMORPHOLOGIQUE DES MONTAGNES CENTRALES INTRACARPATHIQUES

M. PÉCSI

1. L'EFFET DES MOUVEMENTS STRUKTURAUx DU QUATERNAIRE SUR LE DÉVELOPPEMENT DES FORMES MAJEURES DE LA SURFACE

Les sédiments de la mer intérieure pannonienne qui a pour la dernière fois envahi les bassins carpathiques se trouvent actuellement, en moyenne, à 300 m d'altitude absolue aux bords des montagnes du Bassin pannonien (par endroit à 400 m: montagnes de Buda et Bakony), tandis qu'à 600 m à l'W, dans le Bassin de Graz et à l'E, dans le Bassin de Transylvanie. En ce qui concerne la position actuelle des sédiments pannoniens, même sans considérer la dénudation considérable qu'ils devaient subir depuis l'exondation, il est sûr qu'il faut tenir compte de plusieurs centaines de mètres d'élévation générale, post-pannonienne, dans le Bassin carpathique. Cependant, dans le bassin partiel pannonien (Petite Plaine, grande Plaine, Collines de Transdanubie), on peut observer des différences beaucoup plus considérables quant à la position des sédiments du Pannonien supérieur. Tandis qu'aux collines de Transdanubie les sédiments pannoniens — probablement dénudés — se trouvent à l'altitude absolue de +200 à 300 m, ils se présentent à -200 m dans le Bassin de Győr de la Petite Plaine, et même à -1000 m dans la plus grande dépression post-pannonienne, centrale de la Grande Plaine (Sümeghy [35], Pécsi [24], Urbancsek [41]). Dans les bassins en question la valeur extrême des différences concernant la position des sédiments pannoniens dépasse 1000 m. Cette différenciation bien considérable s'est accomplie, pour la plupart, au cours du Quaternaire (Pécsi [24], [25]). Par nos recherches sur la morphologie des terrasses de la vallée du Danube, nous avons prouvé que les montagnes centrales de la Hongrie se sont soulevées de 200 à 300 m en moyenne, par rapport au niveau de base de l'érosion du Danube vers la fin du Pliocène et le début du Pléistocène, ce soulèvement ayant lieu bien après la régression de la mer pannonienne. Cela veut dire que nos montagnes mésozoïques transdanubiennes de 500 m de hauteur moyenne ne devinrent montagnes de moyenne altitude que dans le Quaternaire. C'est qu'auparavant, elles n'émergeaient de la mer qu'en îles de 100 à 250 m de hauteur. Il s'ensuit qu'à présent ce ne sont que les pédiments, les pénélaines anciennes (actuellement piedmonts) dépassant 350 à 400 m que l'on considère comme pannoniennes ou prépannoniennes, aux bords de nos montagnes

centrales. Dans le Bassin pannonien, les pédiments post-pannoniens des bords des montagnes s'étendent jusqu'à 250 ou 350 m, tandis que les terrasses les plus anciennes (celles de la fin du Pliocène) gisent généralement sur les pédiments post-pannoniens, à 200 ou 300 m d'altitude absolue. Ces valeurs sont encore plus élevées dans les bassins de Graz et de Transylvanie. Le soulèvement intense de nos montagnes et l'affaissement périodique, inégal, en échiquier de la grande Plaine se sont renouvelés au début du Pléistocène, après le développement de ces formes-là. En effet, la retraite du lac intérieur pannonien était en rapport avec le soulèvement du Pliocène supérieur, au cours duquel les bassins mêmes allaient se soulevant.

Les mouvements tectoniques du Pléistocène, bien différenciés dans le temps et dans l'espace, et bien considérables en ce qui concerne leurs conséquences morphologiques, ont produit la formation des vallées profondément creusées à plusieurs (5 à 7) terrasses dans nos montagnes centrales, de vastes cônes d'alluvions à terrasses, des bassins d'affaissement de bord dans les avant-pays des montagnes. Au cours du Pléistocène, la vigueur de relief bien augmentée a produit des surfaces de versant qui grandissaient périodiquement, entre les montagnes qui allaient se soulevant et les bassins et les avant-pays qui s'affaissaient relativement. Ceux-là fournissaient toujours de nouvelles surfaces pour la formation des pédiments, des terrasses de cryoplanation, des vallées d'érosion et de corrasion, selon les conditions climatiques périodes diverses.

On peut multiples fois prouver que la formation des vallées dans les montagnes centrales de la Hongrie et aux bords de celles-ci ne commença qu'à la limite pliocène-pléistocène. Jusqu'à la fin du Pliocène supérieur, c'était la formation générale de la surface (*Landformung*) qui était dominante, l'évolution des vallées à terrasses ne commença que par le Quaternaire. A partir du Pannonien supérieur jusqu'au commencement du Pléistocène, le réseau fluvial était de basse chute et de direction d'écoulement incertaine sur les fonds larges des vallées. Il ne s'est profondément creusé qu'au cours du Pléistocène, tandis que le réseau fluvial actuel ne s'est fixé sur les cônes d'alluvions et dans les bassins qu'à la fin du Pléistocène.

La formation des terrasses du Danube et de ses affluents est le produit commun des mouvements de l'écorce et des changements climatiques. Cependant, parmi les deux facteurs, c'est celui des mouvements de l'écorce qui doit être considéré comme plus fort, car, d'après les données de la géologie et de la morphologie des terrasses, c'est l'effet de celui-ci qui s'avère dominant (Pécsi [25]).

La conception antérieure, selon laquelle l'évolution des terrasses du Danube ait été simplement produite par les changements climatiques, est devenue insoutenable, non seulement en ce qui concerne la formation des terrasses du Danube mais aussi sous le rapport du développement des fleuves des bassins carpathiques. C'était la Grande Plaine qui était un des plus importants niveaux de base partiels de l'érosion des bassins carpathiques, au cours des Pliocène et du Pléistocène. Justement à cette époque, la Grande Plaine s'est considérablement affaissée, surtout par rapport aux montagnes environnantes. En ce qui concerne l'intensité de cet affaissement quaternaire de la Grande Plaine, nous en avons acquis des données

abondantes par les forages profonds des dernières deux décades et surtout par les forages de prospection d'eau des années récentes. Dans l'Entre-deux fleuves Danube-Tisza, les forages de 200 à 400 m ont traversé une série pléistocène fluviale (et en partie lacustre). Dans la partie centrale de la Grande Plaine, on a découvert, par les forages profonds, une série post-pannonienne, pliocène supérieure et quaternaire, de quelque 1000 m d'épaisseur. Dans les forages, tout en traversant les couches d'argile sableuse, on trouve souvent des couches caillouteuses, même à 300, 400 ou 500 m. Par conséquent il est évident que la dépression post-pannonienne de la partie centrale de la Grande Plaine, atteignant par endroit 1000 m, en niveau de base partiel le l'érosion n'agit ou ne put agir d'une manière décisive sur la formation des terrasses du Danube et de ses affluents. Dans notre montagne centrale, les dépôts du Danube du début du Pléistocène se sont soulevés de 150 à 200 m au moins pendant le Quaternaire, par rapport aux formations du même âge du bord de la Petite Plaine et de la Plaine de Pest. Le cadre des montagnes carpathiques était-il immobile à cette époque-là? Ce n'est pas probable! Au contraire, il devait se soulever d'une manière beaucoup plus considérable par rapport au bord de la Grande Plaine. Auparavant, des adeptes de la théorie climatique des terrasses ont généralement admis qu'un système triple ou bien — d'après la conception ultérieure supposant quatre époques glaciaires — un système quadruple de terrasses s'ait été développé aux territoires périglaciaires de l'Europe. On en a conclu qu'on ne pouvait pas s'imaginer l'existence de telle dislocation positive, identique aux territoires périglaciaires laquelle ait produit partout un système triple ou quadruple de terrasses (K é z 1934), ce système de terrasses ait donc été le produit des changements climatiques.

En effet, dans la première phase des recherches sur les terrasses, on a *grosso modo* établi que le nombre des terrasses était identique et leur position d'altitude relative était analogue dans les vallées des fleuves des territoires périglaciaires de l'Europe (Bulla [3]). Après avoir soumis ces valeurs à un examen plus approfondie, on a pu démontrer qu'elles n'étaient point identiques. Il ne s'agit seulement des différences quant au nombre et à l'altitude des terrasses fluviales de divers territoires, mais en passant de secteur en secteur dans la vallée de la Danube, le nombre et l'altitude des terrasses deviennent différents. Le nombre des terrasses pléistocènes du Danube est dans certains secteurs inférieur, dans d'autres supérieur à celui des époques glaciaires du Pléistocène, et leurs altitudes sont aussi différentes (Pécsi, 1959). A l'aide d'analyses détaillées, nous nous sommes aperçu que le secteur viennois du Danube était considérablement différent de celui de la Petite Plaine, celui-ci différait du secteur de nos montagnes centrales, ce dernier différait du secteur du Bas-Danube, en ce qui concerne le nombre des terrasses et leurs altitudes relatives.

En fin de compte, nous sommes d'avis, contrairement à la conception des adeptes de la théorie purement climatique des terrasses, que l'évolution des terrasses du Danube et, probablement, des autres fleuves de son système, ne saurait être expliquée — d'une manière toute simple — par la théorie climatique des terrasses. Dans le secteur des montagnes centrales et dans les secteurs de passage

qui y appartiennent, le développement des terrasses du Danube est dû surtout à l'effet des mouvements de l'écorce, notamment à la grande dépression locale, quaternaire de la partie centrale de la Grande Plaine. Je tombe d'accord avec B. Bulla [4], que le climat y a joué un certain rôle, surtout en ce qui concerne la formation des cailloux, mais la vallée danubienne à 7 ou 8 terrasses, profonde de 150 à 200 ou 300 m n'aurait pas pu se développer sans les mouvements de soulèvement de l'écorce, quelque grands qu'aient été les changements climatiques.

L'intensité des mouvements quaternaires de l'écorce dans le Bassin carpathique était bien variable dans le temps et dans l'espace, cependant, sur la base des examens géomorphologiques détaillés, on pouvait distinguer trois phases principales (Pécsi [24]), notamment:

- a) phase préglaciale, du début du Pléistocène,
- b) phase interglaciaire Mindel-Riss, de la fin du Mindel,
- c) la troisième phase de mouvement qui se divise en deux parties: sous-phase de la fin de l'époque interglaciaire Riss-Vürm et du début du Vürm; sous-phase post-glaciaire.

2. L'EFFET DES PROCESSUS DE CRYOPLANATION PLÉISTOCÈNE SUR LE MODELAGE DU RELIEF DANS LA MONTAGNE CENTRALE DE HONGRIE

Aux cours des dernières décades, le problème du modelage du relief par les processus d'érosion fluviale et de déflation du Quaternaire (destruction et accumulation) était assez amplement exposé par les spécialistes hongrois (Bulla, Kéz, Kádár, Láng, Pécsi), dans les cadres de l'évolution de la conception climatomorphologique. Par conséquent, nous faisons ici seulement allusion à leur rôle dans le modelage du relief.

C'était au cours des années récentes que nous avons soumis à une analyse approfondie les processus de cryoplanation qui agissaient pendant les époques glaciaires. Auparavant, on a complètement ignoré le rôle et l'importance des ces processus dans le modelage du relief de notre pays.

En conséquence du levée géomorphologique détaillée, sous le rapport de la conception climatomorphologique moderne, de nos montagnes centrales, il est devenu nécessaire de diriger l'attention sur les processus périglaciaires et sur les formes produites par celles-ci, que nous avons reconnues au cours de nos recherches récentes. Les résultats de ces recherches indiquent que pendant la Pléistocène, ces processus sont d'autant importants quant au modelage du relief que l'érosion fluviale ou la déflation des zones tempérée.

a) Cryofraction

Le fractionnement des roches sous l'action du gel était tellement considérable et général, même dans les montagnes centrales de Hongrie, que, sous les climats glaciaires, il a déterminé l'évolution d'une grande partie des versants. Le long des fissures de certaines roches, la gélifraction pénétrait jusqu'à 5 ou 10 m. Aux affli-



Fig. 1. Éboulis grossier, périglaciaire, dans la Montagne Bükk (Lillafüred)



Fig. 2. Loess de versant, loess de montagne, à éboulis et à boules d'argile de solifluction. Briqueterie de Pilisborosjenö

eurements des surfaces dolomitiques il arrive souvent que la roche en place est très fragmentée même dans une profondeur de 15 m. La pénétration de la congélation du sol — qu'il s'agisse des sols gelés en permanence ou épisodiquement — pouvait atteindre de mesures différentes, ce qui dépendait de l'exposition, de la nature de la roche exposée à la gélifraction et de sa position orographique, de la couverture, de l'alimentation en eau, etc. La roche solide, ameublie par la gélifraction est devenue roche tendre pour les forces extérieures. Là où l'éboulis ameubli par la cryofraction était transporté, la pénétration du gel fragmentait successivement des couches de plus en plus profondes de la roche solide. A cause du congélation du sol pendant la plupart de l'année, les processus périglaciaires transportaient d'une manière aréale l'éboulis ameubli, en dénudant et en rendant plus basse la surface du relief.

Dans le cas où le détrit grossier fragmenté par le gel ne fut pas transporté dans une mesure considérable, la roche en place a été couverte de coulée de blocailles ou de détrit éluviaux. Là où le détrit, la coulée de blocailles, en faciès périglaciaire de la fragmentation s'avaient été accumulés dans une épaisseur considérable, la gélifraction se ralentit ou même s'arrêta dans la roche en place. Le produit final, le plus fin de la fragmentation due à la regélation c'était le poudre de friction dont la granulométrie est justement identique au loess (0,02 à 0,05 mm). La gélifraction a donc produit une grande quantité de matériaux ayant la granulométrie du poudre



Fig. 3. Poupées de pierre, formées du tuf rhyolithique, par la gélifraction et par la gélidéflation (moine et nonne). Sirok, Montagne Bükk

de friction — ce qui se repète encore à présent, dans des conditions périglaciaires — dont le transport, la dénudation étaient plus faciles que dans le cas du détritit plus grossier. Les détritit déluviaux, plus ou moins fins, produits et remaniés par la cryofraction, ont couvert en manteau les versants des blocs montagneux (Fig. 1). D'autre part, aux pieds des versants raides, se trouvaient des éboulis stratifiés consistant en faisceaux plus ou moins fins ou grossiers atteignant une épaisseur considérable (Fig. 2). L'éboulis grossier, au fur et à mesure qu'il s'éloignait de sa région d'origine, passait aux sédiments déluviaux de plus en plus fins au pied du versant. Dans des conditions périglaciaires, plusieurs facteurs contribuaient au transport, puis à l'accumulation du matériel détritit produit par la cryofraction. Les parois rocheuses relâchées par la gélifraction se sont écroulées. D'abord, les fragments des roches roulaient en bas sous l'action de la gravitation. Les détritit accumulés par la gravitation continuaient de se fragmenter sous l'action du gel, par conséquent ils ont subi plusieurs remaniements successifs, au cours desquels la roche en place fournissait toujours de nouveaux matériaux détrititiques. C'était le mouvement gravitatif sur le versant, ou simplement le mouvement du détritit traînant.

Beaucoup d'autres processus participaient au transport ou au ramaniement du détritit fragmenté par le gel. Les matériaux fins du poudre de friction étaient tour à tour transportés par les vents forts des époques interglaciaires — gélidéflation — par les ruissellements nival et gélipluvial — pluvionivation — et par la gélisolifluction. C'était la cryoturbation qui jouait un rôle important dans le réarrangement et le remaniement des détritit et dans leur refragmentation.

C'était en conséquence de l'activité dénudante de ces processus-là que se sont formées, aux roches en places des montagnes centrales de la Hongrie, les rochers et les tours de dolomie, les "rochers-champignons", les "tours", les "portes" et les "niches" de tuf volcanique et d'agglomérat, tous montrant des formes bien bizarres (Fig. 3). Aux côtés des versants raides, on observe d'immenses goulots en entonnoir et, entre ces derniers, de courtes crêtes latérales à profil de pain de sucre. En ce qui concerne l'évolution de ces formes-ci, le mouvement gravitatif du détritit grossier y était un facteur mécanique bien important.

b) La cryoturbation

À certains endroits des montagnes centrales de Hongrie, là où les conditions de la formation du pergélisol ou du sol épisodiquement gelé existaient pendant le Pléistocène, — notamment : eau phréatique ou eau des lithoclastes, fonte des neiges, couches détritiques lâches ou roche très fissurée, exposition et plaines, pénéplaines, etc. — des changements structuraux bien importants se sont produits près de la surface, sous l'action des régélations intenses et bien fréquentes.

Pendant les époques glaciaires du Pléistocène, la pénétration en profondeur des dégels estivaux était beaucoup plus considérable dans le Bassin carpathique qu'en Europe occidentale, et encore plus grande qu'elle ne l'est actuellement dans la zone périglaciaire aux hauts latitudes. Ce phénomène était en connexion avec la continentalité bien forte du Bassin carpathique pendant le Pléistocène: son climat était beaucoup plus continental qu'il ne l'est à présent. Par conséquent il n'est point frappant que le dégel estival du sol pénétrait, par endroit, jusqu'à 5 ou 6 m de profondeur. Jusqu'à cette profondeur, c'est-à-dire dans la "zone active", le gel et le dégel alternaient fréquemment, et on a pu y démontrer les restes de beaucoup de formes caractéristiques des phénomènes de cryoturbation (Pécsi [24], [30]).

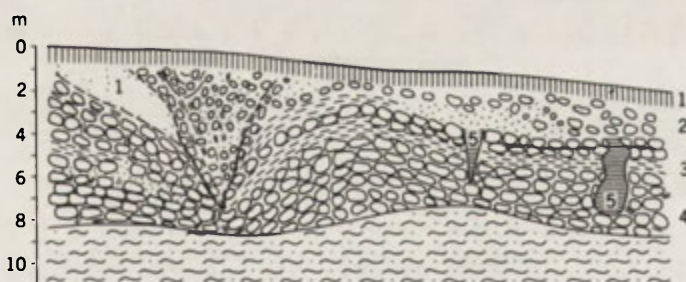


Fig. 4. Fente en coin géante, en marne calcaire. Gant, mine de bauxite abandonnée
 1 — sol rendzina; 2 — marne, dolomie; 3 — marne argileuse, marne calcaire de l'éocène; 4 — marne argileuse et marne calcaire, en forme très fragmentée de blocs cubiques; 5 — sacs d'argile; marne calcaire désagrégée, bien argileuse. La couche en bancs de la marne argileuse éocène (3 à 4) c'est morcelée en blocs de marne.

Aux surfaces d'aplanissement, aux piedmonts et aux pédiments de nos montagnes centrales, les polygones pierreuses (Fig. 5) et les fentes en coin (Fig. 4), les fissures produites par le gel ont remanié et relâché la surface jusqu'à 4 ou 6 m de profondeur. Nous avons reconnu ces phénomènes en beaucoup d'affleurements

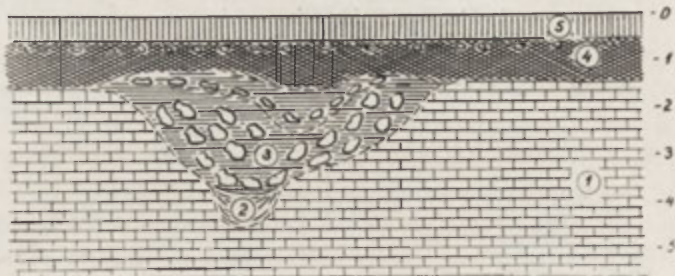


Fig. 5. Profil transversal d'une polygone de pierre. Montagne de Szendrő

1 — calcaire carbonifère; 2 — limon glaciaire, brun, 3 — polygone de pierre, remplie d'argile brun jaunâtre et de détritux de calcaire, 4 — argile limoneux rougeâtre-brunâtre (terre rouge, foncée), en haut: dallage en pierres; 5 — sol limoneux, à humus, noir.

dans les montagnes Bakony, Vértes, de Buda (Pécsi), dans la Montagne Centrale du N (Pécsi, Székely [38]). Dans le complexe de couverture marneuse et argileuse des montagnes centrales, on peut également observer des plissements plats s'étendant jusqu'à 6 ou 8 m de profondeur, produits par le gel, ce sont les soi-disant déformations cryotectoniques (Pécsi [26], [30]).

Au fur et à mesure que l'angle de pente grandissait, les polygones pierreuses se transformaient en sols striés (*Streifenboden*), parallèles au versant. Aussi trouve-t-on des guirlandes de blocailles formant des arcs raides par rapport à la direction de la pente. Ces dernières sont déjà des formes de transition entre la solifluction et la cryoturbation.



Fig. 6. Déformation cryotectonique des couches. Gant, mine de bauxite abandonnée. La couche déformée de marne argileuse éocène est épaisse de 3 à 4 m, les couche sous-jacentes de l'Éocène ne sont pas plissées



Fig. 7. Couche d'argile pannonienne, déformée par les processus cryotectoniques. Galgahéviz

Le rôle direct des processus de cryoturbation dans le modelage du relief n'a pas été tellement important, que celui de la cryofraction ou celui de la gélisolifluction, mais, d'une manière indirecte, ils ont favorisé l'action de celles-ci. C'est la solifluction périglaciaire à crête (*Kammeissolifluktion*) produite par l'élévation due aux fibres de glace qui en est le meilleur exemple: ce phénomène était assez général dans les montagnes centrales de Hongrie, tout comme la formation des dallages en pierre (*Plasterboden*). L'élévation produite par le gel a entraîné à la surface les pierres grossières qui — bien qu'elles se soient fragmentées assez vite — ont ralenti, dans une certaine mesure, la dénudation des sédiments lâches.

Au point de vue pratique, les phénomènes de cryoturbation sont importants dans les montagnes centrales parce que c'était sous l'action des processus de gel que les sols des époques interglaciaires étaient retournés dans les cavités, dans les creux des polygones et des fentes en coin, et, de cette manière, se sont conservés pour la végétation actuelle. La gélifraction périglaciaire, pénétrant dans les roches solides jusqu'à une profondeur considérable, avait ameubli ces roches ce qui a bien favorisé le boisement post-glaciaire.

Les divers détritiques en place et remaniés, produits par la cryofraction intense, sont les roches-mères favorables du sol formé par la végétation actuelle sur les pénéplaines et sur les versants de nos montagnes centrales.

c) *Gélisolifluction*

Les coulées de boue produites sur le sous-sol gelé par la régélation, c'est-à-dire la gélisolifluction a joué un rôle bien important dans le modelage des versants des montagnes centrales de Hongrie, au cours des époques préglaciaires du Pléistocène. Plusieurs auteurs faisaient déjà allusion à l'importance de ce processus (E.

Szádeczky-Kardoss [37], J. Kerekes [16], B. Bulla [3], S. Láng [19], et beaucoup d'autres). Il a le plus intensément modelé le relief des versants édifiés de roches argileuses, d'où ils transportaient les matériaux.

Voici les conditions requises du développement du processus de gélisolifluction: sous-sol gelé en permanence ou périodiquement, une certaine quantité d'eau de fontes de même que la présence de la fraction argileuse dans la couche superficielle du sol. Elle est active surtout aux périodes de la fonte des neiges de printemps et du début de l'été et à celles de la grande variabilité journalière des gels et dégels. Cette dernière condition existait pendant de longs mois aux époques périglaciaires du Pléistocène, notamment dans certaines phases plus humides (anaglaciales, cataglaciales) de celui-ci.

Dans les cas où au cours de l'hiver continental, rigoureux, un réseau polygonal de fentes s'était aussi formé sur le versant couvert de roches argileuses ou de produits de désagrégation, à l'époque des fontes de printemps et de début de l'été les fentes perpendiculaires à la pente se sont remplis de pâte de solifluction, tandis que la coulée de boue se mit en marche — même sous l'action de la gravitation — dans les fentes parallèles à la pente. Les fentes s'élargirent et se transformèrent en sillons, suivant la direction de la pente (P o p o v [33]). Les glèbes qui se trouvaient entre eux, restèrent longtemps gelés et élevés. (Type de gélisol à sols striés et glète). En été, la coulée de boue cessait d'exister dans les sillons avant que les glèbes intermédiaires se soient dégelées. C'est pour cela que les restes des formes de ces derniers sont semblables aux polygones, en profil. En effet, ils en sont des variétés formés aux versants. Aux surfaces argileuses en pente, s'il y avait une couverture de gazon assez fort, le sol mou, dégelé a produit des sailles en coussinet au-dessous du gazon, lesquelles se disposaient en guirlandes, perpendiculaires à la pente. Le sol mou des coussinets, dégelé, boueux, argileux, en se mouvant suivant la pente, a souvent plissé le gazon: alors se produisaient des guirlandes d'argile.

La pâte argileuse de la gélisolifluction transportait également beaucoup de détritiques grossiers, sur les versants édifiés de diverses roches de nos montagnes centrales et collines. Les sédiments, les déluvions pélitiques, accumulés par la gélisolifluction sont bien abondants aux côtés et aux pieds des versants. En général, ils sont bien fertiles, puisqu'ils contiennent les éléments constitutifs (humus, minéraux argileux, sels) des sols primitifs. Aux pieds des versants et dans les vallées de dérasion, les déluvions de solifluction ont souvent enfoui les sols fossiles.

d) Ruissellement nival et gélipluvial sur le sol gelé (Pluvionivation)

Le ruissellement en nappe du sol gelé pouvait se produire par l'action des eaux de la fonte des neiges, dans la phase initiale de la période du dégel où la gélisolifluction ne s'est encore mise en marche. Cependant, il n'y a pas de limite nette dans le temps entre les deux processus. Il pouvait arriver qu'une partie du versant était rincée par les eaux de la fonte des neiges tandis qu'une autre partie du même versant (le secteur exposé au S où le sol s'est considérablement dégelé) subissait la gélisolifluction.

Dans le cas où le dégel se passait vite ou au cours d'une période bien courte et le sous-sol ne se dégelait encore, l'action de ruissellement en nappe des eaux de la fonte des neiges fut intense. Dans des conditions périglaciaires, si la surface s'édifie de sédiments lâches, impropres au mouvement de solifluction (détritus, sable, loess sableux, etc.), c'était l'action de ruissellement des eaux de la fonte des neiges — la nivéofluviation — qui était dominante pendant la plupart de la période de la fonte des neiges, au lieu de la gélisolifluction. Aux zones tempérées, dans les conditions climatiques actuelles, c'est en général ce processus qui a lieu, puisque la période de dégel est relativement courte et vite.

Sous l'action des eaux de la fonte des neiges, des sédiments se sont accumulés au pied du versant, au fond de la vallée et, en partie au versant même. Les déluvions accumulées en couches minces suivent la forme du versant, et les petites plans de stratification courent souvent sur des secteurs bien longs, sans coincement.

L'action de ruissellement en nappe des eaux pluviales sur le sol gelé (gélipluviation) est pareille à celle des eaux ruisselantes des eaux de la fonte des neiges. Ce processus peut se présenter aux zones périglaciaires ou tempérées.

Dans le cas où il tombe de la pluie abondante dans peu de temps sur le sol gelé, l'eau de pluie — dont la température est supérieure à 0° — ne peut dégeler qu'un couche superficiel de quelques cm du sol. Puisque l'infiltration est minimum, le facteur d'écoulement est très important. Un film d'eau homogène peut se produire sur le sol gelé, lequel — par ses actions dissolutive et mécanique — peut entraîner les particules de la superficie du sol et les transporter au de la vallée, en bas du versant. Cet effet est différent de celui des eaux de la fonte des neiges, car ces dernières ne produisent que rarement de film d'eau et, d'autre part — conformément au rythme journalier des dégels — une partie considérable du sédiment transporté en suspension se dépose sur le versant même. La pluie tombée sur le sol gelé peut se joindre en petits sillons après la formation du film d'eau (ou, éventuellement, avant la formation du film), et, par conséquent, produire non seulement un effet dissolutif mais aussi des effets mécaniques — érosion par couches, érosion en rigoles, ruissellement — par lesquels elle peut dénuder une partie bien considérable de la couche superficiel du sol.

On peut observer de diverses variétés de ces processus, dans nos conditions actuelles. Le ruissellement des pluies sur le sol gelé a considérablement modelé les versants et y accumulé des sédiments. C'était surtout par ces processus que le sable des fractions fines, le loess sableux et d'autres sédiments loessiformes étaient remaniés et déposés aux versants.

e) La dérasion

Dans les conditions périglaciaires, il y a beaucoup de transitions entre les processus produisant le mouvement des détritiques fragmentés par la gélifraction et, en général, le mouvement des sédiments des versants, notamment les processus du mouvement simplement gravitatif des matériaux, de la gélisolifluction, de la cryoturbation, de même que des divers mouvements dûs à la pluvionivation. Puisque

les mécanismes des mouvements-types ne sont pas encore suffisamment étudiés, il n'est pas toujours possible de les distinguer les uns des autres. Cependant, ces processus pouvaient alterner dans le temps et dans l'espace. C'est pour cela qu'on trouve des affleurements où se superposent des bandes de détritits grossiers accumulés par la gravitation et des couches remaniées par la gélifluviation. En effet, il est évident que les matériaux fins, produits par la gélifraction d'hiver et d'avant-printemps et accumulés par un mouvement gravitatif aux pieds des versants, pouvaient être remaniés sous l'action des eaux de fonte de printemps et du commencement de l'été, etc.

D'autre part, on peut constater que — de parmi les processus dont on vient de parler — les mouvements de pluvionivation peuvent se produire — éventuellement avec une intensité réduite — dans la période de variabilité de gel de la zone tempérée. En outre, il est difficile de bien distinguer ou caractériser les éboulements, les coulées de boue, les glissements, les avalanches des zones tempérées et périglaciaires. Il n'est pas donc adéquat de les considérer comme des processus périglaciaires.

C'est justement pour cela qu'il nous a manqué un terme univoque pour désigner ces processus. Dans la littérature allemande, on emploie l'expression mouvement en masse (*Massenbewegung*), certains auteurs anglais se servent du mot dénudation, d'autres — d'après *B a u l i g* — y emploient la notion d'ablation. Cependant, les acceptions de ces notions sont bien différentes : p.e. en Hongrie comme à l'étranger on entend par dénudation l'activité dénudationte de toutes les forces exogènes. Dans nos ouvrages précédents (Pécsi [26], [28]) nous avons tâché de résumer tous ces processus par la notion de corrasion. Cependant, l'acception de la corrasion n'est point uniforme dans la littérature internationale. Quelques auteurs la considèrent comme une partie de toutes les forces exogènes (p. e. corrasion marine, corrasion éolienne, corrasion glaciaire), d'autres l'emploient comme un synonyme de l'érosion.

En tenant compte de ce que nous venons de dire et de quelques autres circonstances, nous sommes d'avis qu'il convient de désigner les processus en question par un terme plus expressif.

Nous proposons d'introduire la notion de dérasion (du latin *deradere*). Notamment, ces processus dénudent la surface lentement d'une manière aréale. Les sédiments accumulés par la dérasion sont les délutions, tandis que ceux déposés par l'érosion fluviale sont les alluvions.

f) Les sédiments des versants, accumulés par la dérasion: les délutions

Dans ces dernières années, nous avons observé beaucoup de sédiments, bien étendus, à stratification parallèle à la pente, aux versants des montagnes centrales et des collines (Pécsi, 1961, 1962 ab). Bien que les sédiments de ce genre soient bien répandus en Hongrie, on a accordé peu d'attention à leurs rôle et genèse.

Il est caractéristique de la position des ces sédiments, qu'ils gisent en couverture, empruntant les formes du relief, sur les versants des avant-pays des collines



Fig. 8. Limon déluvial, remanié par la solifluction. Les fentes pénétrant jusqu'à 2 ou 3 m sont remplies de calcaire. Après la formation de celles-là, une nouvelle dénudation par solifluction a eu lieu. Les parties supérieures des fentes ont été entraînées, par endroit tronquées ou courbées en angle droit

et des montagnes. Ces sédiments sont observables, en outre des versants, dans les vallées en berceau, partiellement ou complètement comblées. Les inclinaisons des sédiments stratifiés parallèlement à la pente sont bien différentes (de 1,5 à 30°). Les plans de stratification sont souvent très fins, il arrive fréquemment que la stratification se fait à peine voir, bien que le sédiment se compose de matériaux très mixtes. D'après les observations, l'épaisseur de tels sédiments de couverture atteint même 20 m. La place nous est mesurée pour fournir plus de précision sur l'extension et les types, sur la structure de la stratification, de la position dans l'espace de ces sédiments des versants en Hongrie, nous nous bornons donc à en mentionner les types principaux (Pécsi, 1962 b).

Les sédiments des versants se divisent en 3 groupes principaux. :

1° Les éboulis stratifiés, produits par le gel à la surface des roches en place et accumulés par la gravitation et par la solifluction aux côtés des versants. Au fur et à mesure qu'il s'éloigne de la roche-mère, l'éboulis grossier devient, très vite, de plus en plus fin, et, aux affleurements, on observe l'alternance vertical des bandes fines et grossières de sédiment (Fig. 4 et 5).

2° Couverture limoneuse des versants, dont le transport et l'accumulation sont dûs à la congéfluction et, en partie, au ruissellement en nappe. Dans cette couverture limoneuse, la quantité des débris grossiers et des cailloux diminue en aval (Fig. 8).



Fig. 9. Loess de versant, sableux, stratifié. Kisterenye, partie N de la Montagne Mátra. Les déluvions loessiformes, épaisses de quelque 20 à 30 m, sont stratifiées parallèlement à la pente. L'alternance rythmique des grains fins et plus grossiers forme de petits plans de stratification. Par places, les mottes menues, remaniées du sol forment aussi des plans de stratification (sémi-pédolite loessique)

3° Aux versants de la montagne centrale et des collines, ce sont les loess des versants stratifiés, les sédiments loessiformes et, par endroit, les sables limoneux qui se présentent (Fig. 9).

Les sédiments des versants de ces trois types principaux, avec des sous-types bien variables, bien qu'il soient distinguables même en sens horizontal, alternent souvent même en sens vertical dans le même affleurement.

La position stratigraphique, les compositions lithologique et granulométrique des sédiments stratifiés des versants montrent clairement que ces sédiments n'ont été accumulés ni par des processus éoliens, ni par des processus fluviaux. En même temps, en nous fondant sur les processus syngénétiques de cryoturbation qui s'y présentent bien souvent, il nous est permis d'expliquer l'accumulation de ces sédiments par la gélisolifluction, par le ruissellement en nappe et par des mouvements gravitatifs qui ont eu lieu dans des conditions périglaciaires (Pécsi [26], [27, 28]).

g) *La gélidéflation*

L'action du vent dans les conditions périglaciaires, c'est la gélidéflation. On entend par là surtout la déflation qui a lieu sur la surface gelée, puis l'accumulation de la neige et des sédiments éoliens (loess, sable mouvant) à l'époque interglaciaire.

Dans nos montagnes centrales, on trouve souvent et partout les vestiges de l'activité de déflation intense du vent pendant l'époque glaciaire. Parmi les détritiques grossiers fragmentés par la cryofraction et transportés vers de divers endroits, on trouve beaucoup de cailloux à facettes, polis par la corrasion du vent. De cette manière, les cailloux à facettes des détritiques dolomitiques et calcaires sont bien abondants aux pénéplaines de certains membres de la Montagne Centrale de Transdanubie, et, d'au-dessous des sédimentaires apparaissent souvent des plans de stritification, corrodés par le vent. On peut également observer des cailloux à facettes dans les matériaux des cônes détritiques des piedmonts. Aux cônes d'alluvions du Danube et de ses affluents importants, les cailloux de quartz sont à leur tour les témoins de l'action corrosive de la déflation glaciaire.

Dans les montagnes centrales, les cailloux à facettes s'arrangent en taches, il est donc probable qu'il y ait eu des versants et des pénéplaines qui étaient plus exposés au vent.

Au cours des époques glaciaires du Pléistocène, le souffle du vent a régulièrement, chaque année, transporté la fine poudre de friction, produit par la gélifraction, des roches en places de la montagne centrale, et ce ne furent que les détritiques plus grossiers qui restèrent sur place. Puisque les détritiques plus grossiers continuaient à se fragmenter régulièrement — surtout en ce qui concerne la dolomie, le tuf volcanique et l'agglomérat — la gélidéflation a considérablement contribué à la dénudation aréale des montagnes centrales pendant les époques glaciaires.

Les matériaux de la poussière transportée par le vent, pendant les saisons sèches et froides, des produits de cryofraction des montagnes se sont accumulés aux versants sous le vent et dans les avant-pays des montagnes. Mais, pour la plupart, ils ne restèrent pas aux endroits où ils s'étaient primairement accumulés, car ils ont été retransportés au versant par les processus de pluvionivation devenant plus intenses au printemps et au commencement de l'été (gélisolifluction, eaux de la fonte des neiges), et, mélangés à des sédiments non-éoliens (détritiques, cailloux, limons, etc.) ils se sont redéposés. En résultat de ces processus-là, ils ont subsisté en sédiments des versants, en délutions, parmi les bandes desquels l'accumulation éolienne, primaire jouait un rôle subordonné.

La déflation des hivers périglaciaires secs et froids disloquait la couverture de neige des versants des montagnes centrales, et, en formant des amas de neige, elle a développé une couverture de neige d'épaisseur inégale. L'accumulation inégale des neiges produisait, par endroit, des différences dans le modelage des versants.

Là où la couverture de neige manquait ou s'amincissait aux versants ou aux piedmonts des montagnes centrales, le gel pénétrait beaucoup plus profondément dans le qu'aux endroits où la couverture de neige était épaisse. Dans les zones qui n'étaient

ent pas couvertes de neige, la pénétration plus intense du gel fragmentait plus profondément et plus intensément la roche-mère, car la période de variabilité printanière du gel durait plus longtemps sur ces taches non couvertes. Aux endroits où les eaux de la fonte des neiges du commencement de l'été s'arrêtaient durablement dans les produits de gélifraction, se sont évolués des sols structurés, des phénomènes de cryoturbation, aux taches de détrit. D'immenses polygones de pierre et bandes sols striés de pierre se sont produites. Celles-ci contribuèrent, à leur tour, à la formation de petites terrasses, des soidisant terrasses de cryoplanation. Ces petits piedmonts embryonnaires, ces terrasses inclinées favorisait — dans les années suivantes — l'accumulation inégale des neiges, ce qui apportait l'agrandissement renouvelé des terrasses.

h) Le cryoplanation, les terrasses et les niveaux de cryoplanation

Les processus de dérasion des époques périglaciaires ensemble avec la gélidéflation et l'érosion fluviale — cette dernière étant purement latérale dans les conditions climatiques sèches et froides — aboutirent à la dénudation générale, notamment à la cryoplanation des montagnes centrales et des collines.

Dans une signification plus restreinte, on entend par cryoplanation la formation des gradins et des terrasses de cryoplanation.

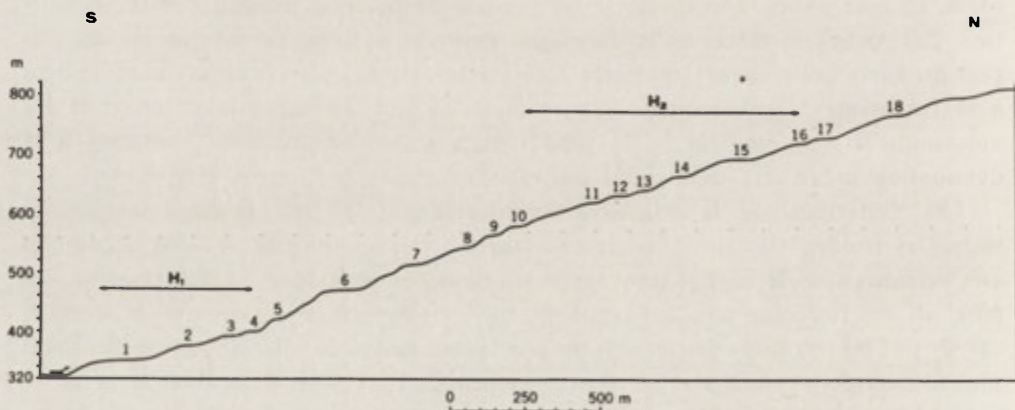


Fig. 10. Gradins de cryoplanation dans la Montagne Börzsöny, le long de la coupe de bois de Nagyinc. Les gradins de cryoplanation se sont développés sur une crête latérale, plate, allongée, exposée au S

H_1 — pédiment, H_2 — gradin de piedmont; 1 à 18 — gradins de cryoplanation avec des blocs grossiers d'andésiet à leur surface.

Dans les montagnes centrales de Hongrie, c'était dans les montagnes volcaniques (Börzsöny, Mátra) (Fig. 10), notamment aux crêtes latérales et dorsales plates, exposées au S que nous avons reconnue pour la première fois les restes des terrasses de cryoplanation (Pécsi, Székely). Ensuite, nous les avons observées aux blocs mésozoïques de la Montagne Centrale de Transdanubie.

Les gradins de cryoplanation se présentent le plus souvent aux pentes douces

des piedmonts où ils ne se superposent parfaitement, mais s'arragent en coulisse. La grandeur des terrasses de cryoplanation est assez variable, elle peut avoir quelques centaines de mètres de largeur et 20 à 30 m de hauteur, mais on y trouve souvent des gradins de 20 à 50 m de largeur, lesquels ne s'élèvent les uns au-dessus



Fig. 11. Versant formé par des vallées de dérasion. Dos de Tolna. Au premier plan: la vallée du Kapos

des autres que de 5 à 15 m. L'inclinaison de leur surface est de 2 à 10°, et ils sont couverts de détritits grossiers et anguleux. Parmi les détritits, les cailloux anguleux sont abondants, les détritits plus fins ont été donc transportés par le vent. Les blocs majeurs montrent, par endroit, un arrangement polygonal. Les terrasses de cryoplanation ont contribué, à leur tour, à la dégradation intense des pentes relativement plus raides des roches solides.

Dans les vastes bassins situés entre les montagnes et au versants édifiés de lâches roches sédimentaires des collines, on trouve également des pénéplaines à gradins, semblables aux terrasses de cryoplanation. La surface et le front de ces pénéplaines sont couverts d'éboulis, de loess de versant ou de limon déluvial, stratifiés parallèlement à la pente. De larges vallées en berceau perpendiculaires aux terrasses, courent pour la plupart vers le fond de vallée, tout en interrompant les terrasses. Nous regardons ces formes des gradins aussi comme des terrasses de dérasion-cryoplanation (Fig. 11). Aux versants édifiés de sédiments lâches où — p.e. faute de couverture de neige — le gel pénétrait plus profondément, ces processus de dérasion étaient plus durables et transportaient plus de matériaux. Par conséquent, le versant s'est transformé, par endroit, en gradins et terrasses. Cependant il faut encore soumettre à une analyse approfondie la genèse de ces formes.

Les données géochronologiques, les conditions de gisement du manteau sédimentaire, stratifié parallèlement à la pente, de même que les phénomènes de cryoturbation y observés indiquent que les gradins superposés pouvaient se développer à une seule époque glaciaire, et ils n'étaient pas de niveaux développés

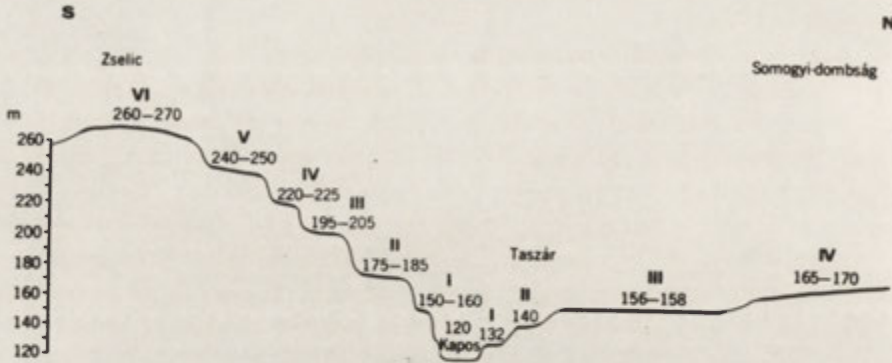


Fig. 12. Gradins de dérasion-cryoplanation. Profil transversal entre l'avant-pays du N de la Montagne Mecsek et du bord E des collins de Somogy. Les versants exposés au S sont répartis en gradins plats. La surface des gradins est couverte de loess de versant, stratifié parallèlement à la pente. La région de collines est édifiée d'argile pannonicienne

en divers âges. En outre, on doit constater qu'ils ne sont ni des terrasses fluviales, ni des gradins structuraux comme on l'a pensé auparavant mais des produits des processus de dérasion-cryoplanation (Pécsi [26], [30]) (Fig. 12).

i) Pédimentation périglaciaire

Il est évident que les processus de nivellement périglaciaires du Pléistocène, c'est-à-dire la cryoplanation des montagnes centrales et des collines de la Hongrie n'ont pas produit de niveaux de dénudation tellement étendus que ceux formés par la pénéplainisation tropicale ou par la pédimentation dominante sous le climat semi-aride¹. Cependant, des formes semblables aux pédiments des zones chaudes, semi-arides se sont développées même au cours du Pléistocène. Bien que les pédiments formés dans le Pléistocène ne soient pas aussi étendus dans nos montagnes centrales que ceux du Pliocène supérieur, ils sont quand-même bien caractéristiques si l'on considère leurs pentes douces, allongées, pléistocènes (Pécsi [29, 30]).

¹⁻² La pédimentation des avant-pays des montagnes des régions semi-arides est produite par l'érosion latérale des cours d'eau temporaires qui, arrivant au bord de la montagne, transportent beaucoup de matériaux détritiques. La pédimentation périglaciaire a lieu en partie par le processus susmentionné, en partie par les processus de dérasion qui se présente dans les larges vallées sèches de dérasion et qui taillent obliquement les bords des monts et, en général, les versants.

Dans nos montagnes centrales, bien soulevées au cours du Pléistocène, les gradins de piedmont et les surfaces de piedmont pliocènes supérieures se sont bien transformés sous l'action de la cryoplanation. À leurs surfaces soulevées et aux bords, c'était aussi la pédimentation qui se mettait en marche². Aux époques interglaciaires, ces surfaces étaient de plus en plus morcelées et divisées en crêtes latérales par les cours d'eau qui se dirigeaient vers les avant-pays qui allaient relativement en s'affaisant.

Au cours des époques glaciaires, les versants des vallées devenant de plus en plus profondes et les dos situés entre elles devenaient plus doux par suite de la réaccumulation des matériaux produite par les processus de cryoplanation.

Dans les avant-pays de quelques unes de nos montagnes centrales, se sont aussi formées des dépressions jeunes, pléistocènes (Lac Balaton, Lac de Velence, etc.), ou bien le niveau de base de l'érosion des fleuves s'est considérablement abaissé dans l'avant-pays de la montagne en question : dans ce cas-ci le pédiment du Pliocène supérieur restait suspendu, et un pédiment pléistocène s'était développé (Fig. 13) par les processus de cryoplanation, dans les conditions sémi-arides de

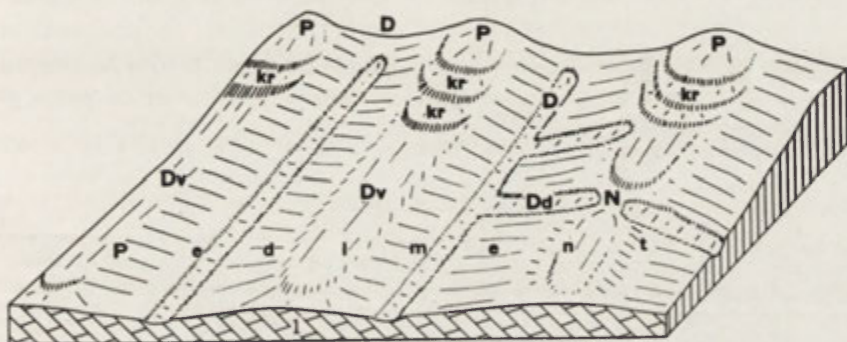


Fig. 13. Pédiment formé par des vallées de dérivation vallées en berceau, selon l'exemple du Plateau de Veszprém:

l — dolomie en place, sa surface est très fragmentées, *D* — vallées longitudinales de dérivation, *d* — vallées latérales, secondaires de dérivation, *N* — ensellement de dérivation, *kr* — gradins de cryoplanation, *P* — reste de piedmonts du pliocène, *Dv* — dos de d'érosion entre les vallées, lesquels forment ensemble un pédiment pléistocène.

l'époque glaciaire. De la même manière, des pédiments pléistocènes bordent les buttes-t'emoins à cime de basalte de la Petite Plaine et du Haut-Pays du N du Balaton. Les surfaces de celles-là ont été couvertes de détritiques grossiers non-roulés ou de détritiques loessiques et limoneux, produit par la gélivation et transportés par la solifluction.

Sous l'action de la cryoplanation pléistocène, les hautes terrasses des vallées importantes se sont transformées en versants obliques à inclinaison douce, parfaitement droits. Ils arrivait souvent que d'un côté de la vallée, c'étaient les gradins des terrasses du fleuve qui se superposaient, tandis que de l'autre côté se développait un versant large, oblique, nivelé: un pédiment pléistocène (Fig. 14). Le pédiment du Pliocène supérieur était morcelé en larges dos plats par les vallées

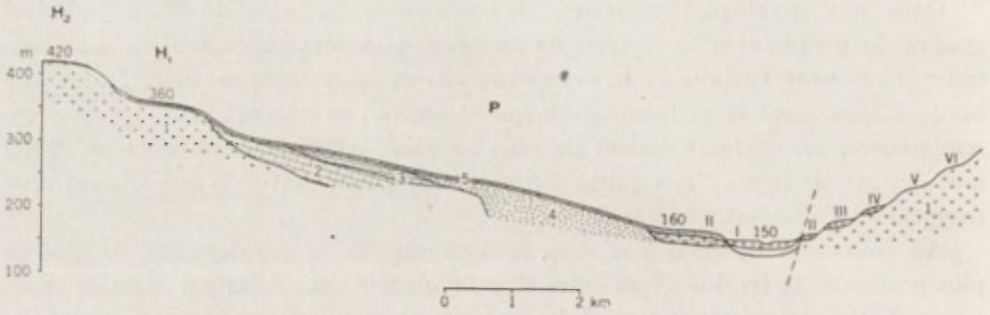


Fig. 14. Esquisse des rapports entre de pédiment pléistocène et les terrasses pléistocènes

H_2 — piedmont sarmatien — pannonien inférieur, H_1 — pédiment du Pliocène supérieur, P — pédiment formé dans le Pléistocène; I—VI — terrasses pléistocènes, 1 — formations volcaniques helvète-tortonniennes, 2 — calcaire tortonien, 3 — calcaire sarmatien, 4 — couches sableuses du Pliocène (Pannonien et Pliocène supérieur), 5 — loess de versant à détritits du Pléistocène. Pendant les époques glaciaires, le pédiment du Pléistocène se développait à des niveaux de plus en plus bas, suivant le creusement des vallées des fleuves.

parallèles formées aux cours des processus de cryoplanation et d'érosion du Pléistocène, et le pédiment s'est désintégré en deux niveaux. La série des dos, plus haute qui saillissent d'une manière digitée du piedmont appartient au pédiment pléistocène, tandis que les dos moins élevés sont les restes de ce niveau-là, dégradés au cours du Pléistocène. Sur toutes les deux formes, on peut observer de petits gradins de dérasion-cryoplanation.

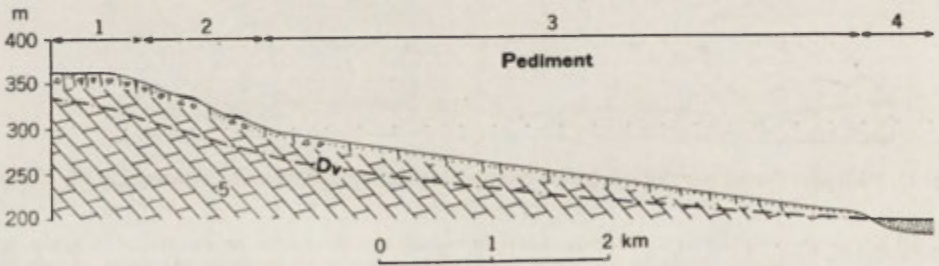


Fig. 15. Profil schématique de pédiment de cryoplanation du Pléistocène, sur la base des exemples fournis par la Montagne Bakony

1 — reste de piedmont pré-pléistocène, couvert de détritits éluviaux, 2 — petits gradins de cryoplanation, à détritits grossiers, éluviaux et colluviaux, 3 — versant oblique, droit, formé par la pédimentation pléistocène; la surface est couverte de détritits éluviaux qui passent à l'époque glaciaire, à détritits, sur la partie inférieure du versant, 4 — loess à détritits, loess de versant, 5 — dolomie en place, sa partie supérieure, épaisse de quelques mètres est très fragmentée par la gélifraction, par endroit en passant à poudre de dolomie; Dv — courbe de la chute des vallées de dérasion.

Dans nos montagnes centrales d'une large étendue, mêmes les structures tectoniques compliquées ont été taillées au même niveau par les surfaces des gradins de piedmont (p.e. la Montagne Bakony). Au cours du soulèvement intense du Pléistocène, les anciennes lignes tectoniques s'étaient renouvelées, le long desquelles se formèrent ou se mirent en relief des dépressions d'érosion, des vallonements, des bassins locaux de dépression, des vallées encaissées (faille de Veszprém-Devecser

et de Veszprém-Nagyvázsony, Sárrét, vallée du Séd, etc.). Des pédiments à pente oblique, droite, par endroit larges de plusieurs km ont été taillés à la surface des piedmonts, de la fin du Tertiaire, vers ces dépressions-là, par la cryoplanation du Pléistocène (Fig. 15).

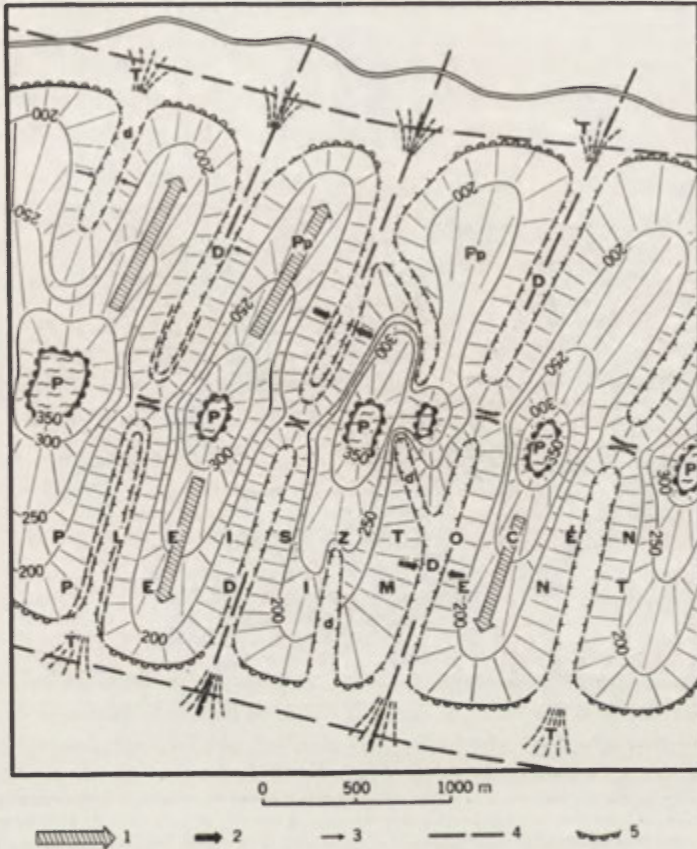


Fig. 16. Détail d'un piedmont pliocène, dégradé par cryoplanation. Le territoire figuré se soulevait périodiquement au cours du Pléistocène

P — reste de piedmont du Pliocène qui, en tant que forme génétique est une butte-témoin, *Pp* — pédiment pléistocène, formé depuis le Pléistocène inférieur, *D* — vallées de dérasion (vallées en berceau), formées au cours des époques glaciaires riss et würm; delles du Würm, *T* — cône d'alluvions, 1 — versants en formation depuis le Pléistocène inférieur, 2 — versants obliques en formation depuis le Riss, 3 — versants obliques formés pendant le Würm, 4 — lignes structurales, en partie supposées, en partie démontrables, 5 — bord du pédiment pléistocène.

Aux versants obliques, un peu plus raides (6 à 8°) se trouvent des vallées en berceau sèches, suivant la direction déterminée par les lignes tectoniques. Entre celles-là, ce n'étaient que les crêtes latérales plates, taillées du piedmont primitif ou de petites buttes-témoins qui restèrent (Fig. 16). Les alentours de ces buttes-témoins de cryoplanation sont couverts de détritits grossiers ou consistent en dolomies fragmentées souvent jusqu'à 10 ou 15 m de profondeur. Cela indique que

leurs versants obliques ont été formés par la gélivation et par la dérasion ou géli-déflation subséquentes. On peut également démontrer une génération plus jeune de versants obliques, plus étroits, à la surface des pédiments étendus et longs.

j) Le rôle des vallées de dérasion (vallées berceau) dans le modelage du relief

Au cours du Pléistocène elles jouèrent un rôle bien important dans le modelage du relief de nos montagnes centrales, surtout en ce qui concernait la formation des versants. On explique leur développement par les processus de dérasion³.

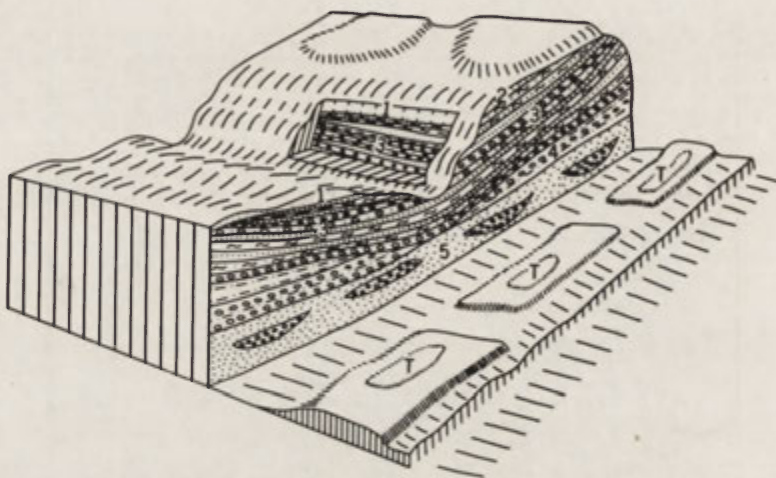


Fig. 17. Bloc-diagramme d'une vallée de dérasion (vallée en berceau), remblayée dans le Würm, puis recreusée — bien que dans une forme plus étroite — par l'érosion linéaire de l'Holocène, à Balatonszabadi-Sóstó. (D'après J. Szilárd).

1 — sable à loess, 2 — sédiment remblayant la vallée, consistant en fraction de sable et de loess finement stratifié, à cordons de cailloutis, 3—4 — sable fluvial de granulométrie moyenne, à lentilles de cailloutis, du Pléistocène inférieur, 5 — sable mouvant (3—4 couches de mur lacustres et fluviales); T — flèche littorale actuelle du Balaton.

Après avoir étendu l'examen détaillé des vallées de dérasion (corrasion) vallées en berceau sur le territoire du pays entier (Pécsi, Peja, Székely, Szilárd), il a été constaté qu'elles n'étaient pas liées, elles non plus, à un certain type lithologique, c'est-à-dire la vallée de dérasion n'était pas un phénomène lithomorphologique,

³ Auparavant, comme nous l'avons dit, on employa le terme corrasion pour désigner l'ensemble de ces processus. W. Penck fut le premier qui a employé l'expression "vallée de corrasion", mais il entendait par cette notion la vallée d'érosion. Puisque l'acception de la corrasion n'est pas identique dans la littérature étrangère et dans la nôtre, il est plus juste, pour éviter les malentendus, d'employer l'expression "vallée de dérasion", d'autant plus que nous désignons sous le terme "dérasion" les processus qui l'ont produite.

Par vallées de dérasion (corrasion) nous entendons des vallées plus ou moins longues, à profil en forme d'un plat, ou étroites hémicylindriques (delle, vallée en berceau). Dans ces vallées, il n'y a pas de vestige de l'érosion latérale, et leurs fonds sont couverts d'éboulis hétérogènes.

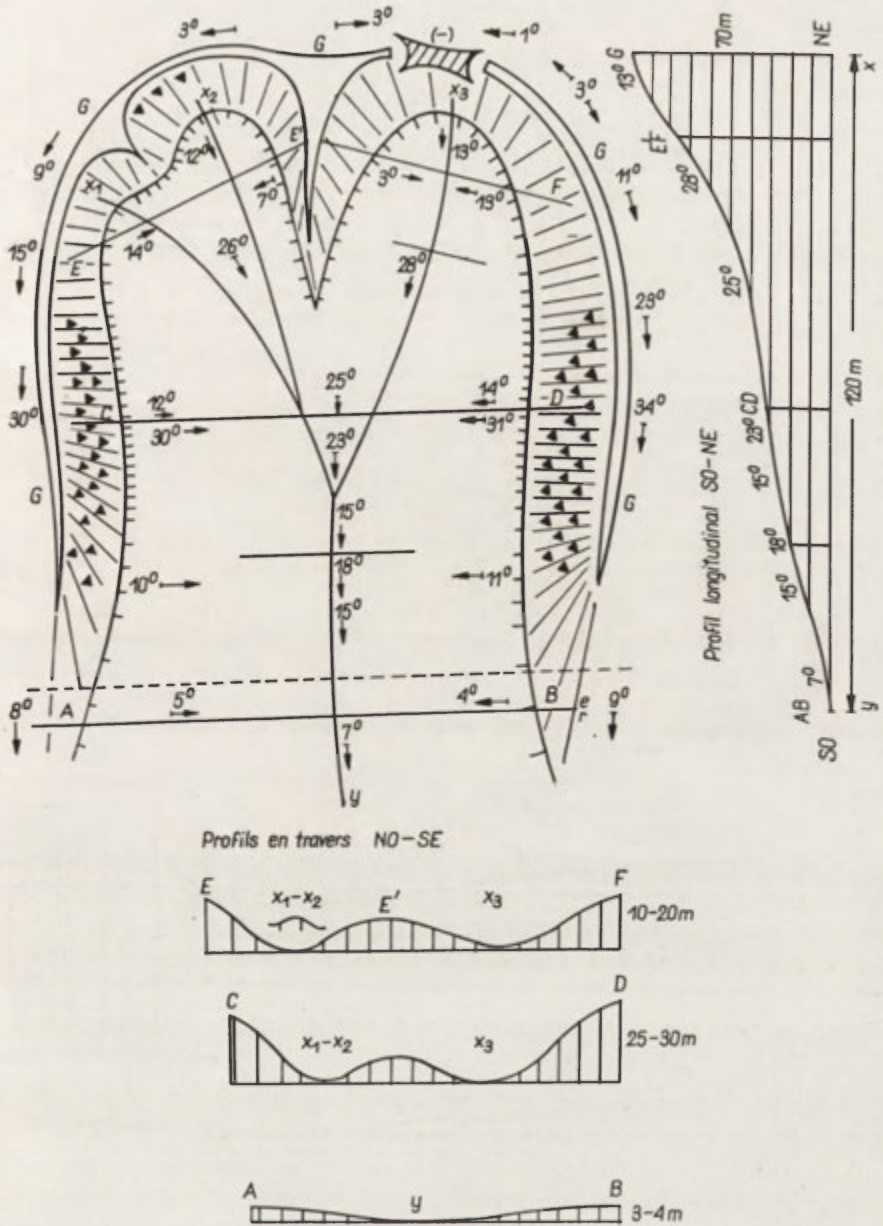


Fig. 18. Type et conditions de pente d'une vallée suspendue sur la dolomie calcaire. Montagne Gerecse

mais un phénomène climato-morphologique. On les a observées au granit, à la dolomie, aux calcaires tertiaires, aux roches volcaniques, aux argiles, aux divers types des éboulis de même qu'aux couverture de cailloux et aux terrasses (Pécsi 1961, 1962a, b). Elles se présentent le plus fréquemment aux versants, mais elles sont également observables aux pénélaines de terrasses et aux plaines situées un peu plus haut (Fig. 17, 18).

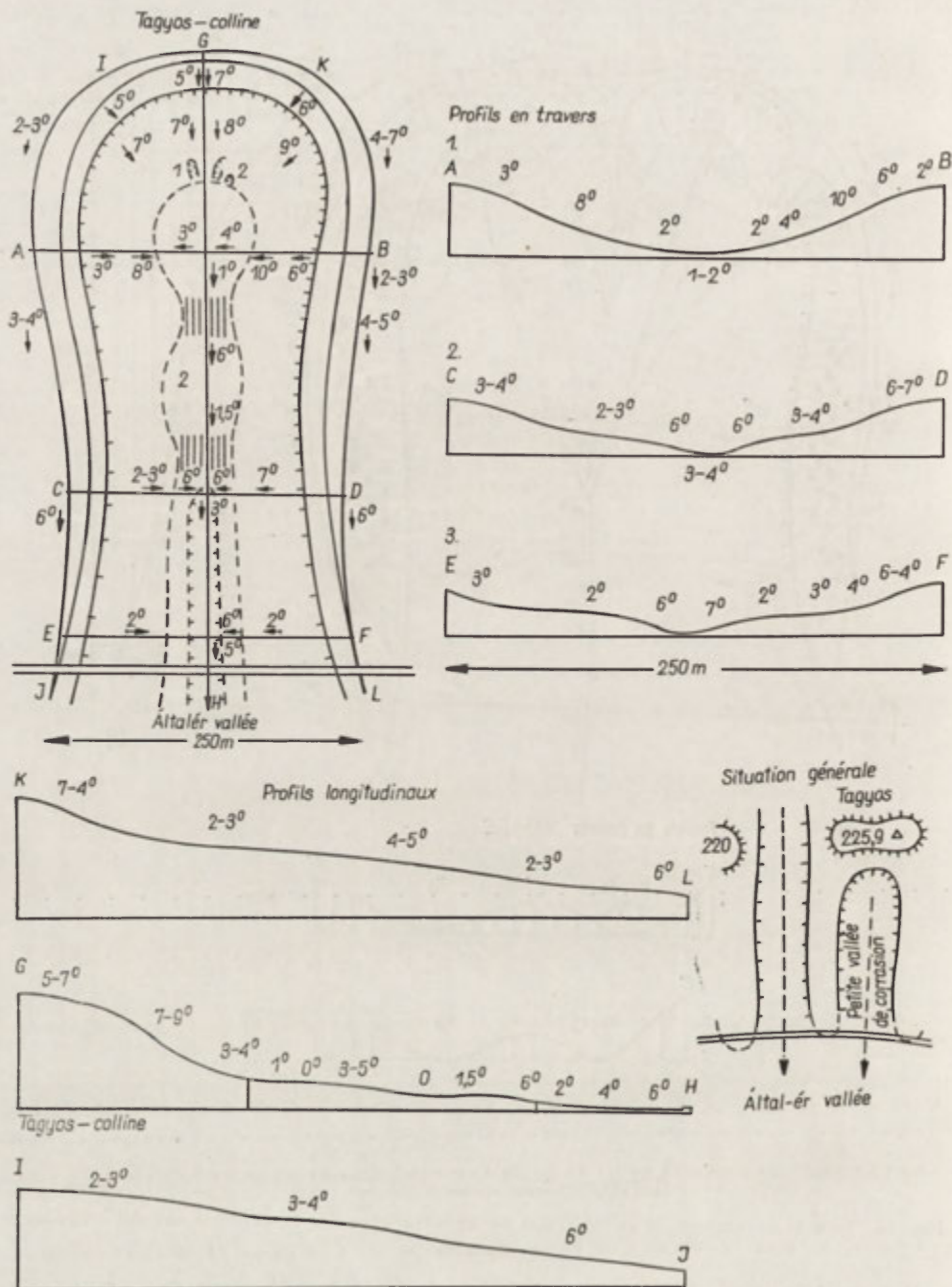


Fig. 19. Type et conditions de pente d'une vallée de dérasion (vallée en berceau), larg, eplate, sur l'argile sableuse pannonicienne. La courbe de la chute de la vallée montre un double S allongé, par endroit à 0°. À l'embouchure de la vallée de dérasion, on peut observer un plat cône d'alluvions. Les profils transversaux montrent également des versants en équilibre. Aux versants raides de la vallée en amphithéâtre, sous l'action de l'agriculture se sont formés des ravins, en outre de la dénudation produite par la dérasion



Fig. 20 i 21. Inversoin géomorphologique. Eger, briqueterie près de la route de Noszvaj. La vallée de dérasion d'autrefois, remplie de sol fossile, est actuellement un sommet de colline
 1 — remblaiement de la vallée de dérasion, sémi-pédolite limoneux, brune, 2 — limon et argile de solifluction, finement stratifiées.

Dans une partie considérable des pédiments des montagnes centrales et des collines, les vallées de dérasion, en éléments de forme, par endroit accompagnées de vallées d'érosion-dérasion, occupent plus que la moitié du relief. Il arrive, dans des régions moins étendues, que la plupart du relief est constituée par les vallées de dérasion et par les crêtes et versants de dérasion qui sont situées entre celles-là (Fig. 19). Là, le nombre des vallées de dérasion dépasse considérablement le nom-

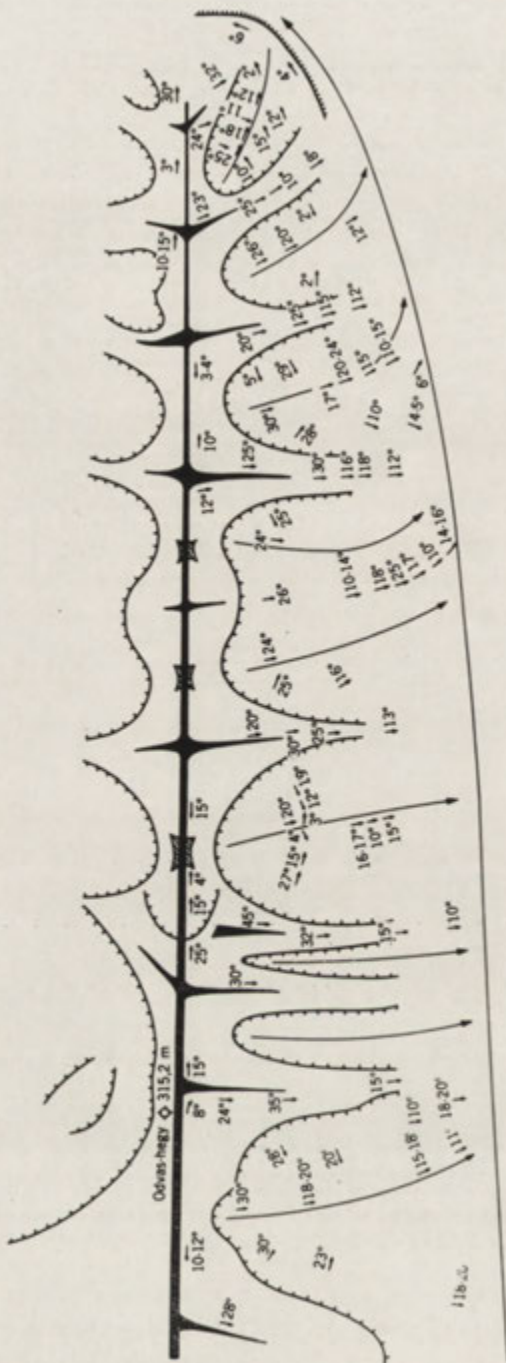


Fig. 22. Bloc dolomitique, morcelé et transformé par des vallées de dérasion (Exemple: le mont Odvas à Budaörs). Par L. Bajcsy. — Le bloc représenté est borné, de tous les deux côtés, par des lignes structurales, le long de l'axe longitudinal, ses versants sont bien morcelés par les vallées de dérasion qui produisaient des ensembles sur la crête. Sous l'action des processus de cryoplana- tion, les formes des versants du bloc de dolomie sont devenus plus doux, en général

bre des vallées d'érosion. Quant à la formation des vallées du type intermédiaire, d'érosion-dérasion, la dominance des processus de dérasion et de ceux d'érosion linéaire alternaient périodiquement. Certaines vallées de dérasion ont été transformées par l'érosion, pendant le Quaternaire. Bien que les versants des vallées de dérasion défrichées changent même actuellement, le développement de la plupart de ces vallées remonte à la dernière époque glaciaire ou encore plus loin. Cela est prouvé par le fait que les versants de ces vallonnements sont couverts de sédiments bien stratifiés qui montrent souvent les vestiges des gels périglaciaires. La viguer intense du relief, développée pendant les époques préglaciaire ou interglaciaires a été considérablement diminuée par les vallées — formées pendant les époques interglaciaires — qui morcelaient bien les versants. La cryoplanation des versants est souvent tellement avancé que les vallées de dérasion de ces versants aient été — en partie ou complètement — remplies de sédiments de versant (Fig. 20, 21, 22).

Le territoire entier de la Hongrie appartient à la région climatomorphologique périglaciaire. Pendant les époques glaciaires, le modelage du relief différait bien du modelage normal, à érosion fluviale, des interglaciaires.

Le rôle de l'érosion fluviale, normale, devenait secondaire, et c'étaient la gélivation et, sur le sol gelé, le transport en pente des matériaux — sous l'action conjuguée de la régélation et de la gravitation — qui devenaient facteurs dominants, en ce qui concernait le modelage du relief. Périodiquement et par endroit, l'activité de déflation et d'accumulation allait de pair avec ces processus-là, en ce qui concernait la modelage du relief.

Sous les climats anaglaciare et cataglaciare, la formation des vallées fluviales était remplacée par celle des vallées plates de dérasion (delles). Celles-ci ont occupé la plupart (60 à 80%) des versants des collins. Par suite de l'alternance des phases de remblaiement et de formation des vallées de dérasion s'est formé un pays de collines de dérasion à faible vigueur de relief, ce qui s'accompagnait souvent de l'inversion géomorphologique des versants. Dans les avants-pays des montagnes, il y a eu une pédimentation de cryoplanation.

Bien que les processus périglaciaires — répétés en plusieurs phases pendant le Pléistocène — n'aient pas complètement changé le caractère du paysage formé par l'érosion fluviale, normale, ils l'ont considérablement modifié.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Ádám, L., Góczán, L., Marosi, S., Somogyi, S., Szilárd, J., Néhány dunántuli geomorfológiai körzet jellemzése. (Caractéristiques de quelques régions géomorphologiques de la Transdanubie). *Földrajzi Értesítő*, 1962, p. 41—84.
- [2] Bryan, K., Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. J. Sci. Bd.* 1244, 1946, p. 622—642.
- [3] Bulla, B., A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. (Les terrasses pliocènes et pléistocènes du Bassin hongrois). *Földrajzi Közlemények*, 1941, p. 199—230.

- [4] Bulla, B., Folyóteraszproblémák. (Problèmes des terrasses fluviales). *Földrajzi Közlemények* 1951, 2 f. p. 121—141.
- [5] Bulla, B., Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának kérésében. (Quelques remarques sur la formation des surfaces d'aplanissement). *Földrajzi Értesítő* VII. 3. füzet, 1958, p. 257—274.
- [6] Bulla, B., *Magyarország természeti földrajza*. (Géographie physique de la Hongrie). Tankönyvkiadó. Budapest, 1962, p. 424.
- [7] Büdel, J., Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Z. f. Geomorph.* I., NF 1, 201—228. 1957.
- [8] Büdel, J., Periodische und episodische Solifluktionstypen. *Erdkunde* 13, 1959, p. 297—317.
- [9] Büdel, J., Klima-genetische Geomorphologie. *Geogr. Rundschau*, 7, 1963, p. 269—280.
- [10] Cholnoky, J., *Magyarország földrajza*. (Géographie de la Hongrie). 1936, p. 529. Budapest.
- [11] Dresch, J., Sur les pédiments en Afrique Méditerranéenne et Tropicale. *C. R. Congr. Intern. Géogr.*, *Lisbonne* 1949. p. 19—28.
- [12] Dresch, J., Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. *L'Inform. Géogr.* 1957 5, p. 183—196.
- [13] Hamelin, L., Cartographie Géomorphologique Appliquée au périglaciaire, *Cah Géogr. Québec*. Nr 14, 1963, p. 193—209.
- [14] Kádár, L., A folyókanyarulatok elmélete és a hegység áttörésében való szerepe. (La théorie des boucles et de leur rôle dans la percée des montagnes). *Dunántuli Tud. Gyűjtemény*. 1955] p. 3—17.
- [15] Kádár, L., Die Abhängigkeit der Terrassen und Lössbildung von Quartären Klimaveränderungen in Ungarns. *Łódź, Biul. perygl.*, 1956, p. 371—404.
- [16] Kerekes, J., Hazánk periglaciális képződményei. (Formations périglaciaires de la Hongrie). *Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseinek munkalatairól*. Bp.). 1941.
- [17] Kéz, A., Flussterrassen im Ungarischen Becken. *Peterm. Geogr. Mitt* 1937.
- [18] Láng, S., A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. (Géographie physique des montagnes Mátra et Börzsöny). *Bp. Földr. Monogr. I. Bp. Akad. Kiadó*. 1955, p. 512.
- [19] Láng, S., A Bakony geomorfológiai képe. (Géomorphologie de la montagne Bakony). *Földrajzi Közlemények*. 1958, p. 325—436.
- [20] Lóczy, L., A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek a vidékek szerinti telepedése. (Formations géologiques de la région du Balaton et leur répartition). *A Balaton Tud. Tan. Eredm. I. k. I. r. Bp.* 1913.
- [21] Mensching, Raynal, Fussflächen in Marokko. *Pet. Geogr. Mitt.* 3. 1954, 171—176.
- [22] Mensching, H., Glacis-Fussfläche-Pediment. *Z. f. Geomorph.* 1958.
- [23] Meshrikov, Y. A., *Morfostrouctoura ravnino-platformennykh oblastey*. Izd. Ak. Nauk. SSSR Moscou 1960.
- [24] Pécsi, M., Das Ausmass der Quartären tektonischen Bewegungen im Ungarischen Abschnitt, des Donautales. *Peterm. Geogr. Mitt.* 274—280. Gotha. 1958.
- [25] Pécsi, M., A magyarországi Duna-fölgy kialakulása és felszinalaktana. (Développement et morphologie de la vallée du Danube en Hongrie). *Földrajzi Monográfiák III. köt.* 345. p. *Akad. Kiadó*. 1959.
- [26] Pécsi, M., *A negyedkori korráziós folyamatok hatása a felszinalakulásra és az üledékképződésre Magyarországon*. (L'effet des processus de corrasion quaternaire sur le modelage du relief et sur la sédimentation en Hongrie. Thèse). Akadémiai doktori disszertáció. 1961, p. 274.
- [27] Pécsi, M., Magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. (Les sédiments de versants du Pléistocène en Hongrie et leur formation). *Földrajzi Értesítő*. 1962a, p. 19—39.
- [28] Pécsi, M., Tíz év természeti földrajzi kutatásai. (Dix années de recherche de géographie physique). *Földrajzi Értesítő* XI. 3. füzet. 1962b, p. 305—336.
- [29] Pécsi, M., Felsőpliocén hegylábi felszínek a magyarországi Középhegységekben. (Pédiments du Pliocène supérieur dans les montagnes centrales de la Hongrie). *Földrajzi Közlemények* 3. f. 1963a, p. 195—212.

- [30] Pécsi, M., Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. *Peterm. Geogr. Mitt.* 3. 1963b, p. 161—182.
- [31] Peja, G., *Adatok az agyagos-homokos területek felszíni formáinak ismeretéhez.* (Contributions à la connaissance des formes du relief des territoires argileux-sableux. Thèse, en manuscrit). Kandidátusi értekezés, kézirat. 1959.
- [32] Pinczés, Z., *A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza.* (Géographie physique de la partie méridionale de la Montagne de Zemplén. Thèse, en manuscrit). Kandidátusi értekezés, kézirat. 1960.
- [33] Popov, A. I., Periglazial'nyje i drugije zonalnyje merzlotnyje javlenija (sovremiennyje i drevnyje). (*Vistnik Moskovskogo Univ., Ser. Geol. etc. Geogr., No 2, s. 187—200.*)
- [34] Prinz, G. *Magyarország földrajza.* (Géographie de la Hongrie). Bp. 1942.
- [35] Sümeghy, J., Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. (Synthèse du Pléistocène en Hongrie). *Földt. Int. Évi Jelentés.* 1953.
- [36] Szabó, P. Z., Délkelet-Dunántul felszínfejlődési kérdései. (Problèmes du développement du relief de la partie sud-orientale de la Transdanubie). *Földrajzi Értesítő* 4. 1957, p. 397—419.
- [37] Szádeczky-Kardoss, E., Pleistozäne Strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. *Földtani Közlemények* 66. 1936.
- [38] Székely, A., *A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái.* Formation et relief de la Montagne Mátra. Thèse, en manuscrit). Kandidátusi értekezés, kézirat. 1961.
- [39] Szilárd, J., *A külső Somogyi-dombság felszínalakítása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei.* (Morphologie et conditions physico-géographiques de la vie économique de la région de collines de la partie extérieure du Dépt. de Somogy. Thèse, en manuscrit). Kandidátusi értekezés, kézirat. 1963.
- [40] Troll, C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. *Geol. Rdsch.* 34, p. 545—694. 1944.
- [41] Urbancsek, J., *Szolnok megye vízföldtana és vizellátása.* (Hydrogéologie et alimentation en eau du Dépt. de Szolnok). Szolnok 1962.
- [42] Wiche, K., Fussflächen im Hohen Atlas. *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl., Abt. I.* 164, 1955. p. 389—416.
- [43] Wiche, K., Beiträge zur Formenentwicklung der Sierran am unteren Segura (Südostspanien). *Mitt. der Österr. Geogr. Ges.* 103, Heft 11. Wien 1961.

НОВЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВЕНГЕРСКИХ СРЕДНЕГОРИЙ

РЕЗЮМЕ

1. Пенеплены, предгорные лестницы, педименты

Среднегорья Венгрии — доварисские, варисские, мезозойские глыбовые горы и молодые третичные вулканические сооружения — обнаруживают довольно разнообразную структуру, причем образовавшиеся на них крупные формы разрушения отличаются многочисленными близкими знаками.

1. Крупнейшие и наиболее характерные типы форм разрушения представляют собой усеченные пенеплены, примыкающие к ним предгорные лестницы (обычно по 2) и окружающие массивы широкой полосой педименты.

а) Способ образования пенепленной поверхности на уровне вершины горных сооружений объясняется нами — вслед за работами Б. Буллы (1958, 1962) — пенепленизацией в тропических условиях, которая на более древних глыбах происходила долго, вплоть

до конца третичного периода, в то время как на молодых вулканических горах имела место так называемая позднетретичная (тортоннижний сармат) пенеplanation (Пинцеш [32], Секель, 1961).

б) Краевые предгорные лестницы были приняты Печи за останцы педиментов, образовавшихся в нижне- и верхнепаннонское время около уровня моря. Бывшие плиоценовые педименты в процессе многофазового поднятия превратились в предгорные лестницы.

в) Зона педиментов, расположенная на краях венгерских среднегорий, раньше не была различена от предгорных лестниц. Наиболее типичные педименты развивались после отложения верхнепаннонских осадков на окраинах поднимающихся сплошным образом областей, вследствие полуаридных климатических условий верхнего плиоцена (Печи [26], [29]).

В ходе исследований большинство проблем возникает при определении возраста денудационных горизонтов. Кроме этого, часто очень трудно определить количество денудационных горизонтов и то, что отдельные горизонты несколько являются вследствие денудации или последующих тектонических движений или возможно обоих последних процессов.

2. Влияние четвертичных тектонических движений на формирование крупных морфологических форм

Осадки паннонского внутреннего моря, покрывающего последним Среднедунайский бассейн, располагаются в настоящее время обычно на высоте 300 м (местами 400 м) над уровнем моря на бортах горных массивов Паннонского бассейна. Однако, во впадине Кишальфёльха Малой Венгерской Низменности (они залегают на высоте — 200 м, а в крупнейшей послепаннонской впадине Альфёльма Большой Венгерской Низменности) в Затисье — на глубине приблизительно 1000 м под уровнем моря. Эта интенсивная тектоническая дифференциация происходила большей частью в четвертичное время (Шюмеги [35], Печи [24], [25]). Следовательно, венгерские среднегорья поднялись до их современной высоты в четвертичный период.

На участках горных массивов реки прорезались в это время, формируя долины с 5—7 террасами, на окраинах же бассейнов они накапливали крупные конусы выноса. Крупные участки конусов выноса продолжают на большой глубине под поверхностью бассейнов.

Следствие интенсивного ритмичного поднятия в четвертичное время образовались все более крупные и новые склоны, на которых формировались плейстоценовые педименты, криоплянационные террасы и все увеличивающееся количество эрозионных и денудационных долин.

В Среднедунайском бассейне четвертичные тектонические движения проявляли сильно изменчивую интенсивность как в пространстве, так и во времени, все же нам удалось выделить три крупные фазы движений на основании детальных геоморфологических исследований (Печи [24]): а) доледниковая-раннеплейстоценовая фаза, б) конец минделя — миндель — рисское межледниковье, в) третья фаза разбивается на две подфазы: конец риссвюрмского межледниковья и послеледниковье.

3. Морфогенетическая роль перигляциальных процессов

Во время существования холодно-сухого климата перигляциальных периодов желисолифлюкция и кристурбация, действующие под влиянием режелаяции, обмывание склонов по вечно или периодически мерзлым почвам, криофракция и гравитационное передвижение раздробленных обломков по ним — процессы, которые могут быть обобщены

под понятием деразии — привели к двойному результату: 1. Более крутые участки склонов горных и холмистых областей были выровнены вследствие сноса. 2. На среднем участке склонов и в их основании, а также на подошвах долин накопилось огромное количество осадков. Склоны оказались покрытыми делювиальным осадочным чехлом с увеличивающейся мощностью сверху вниз.

а) Солифлюкционное разрушение склонов маркируется на склонах лепешками суглинков и глин, перемещенных конвекционными, ламинарными движениями, а также сдвинутыми морозными клиньями, гирляндами и почвами типа „Streifenboden”.

б) Плювиониальное обмывание склонов доказывается наличием огромных вскопленных тонкозернистых слоистых осадков, заполненных деразийных и эрозийных долин и выровненных склонов.

При определенных экспозициях деразийные процессы привели к формированию сильно асимметричных склонов долин.

в) Под действием криофракции обнаженные, твердые породы были сильно и до больших глубин раздроблены и при содействии желедефляционного разрушения в горных массивах образовались причудливые формы.

г) Размелченный грубообломочный материал передвигался по более крутым склонам под действием силы тяжести и подвергался сортировке. Признаками и свидетелями таких процессов являются ископаемые каменные моря, каменные потоки, обломочные покровы, а также осыпи, приобретающие определенную слоистость, благодаря содействию талых вод. Эти делювиальные и коллювиальные осадки наслоены параллельно склону.

д) В породах, где грунтовая вода находилась вблизи поверхности (даже если это имело место периодически), верхняя толща мощностью от 1 до 5 м была подвержена постоянной значительной переработке вследствие режеляции (морозное давление, вызываемые морозом трещинообразование и растяжение, а также таяние). Многочисленные типы криотурбационных явлений и остатки комплексов их форм указывают на это (Печи [26], [30]).

е) Деразия проявлялась в взаимодействии с желедефляцией и со слабой боковой эрозией, происходившей в перигляциальных полуаридных условиях, хотя и размеры этого взаимодействия изменялись. Совокупность этих процессов оказывала значительное криоплянационное влияние. На склонах предгорных областей формировались более или менее широкое криоплянационные педименты с ровной поверхностью (Печи [26], [27]), на которых и на твердых породах более высоких предгорных лестниц образовались также мелкие криоплянационные лестницы, террасы. На поверхности рыхлых осадков, главным образом в холмистых областях, развивались широкие полосы деразийно-криоплянационных террас.

ж) Лессы и лессоподобные осадки, развитые в холмистых и среднегорных областях Венгрии, являются большей частью гляциальными делювиями. Накопление делювиов прекращался несколько раз (3—4 раза) даже в течение последнего оледенения. В такие периоды имело место образование почв. Одновременно образовались степные и лесные почвы разных типов и разных стадий развития в соответствии с различными местными условиями. Под влиянием возобновившихся деразийных процессов эти почвы могли быть поргубены или разрушены (на более высоких участках склонов), причем впоследствии они вновь накапливались в виде семипедолитов, сложенных более или менее перетолженными почвами (они очень часто встречаются в виде заполнения корразионных долин).

Вся территория Венгрии принадлежала к перигляциальной климатическо-морфологической провинции. Во время оледенений развитие поверхностей существенно отличалось от формирования рельефа, имевшего место в межледниковьях, когда действовала нормальная речная эрозия.

Во время существования ана- и катагляциальных климатических типов флювиатильное образование долин сменялось формированием пологих деразийных долин (делли). Они охватывали подавляющую часть (60—80%) склонов холмистых областей. Вследствие че-

редования деразиионных фаз образования долин с фазаим заполнения возник деразиионный холмистый ландшафт со слабой энергией рельефа, который часто сочетался с частой геоморфологической инверзией на склонах холмов. В предгорных областях имело место, в свою очередь, образование криоплянационных педиментов.

Морфогенетическая роль нормальной речной эрозии стала второстепенной, при этом вымерзание и передвижение осадочного материала по склонам под общим действием режелации и силы тяжести поступали на передний план. Дефляционная и аккумулятивная деятельность ветров сыграла периодически и в определенных районах одинаковую роль, по сравнению с этими деразиионными процессами, в формировании рельефа и осадконакоплении.

Хотя и перигляциальные процессы, повторявшиеся в ряде фаз в плейстоценовое время, не изменили полностью характер долинного ландшафта, оформленного нормальной речной эрозией, но они переработали этот ландшафт до значительной степени.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

1. Грубозернистые склоны, перигляциальные в горах Bukk (Lillafüred).
2. Склоновый лесс, горный лесс с оползнями и пакетами солифлюкционного суглинка Briqueterie Pilisborosjenö.
3. Каменные конкреции из риолитовых туфов образовавшиеся вследствие морозных трещин и в результате морозного выдувания. Sírok — Горы Bükk.
4. Трещина в известняковом мергеле. Gant, покинутые копии боксита
1 — рендзина; 2 — мергель, доломит; 3 — суглинистый мергель, эоценовый известняковый мергель; 4 — суглинистый мергель и известковый мергель в форме очень сильно растрескавшихся, кубических глыб; 5 — пакеты суглинка, выветрелый известняковый мергель, сильно суглинистый. Слой эоценового суглинистого мергеля (3 до 4) растрескавшегося на глыбы.
5. Поперечный профиль каменного полигона. Горы Szendrö
1 — каменноугольный известняк, 2 — ледниковая глина, коричневая; 3 — каменный полигон, выполненный суглинком коричневого цвета, желтоватым и известняковым детритусом; 4 — глинистый суглинок розовато-коричневого цвета (красная земля, темная); на верху — каменная плита; 5 — глинистый грунт, с гумусом, черный.
6. Криотектоническое видоизменение слоев. Gant, копии боксита, заброшенные. Слой эоценового суглинистого мергеля, видоизмененного, имеет мощность в 3 до 4 м, подстилающие миоценовые соли не смяты в складки.
7. Слой паннонского суглинка, видоизмененный криотектоническими процессами. Galgahévíz.
8. Делювиальный ил, переотложенный солифлюкцией. Трещины 2 или 3 метра глубиной выполнены известняком. После этого выполнения последовала опять денудация, фактором которой являлись солифлюкционные процессы. Верхние части трещин разорваны, местами срезаны или согнуты под прямым углом.
9. Склоновый лесс, песчанистый, слоистый. Kisterenve, северная часть гор Matra. Делювия лессовидные, мощностью в 20 до 30 м. Они обнаруживают слоистость параллельную склону. Чередование мелких зерен и грубых создает впечатление слоистости. По местам маленькие холмы видоизмененные почвенным покровом, образуют гоже слоистые лессовые семипедолиты.
10. Криопланационные уступы в горах Borzósöny, вдоль вырубки леса Nagyíróc. Криопланационные уступы образовались на боковом хребте, плоском, удлиннном, с южной экспозицией.
 H_1 — педимент, H_2 — уступ предгорья; 1 до 18 — криопланационные уступы с крупными глыбами андезитовых пород на их поверхности.

11. Склоны расщепленные эрозионными долинами. Хребет Tolny. На первом плане долина Karos.
12. Эрозионно-криопланационные уступы. Поперечный профиль территории расположенной между северным предгорьем гор Mecsek и западным краем холма Somogy. Склоны с южной экспозицией имеют плоские уступы. Поверхность уступов покрыта склоновым лессом, слоистым параллельно наклону склона уступа. Территория, на которой расположены холмы, сложена паннонским суглинком;
13. Педимент образовавшийся вследствие эрозионного вреза в ящикообразную долину, согласно примеру плато Veszprem:
I — автохтонный доломит, его поверхность сильно разбита трещинами; *D* — продольная, эрозионная долина, *d* — боковые долины, второстепенные, *N* — эрозионные врезы; *kr* — криопланационная ступень, *P* — остаток плиоценового предгорья, *Dv* — эрозионные поверхности (между долинами), которые вместе образуют плейстоценовый педимент.
14. Эскис отношений между плейстоценовым педиментом и плейстоценовыми террасами
H — сарматское предгорье — нижне паннонские образования, *H₁* — верхнеплиоценовый педимент, *P* — педимент образовавшийся в плейстоцене. *I—VI* плейстоценовые террасы; *1* — вулканические образования гельветско-тортонского времени, *2* — тортонский известняк, *3* — сарматский известняк, *4* — плиоценовые песчаные отложения (паннонские и верхне плиоценовые образования), *5* — склоновый лесс с плейстоценовым детритусом. В ледниковые эпохи плейстоценовые педименты образовались на уровнях все более низких, вслед за врезанием речных долин.
15. Схематический профиль плейстоценового, криопланационного педимента, на основе примеров взятых из гор Bakony
1 — остаток до-плейстоценового предгорья, с покровом элювиального детритуса, *2* — малые криопланационные уступы с мощным детритусом, элювиальным и колювиальным, *3* — пологий склон, образовавшийся вследствие плейстоценовой педиментации; поверхность является прикрытой элювиальным детритусом, который переходит в ледниковый суглинок, в детритус в нижней части склона, *4* — лесс с детритусом, лесс склоновый, *5* — доломит локальный, автохтонный, его верхняя часть, в несколько метров мощностью, растрескавшаяся вследствие морозного воздействия, по местам переходит в доломитовый песок; *Dv* — кривая падения эрозионных долин.
16. Деталь плиоценового предгорья, деградированная криопланацией, представленная местность подлежала в плейстоцене периодическим поднятиям
P — остаток плиоценового предгорья, который по своему генезису является останцевой формой, *Pp* — плейстоценовый педимент, который образовался начиная с нижнего плейстоцена, *D* — эрозионные долины, ящикообразные долины, которые образовались в период ледниковых эпох: рисской и вюрмской; вюрмские долины, *T* — конусы выноса алювиальные. *1* — склоны, которые начали формироваться, начиная с нижнего плейстоцена, *2* — пологие склоны формирующиеся начиная с Рисского времени, *3* — пологие склоны образовавшиеся в вюрмский период, *4* — структурные линии, частично предполагаемые, частично обнаруженные в действительности, *5* — край плейстоценового педимента.
17. Блок-диаграмм эрозионной долины, ящикообразной, погребенной в вюрмское время, затем отпрепарированной голоценовой линейной эрозией в Balatonszabadis-Sóstó (по J. Szilárd).
1 — песок с лессом, *2* — отложения, выполняющие долину (песок с лессом с тонкой слоистостью с полосками дресвы, *3—4* — речной, среднезернистый песок, с линзами нижнеплейстоценового гравия, *5* — подвижные пески (*3—4* слои озерного и речного ила), *T* — современные прибрежные косы Балатонского озера.
18. Типы склонов у висячих долин и условия их образования в известняковых доломитах. Горы Gerecse.
19. Тип долины и условия в каких выступают эрозионные долины (ящикообразные) широкие, плоские в паннонских сусеях. Кривая падения долины показывает двойное S удлиненное местами с 0°. В устье эрозионной долины можно обнаружить плоский конус выноса. Продольные профили имеют все склоны в равновесии. На крутых склонах амфитеатральной долины, под воздействием распашки, образовались потоки, между прочим вследствие денудационных процессов, вызванных эрозией.
- 20 и 21. Геоморфологическая инверсия. Eger. Кирпичный завод около дороги из Noszaj,

Эрозионная долина, некогда выполненная ископаемой почвой, в современное время она образует вершину холма.

1 – засыпанные эрозионные долины, глинистые семипедолиты, коричневые; 2 – солифлюкционная глина и суглинок с тонкой слоистостью.

22. Глыбы доломитов преобразованные эрозионными долинами (пример: гора Odvas в Vudáöts по L. Vajcsy). Глыба, о которой идет речь, ограничена с двух сторон структурными линиями, согласно продольной оси, ее склоны пересекаются долинами, которые образуют седловины в хребтах. Под воздействием криопланационных процессов, формы склонов доломитической глыбы стали в общем более мягкими.

CONTRIBUTION TO THE PROBLEM OF SLOPE DEVELOPMENT OF THE MORAVIAN CARPATHIANS IN THE PLEISTOCENE PERIOD

JAROMÍR DEMEK

1. INTRODUCTION

The study of the erosion and accumulation processes on slopes is of great importance for the solution of the basic geomorphological questions. The slopes are namely not only occupying the areally greatest part of the continent, but they represent at the same time the most progressive element of the relief.

The development of slopes may pass in substance in two modes. We suppose that the starting point is in both cases a steep valley side formed by the retarded vertical erosion of a river. In the first case the slope retreats with diminished inclination, passing through the successive stages of youth and maturity to old age (W. M. Davis [9], p. 401). This type of slope development may be termed slope decline (R. G. A. Savigear [28], p. 156). In the second case the retreating slope profile consists of approximately straight slope facets which are steep above and gentle below. Each facet retreats with its inclination preserved. The steep facets retreat until the upper part of the interfluvial ridge is consumed. The gentle facets are replaced by successively lower facets (A. Rapp [27], p. 75). This is the development supposed by W. Penck [26]. It may be termed slope replacement (R. G. A. Savigear [28], p. 156). The mode of the slope development depends on the height and the inclination of the initial slope, on the properties of the rocks which the slope consists of, and on their structure, on the climate and on the exposure to the four cardinal points. Recently the study of the influence of the climate on the slope development gets the foreground, especially as in dependence on the climate the mutual share of the individual morphogenetic agents and simultaneously for instance even the geomorphologic value of the rocks (the resistance to denudation), the vegetation cover, the kind of the soils, etc., change.

In this paper the results of the investigations of the Moravian Carpathians' slopes development in the periglacial climate during the Pleistocene period are given.

The Carpathian system reaches into the territory of Moravia by the mountain range of the Western Carpathians, that is by the range of the Outer Carpathians, by the system of the Outer Carpathian depressions and by the Inner Carpathian depression of the Dolnomoravský úval (Graben).

The Outer Carpathians consist of flysch rocks, which were folded compoundly on the boundary between the Paleogene and Neogene periods. The resistant sand-

stones and conglomerates alternate with the few resistant claystones in the flysch beds. Due to the intensive neotectonic movements the Outer Carpathians are an area of denudation. They represent today a complicated system of mountains, highlands and hilly lands, for the relief of which on the one side the occurrence of 2—3 surfaces of planation, on the other side the pattern of the differently cut valleys of water streams are characteristic.

The depressions of the Outer Carpathians form a stripe of a lowland upto hilly land-like relief in the front of the Outer Carpathians. The depressions are a subsiding area, filled with Neogene and Quarternary deposits. The Dolnomoravský úval (Graben) which is a part of the Basin of Vienna and reaches from south among the mountain ranges of the Outer Carpathians has a similar relief.

When studying the slope development of the Moravian Carpathians in the periglacial climate of Pleistocene, the slope development in the area of the Outer Carpathians and that in the Inner and Outer Carpathian depressions must be distinguished. The slopes in the area of the Outer Carpathians were formed mostly during the Neogene already and were more or less remodelled during Quarternary. The absolute majority of slopes developed in the area of the Inner and Outer Carpathian depressions on the contrary due to erosion and accumulation processes in Pleistocene.

2. SLOPE DEVELOPMENT IN THE AREA OF THE OUTER CARPATHIANS

In the area of the Outer Carpathians slopes with the convex-concave profile are prevailing. In the upper convex part the flysch rocks (sandstones, conglomerates, claystones) use to outcrop and this section is the area of denudation. The lower concave part uses to be formed by differently thick layers of slope deposits carried down from the upper part of the slope and this section is the area of accumulation.

According to the mode and intensity of the remodelling of the Neogene slopes two types of slopes may be distinguished.

For the first one the step-like profile of their upper part is characteristic. In this part of the slopes sections with a distinctly smaller inclination (mostly 3—11°) alternate with steeper ones, which are upto vertical in some places. The flatter, more slightly inclined sections have the shape of terraces passing either coherently on the distance of some hundreds of *m* or they wedge out and begin again. The width of the terraces is usually of some tenths of metres and is always smaller than their length. The terraces occur individually on valley sides or some steps of terraces are developed at another time.

The steeper parts of slopes consist always of sandstones or conglomerates and they are of different appearance. Less expressive are the steps covered by soil and vegetation, the declivity of which varies from about 16 upto 24°. Steeper slopes veneered by angular talus blocks are projecting more markedly. The steps formed by rock walls are the most distinct. The rock walls consisting of solid sandstones or conglomerates use to have angular forms. The height of the walls varies

from a few metres to 20—25 metres. An example of such a rock wall is the 13—18 m high vertical upto overhanging rock wall on the NW slope of the hill Hradiško (772 m a.s.l.) near the town Valasské Klobouky in the Javorniky Mts. It consists of massive sandstones of the upper beds of Solán of the Raca unit of the Magura flysch. On the foot of the rock wall large sandstone blocks are accumulated (to compare with the profile No. 2). At the walls built of easily disintegrable sandstones no fragments are found in other cases and the foot is expressive.

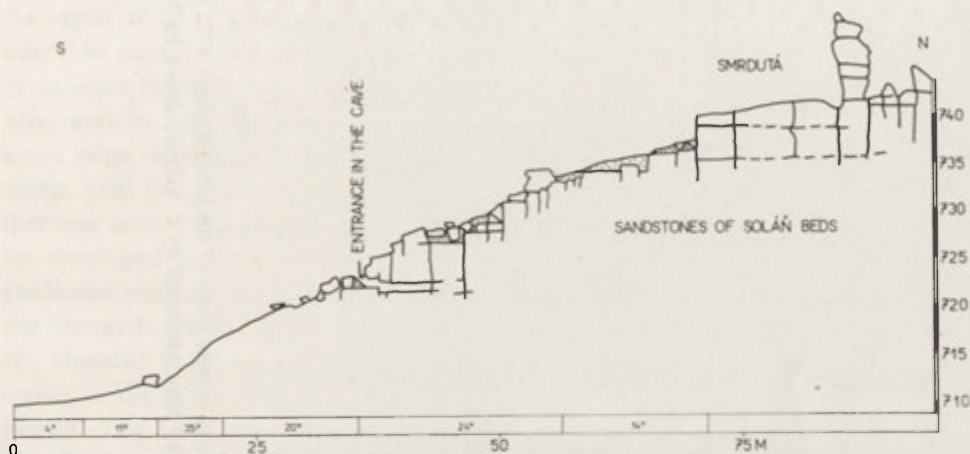


Fig. 1. Profile through the step-like upper section of the slope of the hill Smrdutá (745 m a. s. l.) in the Hostynské vrchy (Mts.)

Measured by J. Vareka, constructed by J. Demek, drawn by V. Holesová.

The length of the rock walls is different. The longest rock walls were established in the Moravskoslezské Beskydy Mts., where they reach the length upto 1.5 km. The steps limiting the terraces in the upper parts of slopes are as steep as those, which limit the terraces occurring in the lower parts of the slope. The steps are developed on slopes facing all the four cardinal points.

The terraces are cut into the solid rocks. In some cases the surface of the terraces is parallel to the inclination of the sandstone and claystone beds. The origin of the terraces is connected closely with the development of the structural terraces (O. Stehlik [30]). But at another time the terraces cut the tilted sandstone and claystone beds. The most marked rock walls are developed on the front of the sandstone beds. The joints of the sandstone, especially the vertical fissures, are of importance for the development of the rock walls. The local structural conditions decide evidently as for the development of the terraces, as the rock walls and the terraces are often developed very distinctly on one slope and they are missing on the other opposite one.

The cover of the terraces is different. At the foot of the rock walls it is formed by angular sandstone fragments, having often the size of blocks. Further from the foot of the rock walls the quantity of the fine grained material increases. The cover

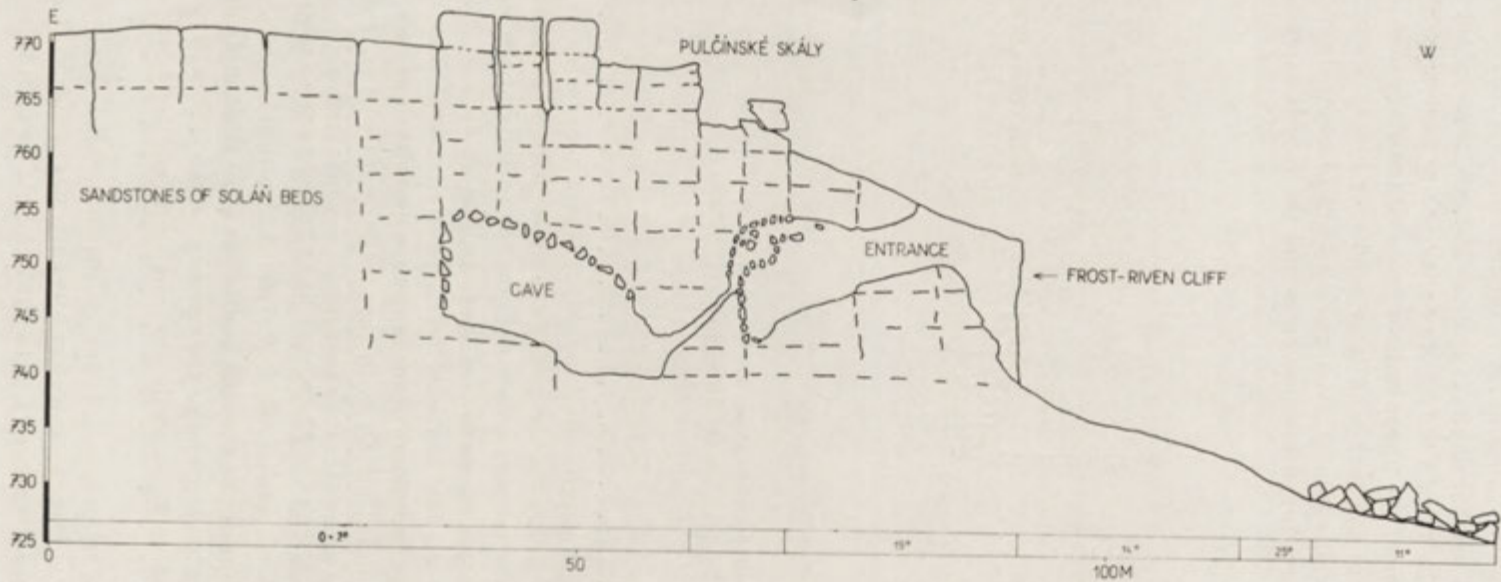


Fig. 2. Profile through the frost-riven cliff and the step-like upper part of the north-western slope of the hill Hradisko (772 m a. s. l.) near the village Pulčín, not far from the town Valašské Klobouky in the Javorníky Mts. Measured by J. Vařeka, drawn by V. Holešová

of the terraces is formed by unstratified loose upto loamy sand in the easily disintegrable sandstones.

The origin of the stepped profile of the upper parts of slopes is connected with the intense periglacial processes, which were in action in the Outer Carpathians during the cold periods of Pleistocene. The steep step parts on slopes can be considered to be frost-riven cliffs and it is then possible to call the terraces the altiplanation ones (O. Stehlik [30], pp. 46—47).

The intense periglacial weathering disturbed the rocks on the slopes and tops into the depth of 10—40 m. The occurrence of the fissure caves in the sandstones in considerable depth below the surface of the terrain bears evidence of it. The fissure caves were found in more places in the Hostýnské vrchy (Mts.), in the Javorníky Mts. and in the Moravskoslezské Beskydy Mts. In the Hostýnské vrchy (Mts.) a not large fissure cave can be found on the top of the Hill Smrdutá (745 m — to comp. with the enclosed profile No. 1) near the town Bystrice pod Hostynem, another one near the village Podhradní Lhota. In the Javorníky Mts. the fissure caves are developed in the above mentioned frost-riven cliff in the castellated rocks called Pulčínské skály. The larger of them can be found on the enclosed profile No. 2. In the Moravskoslezské Beskydy Mts. the fissure caves on the Mt. Radhost are known (F. Horečka [14], D. Tučník [32]). The caves developed by the opening of joints owing to the processes of the frost weathering and due to the displacement of large blocks. The frost weathering passed quicker in places of greater moistening of the slope or in the surroundings of irregularities in which the snow was preserved longer. As soon as the weathering processes reached the rock substratum the original terracettes began to develop. The original terracettes developed most often in the places of break of slope, especially in places, where the rock substratum was found near the surface of the terrain or where it even outcropped. The steeper section developed by the incision of the original terracette into the slope retreated parallelly. In favourable structural and climatic conditions the steeper part got the shape of a frost-riven cliff, i.e. of a vertical upto overhanging rock wall. The parallel retreat of the steeper sections was caused by the separating of blocks due to the opening of the vertical joints. The frost-riven cliffs have not seldom a stepped shape owing to the separating of individual blocks in the upper part. In some places the vertical joints are behind the front of the cliff opened by the weathering in such an extent, that they are passable (for instance in the Pulčínské skály).

The material developed due to the disintegration of the frost-riven cliffs kept on being splintered by the microglivation and removed by the solifluction and the sheet wash in the direction of the inclination of the altiplanation terrace. The results of the existing investigations show that as for the frost weathering and the removal of the products of weathering two cases may occur (T. Czudek, J. Demek, O. Stehlik [7], pp. 263).

In the first case the removal of the weathered material is very quick and the solifluction together with the sheet wash are able to carry away all the material developed by the disintegration of the frost-riven cliff. The congelifractate con-

sisting often of blocks of the volume of some cu. m kept on weathering during the transport on the surface of the altiplanation terrace until fine material developed. The snow which melted in summer, kept on moistening the material. The thickness of the material was greater on some terraces than the thickness of the mollisol. The impermeable bed of the permafrost created in this way the conditions for the sliding of the fragments on the very moistened bed between the mollisol and the permafrost. The material moved even at very small declivities ($1-2^\circ$) as the clayey layers in the sandstones or the strata of claystones supplied plenty of fine material. In some places, due to the considerable moistening, the landslide solifluction described by K. Z e b e r a [35] especially from the Moravskoslezské Beskydy Mts., took place. At the removal of the fine material even the wind asserted oneself. In these conditions the parallel retreat of the frost-riven cliffs and the gradually widening of the altiplanation terraces could be observed. The frost-riven cliffs did not retreat with the same velocity in all their parts. In the places of the larger joints of rocks or of the spring of the underground water the frost-riven cliff retreated quicker. In some places the separating of tors happened, which were preserved in the front of the frost-riven cliffs as proof of their retreat. Due to the parallel retreat of the frost-riven cliffs on the opposite sides of one hill or ridge their crossing and the disintegration of the older topographic surface took place gradually. In this way some flat surfaces on the summits of the ridges with the inclination of $1-3^\circ$ developed, above which tors of different shapes rise sharply. The tors have mostly sharp forms and the stage of their disintegration is different. Nice examples of tors can be found for instance on the ridge in surroundings of the Hill Bludný in the Hostýnské vrchy Mts. or on the ridge of the Zadní hory (Ridge) (Moravskoslezské Beskydy Mts.). It is possible to compose a whole row of development from the extensive tors over solitary rocklets upto the heaps of angular blocks which are the last stadium of the disintegration of these rock forms (T. Czudek, J. Demek [6], p. 58). The congelifraction took part in the culminating periods of the cold phases of Pleistocene, while in the transition periods the material was removed. The material transported on the surface of the altiplanation terrace kept on modelling it, as is proved for instance by the outcrop bending.

The second case happens, when the solifluction and the sheet wash are not able to remove all the material developed by the disintegration of the frost-riven cliff. Then the material begins to accumulate on the foot of the frost-riven cliff in the form of a talus. The frost-riven cliff overcovers gradually even the altiplanation terrace. Constantly smaller parts of the frost-riven cliff are subjected to frost weathering and the development of the cliff keeps on becoming slow. In this way the development of the frost-riven cliff and of the altiplanation terrace can stop, even in unchanged periglacial conditions. The result of this development is then the talus or the block field, above which the tops of the frost-riven cliffs rise in some places. The further removal of the fine grained parts by the water soaking among the blocks (suffosion) causes then the settlement of the blocks.

The processes of the parallel retreat of the frost-riven cliffs and the development of the altiplanation terraces at their foot are very similar to the processes

of pedimentation which are typical for the semi-arid regions (to compare with H. Baulig [3]; A. Jahn [15]; J. Dylik [11]; N. V. Bashenina [1]; B. A. Kornilov; D. A. Timofeev [19]; N. S. Blagovolin, V. M. Muratov, D. A. Timofeev [27]). In both cases the mechanical rock weathering on steep walls is of great importance and the material is removed by sheet wash in both cases. On pediments the factor of transportation is the sheet wash indeed, on altiplanation terraces these are the periglacial gravitation processes. Even the altiplanation terraces develop in the same way as the pediments, without any direct dependence on the main erosion level.

The screens and the talus in the lower slope sections which will be considered in close detail further are the related deposits of the processes which led to the development of the altiplanation terraces in the upper sections of slopes.

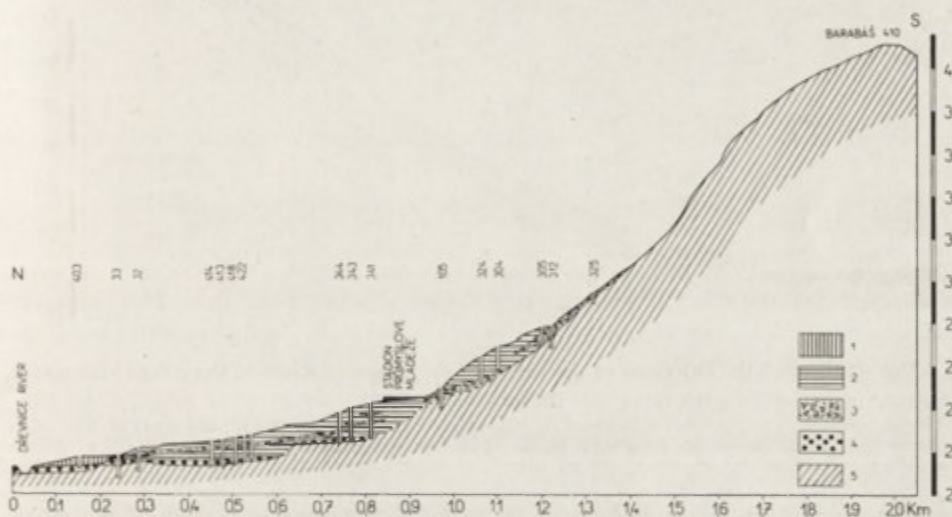


Fig. 3. Profile through the left slope of the valley of the Drevnice River in surroundings of the town Gottwaldov. Explanations:

1 — fluvial loams, 2 — slope loams, 3 — debris, 4 — river gravels, 5 — folded flysch rocks (beds of Zlín). (Constructed by J. Demek, drawn by V. Holesova).

For the second type of slopes the practically smooth upper section is characteristic. In the periglacial climate a considerable denudation took place in the upper slope sections of this second type; this fact is proved by the related deposits at their foot. Extensive talus forming usually the considerable part of the slope use to be developed at the foot of the slopes of this type. They reach not seldom the thickness upto 30 m at the foot of high slopes. The slope deposits reach the thicknesses of 33 m on the foot of the marginal slope of the Hornomoravský úval (Graben) in surroundings of the town Napajedla. From the thickness of the deposits and their areal distribution the extent of the denudation in the upper part of the slope may be concluded. At Napajedla the profile of the slope of the Neogene period was preserved below these deposits, while the upper slope section was lowered

owing to Quarternary denudation processes. On the profiles No. 3 and 4 of the valley of the Dřevnice River (the Vizovická vrchovina — Highland) it may be observed that even the lower slope section kept on being modelled in Quarternary. The slope deposits reaching in the lower slope part the thickness of more than 20 m, cover the steps of the river terraces. During Quarternary the successive deepening of the valley of the Dřevnice River in connection with climatic oscillations and neo-tectonic movements (J. Krejčí [20]) took place. The individual steps of the river terraces and even the marginal parts of the modern flood plain were then

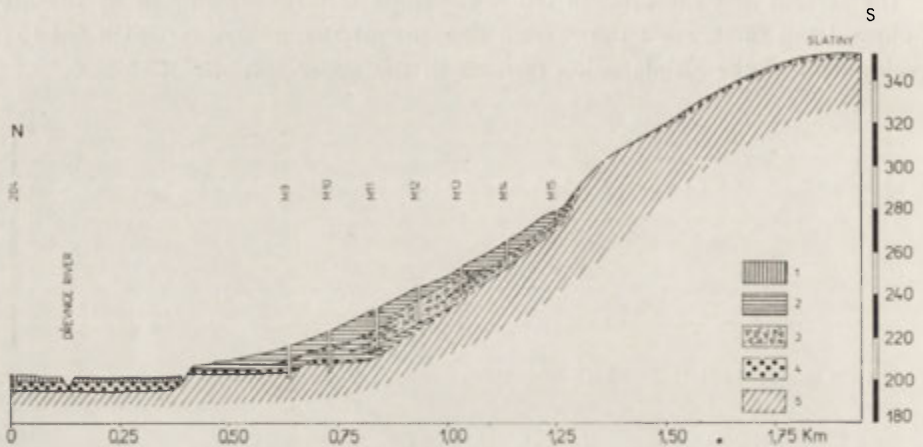


Fig. 4. Profile through the left slope of the valley of the Dřevnice River in the village Malenovice.

Explanations:

1 — fluvial loams; 2 — slope loams, 3 — debris, 4 — river gravels, 5 — folded flysch rocks (beds of Zlín). (Constructed by J. Demek, drawn by V. Holesova).

covered successively by slope deposits coming from the upper part of the slope. The step-like profile of the lower slope section formed by the steps of the river terraces was thus levelled in a smooth concave profile (to compare with the profiles No. 3, 4 through the left valley side of the Dřevnice River in the area of the town Gottwaldov and in surroundings of the village Malenovice). On the profile No. 5 through the left valley side of the river Olsava near the village Havrice (not far from the town Uh. Brod) in the Vizovická vrchovina (Highland) it can be observed that the slope deposits have changed the step-like profile of the valley side by the overcovering of the steps of the river terraces into a smooth convex-concave one.

The related slope deposits at the foot of the slopes enable not only to establish the extent of the destructive processes in the upper slope section but they are of importance even for the recognition of their dynamics, course and changes. From the properties of the related deposits (thickness, composition, size of the grains, degree of the rounding and weathering of the grains) it is possible to conclude on the processes which were acting on slopes during the individual periods of Pleistocene. For instance it is evident from the profiles No. 3, 4 through the valley sides of the Dřevnice River, that variously thick layers of coarse angular fragments

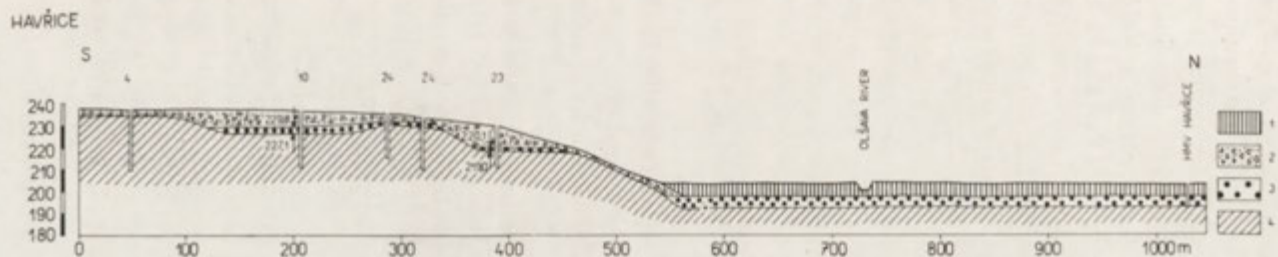


Fig. 5. Profile through the left slope of the valley of the Olšava River near the village Havřice, not far from the town Uherský Brod. On the basis of the borines of the Geological Research in Brno constructed by J. Demek. Explanations:
1 — fluvial loams, 2 — slope deposits, 3 — river gravels, 4 — folded flysch deposits (Drawn by V. Holešová).

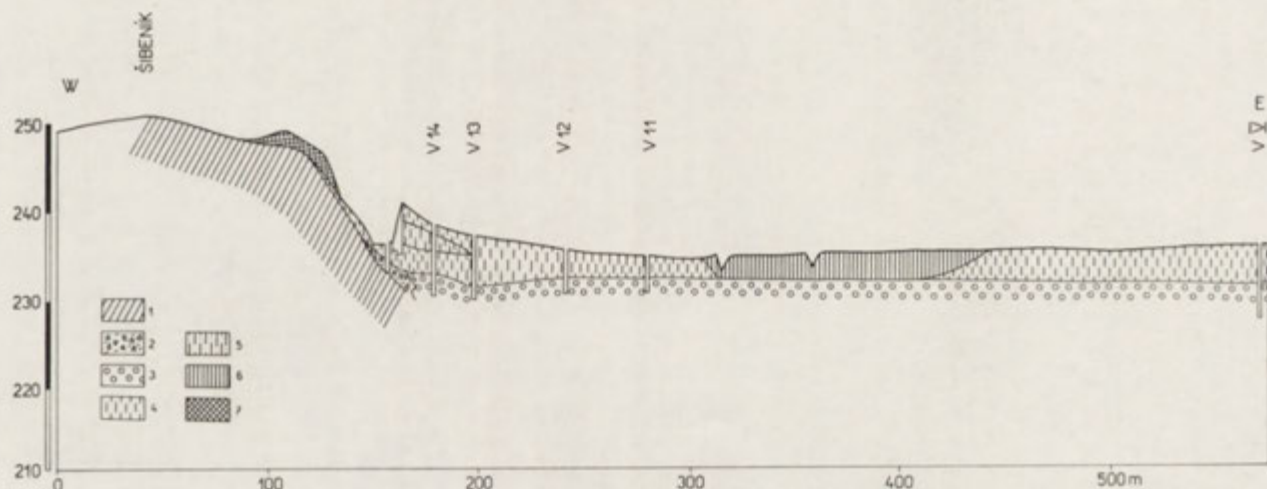


Fig. 6. Profile through the eastern (leeward) slope of the hill Šibeník (250 m a.s.l.) near the town Uničov in the Hornomoravský úval (Graben). Explanations:
1 — beds of Andělská hora (Devonian), 2 — solifluction deposits, 3 — river gravels, 4 — loess, 5 — niveo-aeolian deposits, 6 — fluvial loams, 7 — artificial deposits (Measured by J. Váreka, constructed by J. Demek, drawn by V. Holešová).

of sandstones alternate with the loam layers with fragments and with the layers of clayey loams. On the profile No. 4 near the village Malenovice it appears that the slope deposits in the upper part of the talus consist of coarse debris. Down slope the share of finer material increases. The movement of masses down slope was evidently slow, so that the microgelivation was able to create a sufficient quantity of the finer material. The alternating of the layers of the coarser material with those of the finer one in the talus proves the changes of the weathering and denudation processes and even the climatic changes. The coarse material forms on the one side continuous layers on the other side elongated lens. It may be supposed that the block material developed by the frost weathering in the cold periods of Pleistocene. On the beginning of the warmer periods it was then transposed by the solifluction, which was of the largest extent during the melting of the permafrost. The importance of the sheet wash increased with the successive rise of temperature. The sheet wash was an important factor of modelling in the warm and even the cold periods of Pleistocene (A. Jahn [16], K. L. Mitt [23]). The alternating of the clayey and sandy layers proves the alternating of the linear erosion and of the sheet wash. In the flatter relief of the piedmont hilly lands (for instance of the southern part of the Vizovická vrchovina — Highland or in the loam pits in the vicinity of the town Napajedla) the aeolian material alternates with the slope one. Various thick layers of loess and loess loams rest not seldom on the slope deposits in the lower parts of the slopes.

At the development of the valley sides especially in the area of the hilly lands and highlands the differences in the intensity of the slope processes due to the slope exposure to the solar radiation asserted themselves. The origin of the asymmetric valleys is connected with this different intensity of the processes. The slope facing west uses to be steeper than that facing east. In contradistinction to it we may observe in mountainous areas that on the slopes facing north the talus have a larger size than on the opposite ones. The reason seems to be that on the slope facing north the permafrost melts more slowly and the slope processes passed for a longer time. The opposite (warm) slope got dry more quickly and the slope processes stopped sooner on the contrary. This more deeply melted slope was also more undermined by water streams (to compare with A. Jahn [15]; H. Maruszczak [22]).

It may be established on the whole, that the Pleistocene denudation and accumulation processes on the slopes of the Outer Carpathians caused the development of the convex-concave profiles of the slopes (to compare with M. Klimaszewski [18], L. Starkel [30], J. Dziwowski, L. Starkel [12]). In the upper part of the slopes an extensive destruction took place. The slope material levelled the steps on the slopes in many cases and thus smooth slope profiles developed. Extensive landslides occurred very often in the thick talus.

In the area of the Moravskoslezské Beskydy Mts. the disturbance of the balance of the slopes and even the extensive landslides of rock blocks and phenomena of the bulging — type (Q. Záruba, V. Mencl [34]; Q. Záruba [35]) took place owing to the extensive changes in connection with the melting and freezing of the permafrost. The landslides formed in some places on the slopes hollows of consider-

able dimensions, which resemble the cirques very much (for instance in the Central Moravian Carpathians or in the Moravskoslezské Beskydy Mts.).

3. SLOPE DEVELOPMENT IN THE AREA OF THE OUTER AND INNER CARPATHIAN DEPRESSIONS

In the region of the Outer and Inner Carpathian depressions with the flat lowland and hilly relief the low and gentle slopes consisting of few resistant Neogene and Quaternary rocks (clay, sand, gravel) are prevailing. Convex-concave slopes are in these regions of predominance too. Besides the denudation-accumulation slopes the upper part of which developed due to the denudation processes and the lower one is the result of accumulation processes, the accumulation slopes occupy large areas. In the few resistant rocks of the depressions the periglacial processes had a large extent. With regard to the properties of the rocks, the solifluction, the sheet wash and the wind activity were the main factors in the modelling of the slopes, whereas the frost weathering played only an unimportant part here. In the rocks suffering strongly from solifluction, the solifluction 'streams had a corrasive activity. On the long and elongated slopes the bound solifluction created together with the sheet wash the flat dells. By the corrasion of the solifluction streams together with the activity of the melt water and the deflation long dry valleys of a length of upto some km developed. In the slope development in the lowlands the differences in the intensity of the slope processes played an important part due to the various exposure of the slopes to the solar radiation, which led to the origin of a great number of large and small valleys with sides of uneven inclination. The asymmetric valleys have a steep side, which has mostly a straight shape and on which the rocks of the substratum outcrop and a gentle usually concave slope covered by slope or aeolian deposits. The steep sides of these valleys use to face west. Less often valleys with steep slopes exposed to north occur (J. Demek [10]). Both types of the asymmetric valleys can be often found one close to the other (for instance in the western part of the Dyjskosvratecký úval — Graben). The asymmetry of the first type developed in the milder periglacial climate, the slope processes having been stronger on the cold slope. In the harder periglacial climate the slope processes were stronger on the warm slope (to compare with A. Jahn [15]; H. Maruszczak [22]). The slopes on which the processes passed more intensely were lowered more and have a smaller inclination. The slope processes in the final phase of the periglacial climate and in the milder periglacial climate were of main importance for the development of the asymmetry in its present appearance (J. Tricart [31]; T. Czudek [5]). Therefore the asymmetric valleys with the gentle cold slope prevail in the region of the Outer and Inner Carpathian depressions.

The fact, that in the area of the Moravská brána (Gate) and the Ostravská pánev (Basin) the glacial constructed forms of the Middle Polish Glaciation were disturbed entirely and the characteristic periglacial relief was formed, proves the intensity of the destructive periglacial processes in the less resistant rocks of the Outer and Inner Carpathian depressions (T. Czudek [4]).

The convex profile of the upper part of the denudation-accumulation slopes proves the action of the sheet wash and of the solifluction. In view of the fact, that the height of the absolute majority of slopes is "below the critical height" of L. C. King [17] the convex part uses to link on to the concave one directly.

The accumulation slopes occupy a considerable area in the depressions. Of main importance are the slopes consisting of loess drifts and covers. The loess reaches especially on the leeward slopes considerable thicknesses (of upto 30 m). The loess copies in most cases the relief on solid rocks. But we meet even cases, when the loess covers more of the erosion or accumulation steps. The slopes with terrace steps get in this way owing to the overcovering by loess a smooth, usually convex shape. In some places niveo-aeolian deposits are developed in the loess (for instance in surroundings of the hill Sibenik near the town Unicov — to compare with the enclosed profile No. 6 — T. Czudek, J. Demek, V. Panos, H. Seichterová [9]). Numerous fossil buried soils in the loess enable the reconstruction of the course of the slope development and its temporal placing. The imbricate overlapping of the individual loess covers can be observed not seldom.

4. CONCLUSION

It may be summed up on the whole, that on the one side the considerable remodelling of the Tertiary slopes and on the other side the development of the new especially accumulation slopes took place in Pleistocene. The slope development in the region of the flysch Outer Carpathians passed in substance in the way of the slope decline. In the upper part of the slopes an extensive denudation took place. The development passed in two modes. In the first one developed the frost-riven cliffs and altiplanation terraces, the upper part getting in this way a step-like shape. In the second one the removal passed in such a way, that the upper part of the slope preserved on the whole its smooth convex profile. The middle part of the slope used to be the area of transportation. In the lower part of the slope then the material carried away from the upper part of the slope accumulated. The material accumulated in form of cones, which united often into talus. In some places the original profile of the slopes from the Tertiary period preserved below the slope deposits. But in the river valleys the slope deposits cover not seldom the step-like river terraces. The step-profile of the lower part of the slope was changed in this way into a smooth concave shape. The slopes got a convex-concave appearance in this way.

In the region of the Outer and Inner Carpathian depressions the erosion — denudation slopes in the few resistant rocks developed in the way of the diminishing of the angle of slope too. The accumulation slopes, especially those formed of loess drifts and covers have a considerable extent.

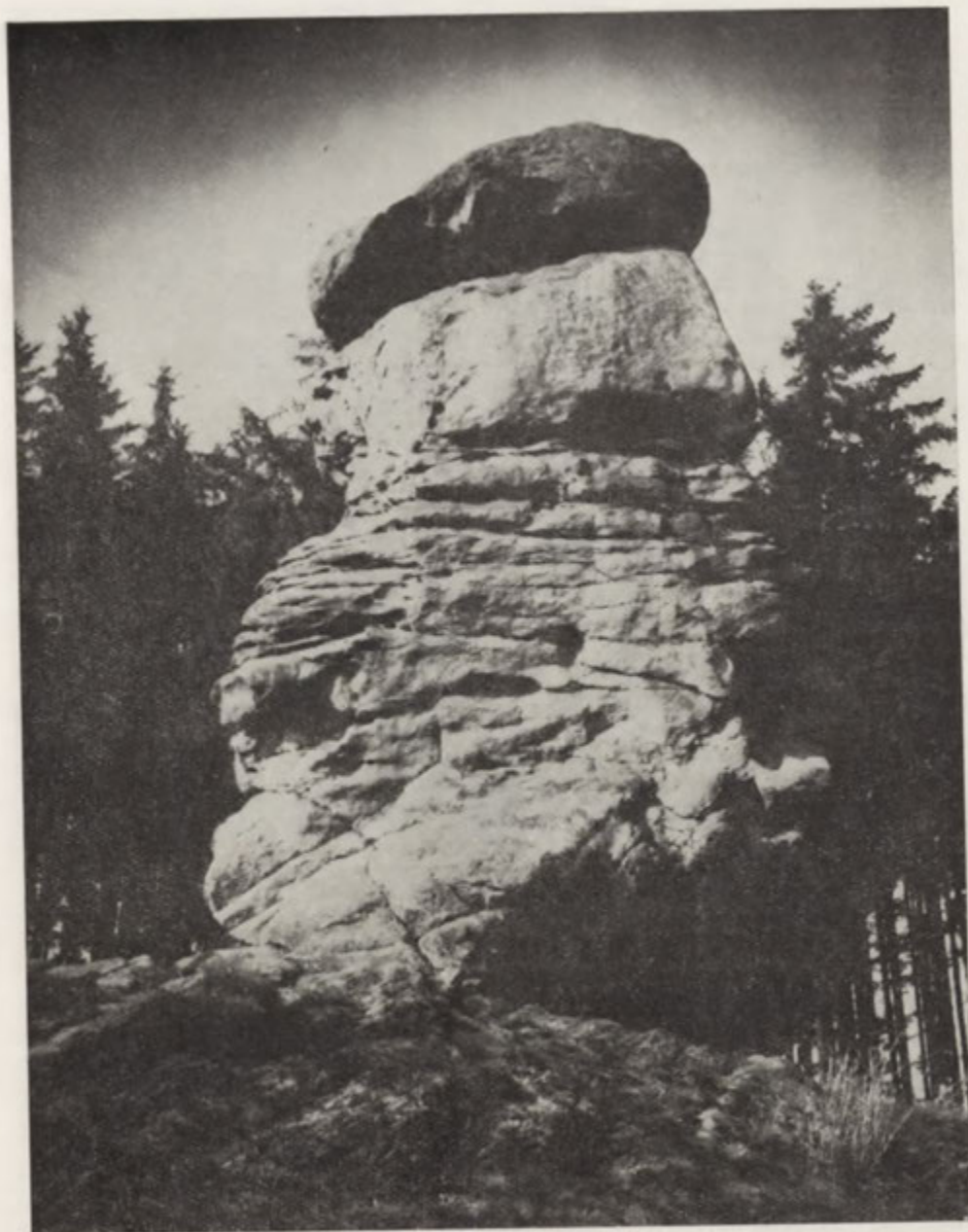


Fig. 7. The tor called Jarcovská gula near the town Valašské Meziříčí (Photo by O. Párta)

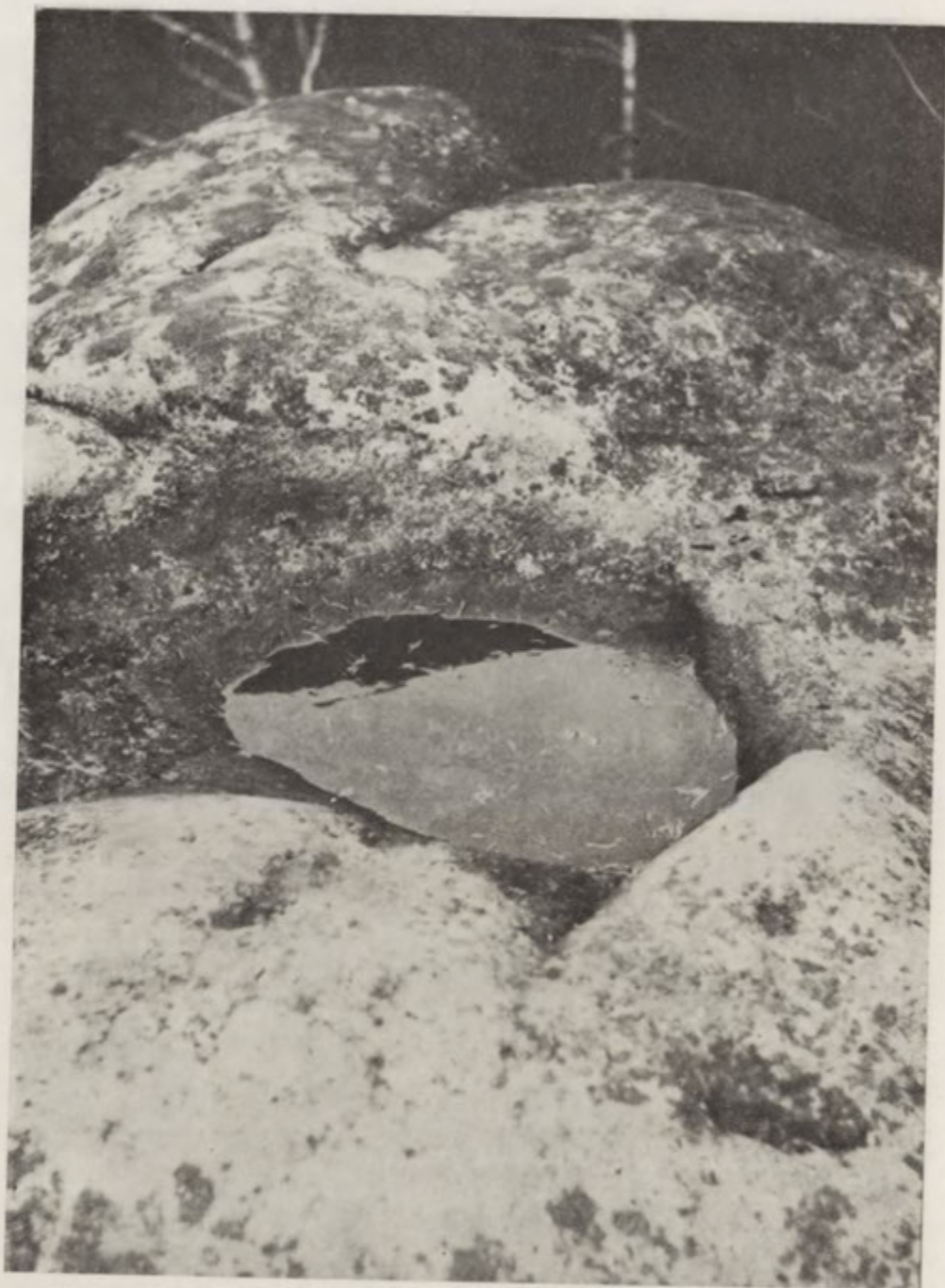


Fig. 8. Weather pit on the surface of the sandstone rock in the castellated rocks called Pulcińskie skály (Photo by J. Demek)



Fig. 9. Honeycombs on the surface of the tor in the Kudlovska dolina (Valley) in the Chřiby Mts.
(Photo by J. Demek)



Fig. 10. Ice-wedge in loess and underlying Pliocene deposits in the loam pit in the village Slavonice near the town Olomouc (Photo by J. Demek)



Fig. 11. Stripped resistant sandstones of Solan with frost-riven cliffs at the beginning of the castellated rocks called Pulcínské skály near the town Valasské Klobouky (Photo by J. Demek)



Fig. 12. The flat dry valley formed by the corrasion of the solifluction streams and by the sheet wash in the Neogene rocks of the Kelcska pahorkatina (Hilly land) (Photo by O. Stanek)



Fig. 13. Valley of the rivulet Rokytenka in the Hostynske vrchy (Mts.). In the left part of the photo — the slope facing north with an extensive talus. In the right one — the undermined slope facing south (Photo by J. Demek)



Fig. 14. Landslides on the slope of the valley of the Frystatsky potok (Rivulet) near the town Gottwaldov (Photo by O. Barta)

BIBLIOGRAPHY

- [1] Bashenina N. V., Poverchnosti golcovogo vyvavnivania kak zonalnye raznovidnosti pedimentov. *Vestnik Moskovskogo universiteta, seria 5, Geografia*, 1960 (6): 68—70, Moskva.
- [2] Blagovolin N. S., Muratov D. A., Timofeev D. A., Nekotorye voprosy formirovaniya sklonov v usloviakh razlichnykh morfostruktur (Some problems of slopes formation under conditions of different morphostructures). *Izv. A. N. SSSR, seria geograficheskaya*, 1963 (3): 16—25, Moskva.
- [3] Baulig H., *Essais de Géomorphologie*, Paris 1950.
- [4] Czudek T., Vliv periglaciální modelace na vyvoj povrchových tvarů východní části Nizkého Jeseníku (Der Einfluss der periglazialen Modellierung auf die Entwicklung der Oberflächenformen in dem östlichen Teil des Gesenkes). *Geogr. čas.*, 12 (3): 180—188, Bratislava 1960.
- [5] Czudek T., Asymmetrische Täler im Nizky Jeseník (Gesenke) in der Tschechoslowakei. *INQUA—Report of the VIth International Congress on Quarternary, Warsaw 1961, Perigl. Sec.*, Łódź 1964.
- [6] Czudek T., Demek J., Význam pleistocenni kryoplanace na vyvoj povrchových tvarů České vysociny (Die Bedeutung der pleistozänen Kryoplanation in der Entwicklung der Oberflächenformen der Česká vysocina — Böhmisches Hochland), Symposium o problémech pleistocénu. *Anthropos* 14 (N. S. 6): 57—69, Brno 1961.
- [7] Czudek T., Demek J., Stehlik O., Formy zvětrávání a odnosu pískovců v Hostynských vrsích a Chribech (Die Verwitterungs- und Abtragungsformen der Sandsteine im Hostenbergland und in Chriby — (Marsgebirge), *Časop. pro mineral. a geol.* 6 (3): 262—269, Praha 1961.
- [8] Czudek T., Demek J., Panoš Vl., Seichterová H., The Pleistocene Rhythmically Bedded Slope Sediments in the Hornomoravský úval (the Upper Moravian Graben), *Sborn. geolog. věd—Antropozoikum*, 1: 75—100, Praha 1963.
- [9] Davis W. M., *Geographical Essays*, Boston, republication 1954, New York 1909, pp. 1—777.
- [10] Demek J., Periglaciální rysy v reliefu Dyjskosvrateckého úvalu (Die periglazialen Züge im Relief des Thaya-Schwarza Beckens). *Geogr. čas.*, 12 (3): 161—172, Bratislava 1960.
- [11] Dylik J., Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej (Le problème des surfaces d'aplanissement et les lois de développement du relief subaeral.), *Przegl. Geogr.*, 25 (3): 193—227, Warszawa 1957.
- [12] Dziewiański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (The Quarternary San Valley between Solina and Zwierzyń), *Prace Geogr. I. G. PAN*, nr 36: 1—86, Warszawa 1962.
- [13] Dziewiański J., Starkel L., Relationship between fluvial and solifluction accumulation as a criterion for the dating of Quarternary terraces in the Carpathians. *INQUA—Report of the VIth International Congress on Quarternary, Warsaw 1961, Vol. III Geomorphological Section and Symposium on marginal glacial forms and deposits*, pp. 89—94, Łódź 1963.
- [14] Horečka F., *Dury na Radhošti a Pustevnách in Fr. Horečka (ed.), Kniha o památném Radhošti, Frenštát pod Radhoštěm*, 1931, p. 108—110.
- [15] Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i Czwartorzęd. (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau), *Prace Geogr. I. G. PAN*, nr 7: 1—453, Warszawa 1956.
- [16] Jahn A., Quantitative Analysis of some Periglacial Processes in Spitsbergen, *Nauka o Ziemi II, Uniwersytet Wrocławski im. B. Bieruta, Zesz. Nauk., ser. B*, nr 5, Warszawa — Wrocław 1961.
- [17] King L. C., *Morphology of the Earth*. Edinburgh and London, 1962, p. 1—699.
- [18] Klimaszewski M., Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. *Bulletin Acad. Pol. Sc., Ser. chim., geol. geogr.* 6 (5): 341—344, Warszawa 1958.
- [19] Kornilov B. A., Timofeev D. A., Tchetvertitchnye obrazovania i drevnie i sovremenny periglacialnye obrazovania yugovostoka Sibirskoi platformy. *Voprosy kriologii pri izutchenii tchetvertitchnykh otlojenii*, Moskva 1962, p. 53—65.

- [20] Krejčí J., Nejmladší tektonické poruchy v údolí Drevnice a Vsetínské Běvy (A Contribution to the Question of Young Diastrophism in the Carpathes of Eastern Moravia), *Prace Brněnské základny Českoslov. akad. věd*, 27 (2): 73—92, Brno 1955.
- [21] Kunsky J., Types of Pseudokarst Phenomena in Czechoslovakia (Typy pseudokrasových tvarů v Československu). *Československý kras*, 10: 108—125, Praha 1957.
- [22] Maruszak H., Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacialnych i umiarkowanych (Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymmetrie in den periglazialen und gemäßigten Zonen), *Ann. Univ. MCS, Sec. B* 1956, 11 (6): 161—237, Lublin 1958.
- [23] Mitt K. L., *O deluvialnom snose v periglacialnych usloviach. Voprosy kriologii pri izutchenii i tchetvertitchnykh otlojenij*, Moskva, p. 88—102, 1962.
- [24] Novosad S., Fossilní rozeklání hrbetu Lukšinec u Lyse hory (Clifting of the ridge called Lukšinec near Lysa hora as fossil phenomenon), *Časopis pro mineralogii a geologii*, 1: 126—131, Praha 1956.
- [25] Pelíšek J., Zvětrávání karpatských pískovců východní Moravy. *Příroda*, 42: 46—48, Praha 1949.
- [26] Penck W., *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Stuttgart 1924.
- [27] Rapp A., Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann.*, 42 (2—3): 73—200, 1960.
- [28] Savigear R. G. A., Slopes and hills in West Africa. Contributions internationales à la Morphologie des versants. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 1: 156—171, Berlin 1960.
- [29] Starkel L., Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biul. perygl.*, 8: 155—169, Łódź 1960.
- [30] Stehlík O., Skalní útvary ve východní části Moravskoslezských Beskyd. *Dějepis a zeměpis ve škole*, 3 (2): 46—47, Praha 1960.
- [31] Tricart J., *Cours de Géomorphologie. Géomorphologie climatique. Le modèle periglaciaire*, I., Paris 1950.
- [32] Tučník D., Radhošské jeskyne. Pukliny na Pustevnách na hoře Radhoští. *Československý kras*, 6: 185—186, Brno 1953.
- [33] Záruba Q., Deformace hornin vzniklé vytlačováním podloží. — Superficial quasi-plastic deformations of rocks. *Rozpr. Českoslov. akad. věd, řada MPV*, 66 (15): 1—35, Praha 1956.
- [34] Záruba Q., Mencl V., *Inženýrská geologie*. Praha 1954, p. 1—425.
- [35] Žebera K., *Československo ve starší době kamenné (Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit)*, Praha 1958, p. 1—211.

К ВОПРОСУ РАЗВИТИЯ СКЛОНОВ МОРАВСКИХ КАРПАТ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

РЕЗЮМЕ

Склоны в области флишевого пояса Карпат возникли большей частью уже в неогене и были в течение четвертичного периода в большей или меньшей степени перемоделированы. В настоящей статье автор сосредоточивает свое внимание на исследовании постепенных перемен профиля склонов в результате внешних геоморфологических процессов в плейстоцене, а именно на исследовании перемены форм профиля и перемены положения профиля склона в пространстве.

Развитие склонов может в основном проходить двумя способами. При этом предположим, что исходной формой в обоих случаях является крутой склон, образованной или глубинной эрозией водного течения, или под действием эндогенных сил (например, сборо-

совый уступ). В первом случае склон в течение своего развития постепенно сплющивается и понижается, причем в своем развитии постепенно проходит несколькими стадиями, которые автор этой концепции В. М. Дэвис [9] назвал стадией молодости, зрелости и старости. Во втором случае наклон склона уменьшается только до определенного угла. Позже средняя часть склона параллельно уступает при постоянном сохранении своего наклона вплоть до пересечения с противоположным склоном. Вторая концепция развития склонов была создана В. Пенкем [26].

В исследованной области преобладают склоны с конвексно-конкавным профилем. В верхней выпуклой части, как правило, выступают на поверхность терена флишевые горные породы (песчаники, конгломерат, сланцы), и этот участок становится областью сноса. Нижняя вогнутая часть, как правило, образует разные мощные слои склонских отложений, снесенных с верхней части склона, и этот участок является областью транспорта и аккумуляции.

По способу и интенсивности перемоделирования неогенных склонов в четвертичном периоде можно в флишевом поясе Карпат различать два главных типа склонов.

Первый тип склонов характеризуется ступенчатостью их верхнего участка. В верхней части склонов чередуются участки с выразительным небольшим склоном (большая часть 3—11°) и более крутыми, в некоторых местах даже вертикальными участками. Более плоские, умеренно наклоненные участки, имеющие форму террас, или занимают склоны непрерывно на расстоянии нескольких сотен метров, или же сужаются и снова продолжают. Ширина террас обычно равна нескольким десяткам метров, но всегда меньше длины. На склонах террасы встречаются или в единственном числе или же в виде нескольких террас находящихся одна над другой.

Более круто наклоненные участки склона выглядят по-разному. Некоторые ступени покрыты растительностью, другие глыбами разной величины. Самыми выразительными являются ступени, образованные вертикальными коренными скальными стенами. Эти скальные стены чаще всего можно встретить в Моравско-силезских Бескидах, на Гостыньских вершинах, Яворниках и Хршибах. Ступени, ограничивающие террасы на верхних участках склонов также круты как и ступени, которые ограничивают террасы, находящиеся на нижних участках. Ступени развиты на склонах открытых на все стороны света. Террасы врезаны в скальные фундаменты. В некоторых случаях поверхность террас параллельна склонам слоев песчаников и конгломератов. Таким образом возникновение террас тесно связано с возникновением структурных террас (О. Стеглик [30]). Иногда террасы пересекают наклонные песчаные и сланцевые слои. Самые выразительные скальные стены развиты в торцовой части слоев песчаников. Для возникновения скальных стен важно расщепление песчаников, особенно вертикальные трещины. Местные структурные условия очевидно имеют влияние на образование террас, так как скальные стены и террасы часто выразительно развиты на одном склоне, но на другом противоположном склоне — отсутствуют.

Покров террас разнообразен. У подножья скальных стен образует покров остроугольные обломки песчаников, иногда величиной с глыбы. Далее от подножья скальных стен появляется мелкозернистый материал. Легко распадающийся песчаник образует неслоистый сыпучий песок даже суглинок.

Образование ступенчатого профиля верхних частей склонов связано с интенсивными периглациальными процессами, которые действовали в флишевом поясе Карпат в холодных периодах плейстоцена. Крутые участки ступеней на склонах можно считать морозобойными уступами и террасы можно назвать гольцовыми террасами (О. Стеглик [30]; Т. Чудек, И. Демек, О. Стеглик [7]). Осыпи и накопления наносов на нижнем участке склона, о которых более подробно поговорим дальше — это корелятные седименты процессов, которые способствовали в верхних частях склона образованию гольцовых террас.

Для второго типа склонов является типичным в общем гладкий, незначительно расчлененный верхний участок. Как свидетельствуют корелятные отложения у подножья в верхних участках склона этого второго типа происходили также значительные сносы.

У подножья склонов этого типа встречаются часто развитые обширные делювиальные шлейфы, которые, как правило, образуют основной участок склона и у подножья высоких склонов часто достигают мощности даже 30 м. Склоновые осадочные породы толщиной в 33 м были обнаружены у подножья окраинного склона Горноморавской впадины вблизи города Напаедла. По мощности отложений и по их плоскостному распространению можно судить о силе сноса с верхнего участка склона. В Напаедлах под склоновыми седиментами сохранился профиль склона периода неогена, между тем как верхний участок склона понизился в результате четвертичных денудационных процессов. На профиле долины реки Држевнице можно наблюдать тот факт, что и нижняя часть склона в четвертичном периоде продолжает моделироваться. Склоновые седименты, достигающие в нижней части толщины более 20 м, покрывают ступени речных террас. В течение четвертичного периода в связи с климатическими осцилляциями и неотектоническими движениями (Я. Крейчи [20]) произошло постепенное углубление долины реки Држевнице. Отдельные ступени речных террас и окраинные участки современной долины были постепенно перекрываемы склоновыми седиментами, поступающими с верхнего участка склона. Ступенчатый профиль нижнего участка склона, образованный ступенями речных террас, был выравнан в плавный вогнутый профиль. На профиле вблизи пос. Гавржице можно наблюдать, что склоновые седименты под действием перекрытия ступеней речных террас изменили ступенчатый профиль долинного склона в плавный выпукло-вогнутый профиль.

Корелятные склоновые седименты у подножья склонов позволяют определить только результаты деструкционных процессов на верхнем участке склона, но и динамику их течения и перемен. По свойствам корелятных седиментов (их толщины, сложения, величины обломков, степени обработки и выветривания обломков) можно судить о процессах, действовавших на склонах в отдельные периоды плейстоцена. Например, на профиле склона долины реки Држевнице видно, что в склоновых седиментах чередуются слои разной толщины, грубые остроуголватые обломки песчаников со слоями глин с обломками и суглинков. В направлении вдоль склона присваляется мелкий материал. Движение материала по склону было очевидно медленное, так что микрогеливация успела образовать достаточное количество мелкого материала. Чередование слоев более грубого и более мелкого материала в делювиальных шлейфах свидетельствует о переменах в процессах выветривания и сноса и тем самым и о климатических переменах. Грубый материал образует, с одной стороны плавные слои, а с другой стороны — протянутые чечевицеобразные линзы. Можно предположить, что глыбообразный материал возникал путем морозного выветривания в холодные периоды плейстоцена. В начале более теплого периода материал перемещался солифлюкцией, достигшей самого большого размера во время таяния вечной мерзлоты. С постепенным отеплением получал все большее значение смыв, который проявился как важный моделирующий деятель в теплые и холодные периоды плейстоцена (А. Ян [16], К. Л. Митт [23]). Чередование илистых и песчаных слоев свидетельствует о чередовании линейного сноса и плоскостного смыва. В некоторых местах аккумуляция приобрела характер конусной аккумуляции, особенно в устьях склоновых доли. В более плоском рельефе подножных холмистых местностей (например, южная часть Визовицкой возвышенности или в глиняных карьерах в окрестностях Напаедла) чередуется эоловый материал с материалом склонов. На склоновых седиментах в нижних частях склонов часто залегают слои лессов и лессовидных суглинков разной толщины.

В развитии долинных склонов, особенно в области холмистых местностей и возвышенностей, сыграли роль различия в интенсивности склоновых процессов вследствие экспозиции склонов по отношению к солнечному свету. С этой различной интенсивностью процессов связано возникновение асимметричных долин. Склон повернутый к западу бывает, как правило, более крутым чем склон повернутый к востоку. В горных областях можно наблюдать на склонах, повернутых к северу большее количество делювиальных шлейфов в сравнении с противоположными склонами. Это связано наверно с тем, что на склоне, повернутом к северу вечная мерзлота таяла медленнее и склоновые процессы протекали более продолжительное время. Противоположный (теплый) склон, на-

оборот, быстрее высыхал и склоновые процессы прекратились раньше. Аналогично склэн, который растаял, глубже подмывался водными течениями (сравни А. Ян, [15], Г. Марушак, [22], С. С. Коржув, 1964). В общем можно констатировать, что плейстоценные денудационные и аккумуляционные процессы на склонах флишевого пояса Карпат в Моравии привели к возникновению выпукло-вогнутых профилей склонов. В верхней части склонов происходила обширная деструкция. Материал, возникавший в верхних частях склонов, накапливался у подножья. Склоновой материал во многих случаях выравнивал ступени на склонах и так возникали плавные профили склонов. В толщине накопления осыпей потом очень часто происходили обширные оползни. Оползни в некоторых местах образовали на склонах формы углублений больших размеров, которое в значительной степени похоже на кары (например, в Среднеморавских Карпатах или Моравскосилезских Бескидах).

Одновременно можно констатировать, что во время перигляциального климата в холодные периоды плейстоцена развивались склоны двумя указанными способами. У склонов первого типа морозобойные уступы параллельно отступали, в то время как второй тип склонов развивался в общем по схеме данной В. М. Девисом [9].

Но в области Внешнекарпатских и Внутрикратских понижений склоны в малоустойчивых горных породах развивались путем понижения уклонов склонов. Значительно распространены аккумуляционные склоны, особенно склоны образованные лёссовыми сугробами и заносами.

*

Альпийско карпатская система представлена в Моравии только своей частью, а именно горной системой западных Карпат, поясом Внешнекарпатских понижений, поясом Внешних Карпат и Внутрикратским понижением Дольноморавской впадины. Внешнекарпатские и Внутрикратские понижения имеют плоский рельеф мягких форм, залегающий на неогенных и четвертичных седиментах. Внешние Карпаты — это расчлененный рельеф, в основных чертах которого отражается влияние чередования устойчивых песчаников и не очень устойчивых илистых флишевых свит, из которых они построены.

Во внешних Карпатах были до сих пор установлены две или три поверхности выравнивания неогенного возраста, возникшие в субэрических условиях в период после нижнего тортона. Их взаимная параллельность во времени в отдельных областях не была до сих пор удовлетворительным образом решена.

Неогенные формы рельефа Карпат и Моравии были сильно моделированы, особенно в перигляциальных периодах плейстоцена. Эта модельция не проходила в разных областях одинаково. В Внешнекарпатских понижениях была модельция рельефа в перигляциальных условиях плейстоцена настолько активна, что даже на седиментах среднепольского оледенения в одерской части Моравских ворот и в Остравском бассейне возник перигляциальный рельеф со своими типичными формами. В холмистых местностях и возвышенностях Внешних Карпат возникли в перигляциальном климате, например, морозобойные уступы с гольцовыми террасами, над которыми выступают останцевые скальные формы. Плейстоценными эрозионно денудационными процессам на склонах и водораздельных хребтах соответствуют осыпные склоны, в некоторых местах покрывающие ступени разных террас на нижних участках склонов. При выходе водотоков из горных и холмистых областей возникали конусы выноса, переходящие постепенно в речные террасы. Речные террасы развиты особенно в низменных областях Внешнекарпатских понижений и в Дольноморавской впадине.

На склонах образованных флишевыми и неогенными седиментами, были установлены многочисленные оползни. Самые удобные условия для возникновения оползней создавались в плейстоцене при таянии вечной мерзлоты. Многочисленные оползни возникали также и в голоцене даже тогда, когда интенсивность процессов моделировки в голоцене, в сравнении с плейстоценом, была гораздо меньше.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

1. Профиль верхней части ступеньчатого склона вершины в горах Hostynské vrchy. Измерения J. Vafeka, сопоставления J. Demek, рисовала V. Holesová.
2. Профиль клиффа с трещинами морозного происхождения и ступеньчатой верхней части северо-западного склона холма Hradisko (772 м), около Pulčína, недалеко Valasské Klobouky в горах Javorníky. Измерения J. Vafeka, сопоставления J. Demek, рисовала V. Holesová.
3. Профиль левого склона долины реки Drevnice в окрестностиг. Gottwaldov. Объяснение: 1 — суглинки речного происхождения, 2 — склоновые суглинки, 3 — щебень, 4 — речной гравий, 5 — флишевые горные породы, смятые в складки. (Сопоставления J. Demek, рисовала V. Holesová).
4. Профиль левого склона долины реки Drevnica около местности Malenovice. Объяснение: 1 — суглинки речного происхождения, 2 — склоновые суглинки, 3 — щебень, 4 — речной гравий, 5 — флишевые горные породы, смятые в складки. (Сопоставления J. Demek, рисовала V. Holesová).
5. Профиль левого склона долины реки Olsava около местности Navřice недалеко от г. города Uherský Brod на основании буровых скважин Геологических Исследований из Брна сопоставил J. Demek. Объяснение: 1 — речные глины, 2 — склоновые отложения, 3 — речной гравий, 4 — флишевые отложения смятые в складки. (Рисовала V. Holesová).
6. Профиль восточного склона холма Sibeník (250 м), около города Uničov в Ногноморавском úvalu (грабен). 1 — отложения Andělska hora (девон), 2 — солифлюкционные отложения, 3 — речной гравий, 4 — лес, 5 — нивео-золотые отложения, 6 — речные глины, 7 — искусственные отложения. (Измерения J. Vafeka, сопоставления J. Demek, рисовала V. Holesová).
7. Скала Jarcovská gula, около города Valasské Mezirící. (Фот. О. Bárta).
8. Углубления (ямки) образовавшиеся в результате выветривания поверхности песчанников Pulčinské skály. (Фот. J. Demek).
9. Ячеистое выветривание на поверхности скалы в долине Kudlovská. (Фот. J. Demek).
10. Морозный клин в лессах и в подстилающих их плиоценовых отложениях в деревне Slavonín. (Фот. J. Demek).
11. Морозный забой в соманьских песчаниках Пулчинских недалеко от Valasské Klobouky. (Фот. J. Demek).
12. Плоская, сухая долина образовавшаяся под воздействием коррозии солифлюкционных потоков и в следствие поверхностного смыва в неогеновых породах в Kelčská pahorkatina. (Фот. О. Staněk).
13. Долина периодического потока Rokytenka в горах Hostynské vrchy. С левой стороны фотоснимки склон с северной экспозицией с обширным делювиальным шлейфом. С правой стороны — подмываемый склон с южной экспозицией. (Фот. J. Demek).
14. Склоновые оползни на склоне долины потока Frystátský коло города Gottwaldov. (Фот. О. Bárta).

GEOGRAPHIA POLONICA

Contents of Last Volumes

Vol. 7. 10 papers on the geography of Poland, mostly dealing with the economic-geographical problems of Poland, 132 pp., 46 Figures, 1965, \$ 2,75

Vol. 8. Aims of economic regionalization. Materials of the Third General Meeting of the Commission Methods of Economic Regionalization IGU, London, July 23, 1964. Report and 5 papers, 68 pp., 7 Figures, 1965, \$ 1,25

Vol. 9. Colloque de Géomorphologie des Carpathes. Materials of the geomorphological symposium held in Cracov and Bratislava, September 17—26, 1963. Report, 7 papers, 2 summaries, 116 pp., 22 Figures, 1965, \$ 2,25

Vol. 10. Geomorphological Problems of Carpathians II. Introduction and 6 papers by Rumanian, Soviet, Polish, Hungarian and Czech geographers, 172 pp., 68 Figures, 1966

SUBSCRIPTION

Subscription orders for the Geographia Polonica should be placed with FOREIGN TRADE ENTERPRISE, ARS POLONA, Warszawa, Krakowskie Przedmieście 7, Poland

or the following firms

German Democratic Republic
— Deutscher Buch-Export u. — Import GmbH, Leipzig C 1, Leninstr. 16

Soviet Union

— Meshdunarodnaja Kniga, Importnaja Kontora, Moscow 200

