

Colloque
de
Géomorphologie
des Carpathes

Geographia Polonica 9

Geographia Polonica 9

**Colloque de Géomorphologie
des Carpathes
(17–26 septembre 1963)**

Geographia Polonica

9

INSTITUTE OF GEOGRAPHY • POLISH ACADEMY OF SCIENCES

GEOGRAPHIA POLONICA 9

Colloque de Géomorphologie des Carpathes

(17—26 septembre 1963)

*Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Warszawa 1965*

<http://rcin.org.pl>

Editorial Board

STANISŁAW LESZCZYCKI (Editor-in-Chief)
JERZY KONDRACKI, LESZEK KOSIŃSKI, JERZY KOSTROWICKI
ANDRZEJ WERWICKI (Secretary)

Editor of the volume

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

Adress of Editorial Board

Krakowskie Przedmieście 30, Warszawa 64
POLAND

PANSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
(PWN — POLISH SCIENTIFIC PUBLISHERS)
WARSZAWA 1966

TABLE DES MATIÈRES

<i>Mieczysław Klimaszewski</i> : Introduction	7
<i>Mieczysław Klimaszewski</i> : Développement géomorphologique des Carpathes Occidentales Polonaises	15
<i>M. Lukniś</i> : Les vestiges des surfaces d'aplanissement dans les Carpathes Occidentales (Résumé)	33
<i>T. Czudek, J. Demek, O. Stehlik</i> : Study of the development of the Carpathians' relief in Moravia	35
<i>Leszek Starkel</i> : L'évolution du relief des Carpathes Orientales dans le bassin du Haut San	53
<i>L. G. Kamanin</i> : Les traits principaux de la morphostructure des Carpathes Roumaines et Soviétiques et les objectifs de leur étude prochaine	63
<i>Vintila Mihăilescu</i> : L'état actuel de nos connaissances sur le relief des Carpathes Roumaines	77
<i>Martin Pécsi</i> : Les principaux problèmes des recherches géomorphologiques dans les montagnes hongroises moyennes	87
<i>Jozef Kvitkovič</i> : La jeune tectonique et son reflet dans le relief sur l'exemple de l'arc volcanique de Vihorlat — Popričný et la plaine de la Slovaquie de l'Est	101
<i>K. Mishev, V. Popov</i> : L'évolution géomorphologique du Prébalkan moyen au Néogène et au Quaternaire (Résumé)	117

INTRODUCTION

MIECZYSLAW KLIMASZEWSKI

Le Colloque international, consacré à la géomorphologie des Carpathes a eu lieu du 17 au 26 septembre 1963. Il a été organisé par le Centre de la Géomorphologie et de l'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie (Prof. M. Klimaszewski — organisateur scientifique, licencié T. Gerlach — organisateur technique) ainsi que par l'Institut de Géographie de l'Académie Slovaque des Sciences (Prof. Agrégé E. Mazur — organisateur scientifique, J. Urbanek — organisateur technique). La première partie du Colloque (17—21.IX) a eu lieu sur le territoire de la Pologne, tandis que la seconde (22—26.IX) — sur le territoire de la Tchécoslovaquie.

Le Colloque a eu pour but:

1. la présentation de l'état actuel des recherches sur le développement géomorphologique des Carpathes,
2. la discussion et présentation des problèmes essentiels concernant l'évolution géomorphologique des Carpathes et particulièrement des Carpathes de l'Ouest,
3. l'élaboration du programme de la collaboration dans le domaine des recherches géomorphologiques sur la région des Carpathes,
4. la discussion sur les méthodes des recherches scientifiques pour assurer la possibilité de comparer les résultats des recherches dans diverses régions des Carpathes,
5. la discussion sur l'organisation des recherches communes et la création éventuelle d'une Association Géomorphologique, prenant en considération la possibilité d'un élargissement ultérieur du domaine des recherches aussi sur les autres disciplines de la géographie physique.

Au Colloque ont participé de la part de:

1. l'Académie Bulgare des Sciences: Le Prof. Agrégé Kiril Mishev, et le secrétaire scientifique de l'Institut de Géographie de l'Académie Bulgare des Sciences — Prof. Agrégé Vladimir Popov,
2. l'Académie Tchécoslovaque des Sciences: le candidat des sciences Jaromir Demek, le directeur de l'Institut de Géographie de l'Académie Tchécoslovaque des Sciences, le candidat des sciences Otokar Stehlik, le directeur-adjoint de l'Institut,

3. l'Académie Polonaise des Sciences: le Prof. Dr. M. Klimaszewski, membre correspondant de l'Académie Polonaise des Sciences, chef du Laboratoire de la Géomorphologie et de l'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences et directeur de l'Institut de Géographie de l'Université Jagellonique, le Dr. L. Starkel — chef-adjoint du Laboratoire, le licencié T. Gerlach, le Dr. S. Gilewska, le licencié M. Klimek, le licencié K. Klimek,

4. l'Académie Roumaine des Sciences: le Prof. Dr. Vintila Mihailescu — directeur-adjoint de l'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine des Sciences, le Prof. Dr. Tiberiu Morariu, membre correspondant de l'Académie des Sciences, directeur de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj,

5. l'Académie Slovaque des Sciences: le Prof. Agrégé Emil Mazur, directeur de l'Institut de Géographie de l'Académie Slovaque des Sciences; le candidat des sciences Józef Kvitkovič, directeur-adjoint de l'Institut de Géographie de l'Académie Slovaque des Sciences; Jan Urbanek,

6. l'Académie Hongroise des Sciences: le Prof. Agrégé Dr. Marton Pécsi, directeur de l'Institut de Géographie de l'Académie Hongroise des Sciences,

7. l'Académie des Sciences de l'URSS: le candidat des sciences géographiques L. G. Kamanin; le candidat des sciences N. S. Błagowolin et de la part de l'Université de Bratislava — le Prof. Dr. M. Lukniš.

Par ailleurs, le côté polonais a été représenté dans le Colloque par: les travailleurs scientifiques de: l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences (Prof. Dr. S. Leszczycki, Prof. Dr. R. Galon, Prof. Dr. J. Kondracki, Prof. Agrégé Dr. M. Chilczuk), la Station des Recherches de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa (licencié M. Kłapa), la Chaire de Géographie Physique de l'Université Jagellonique (Dr. Z. Czeppe, licencié J. Pokorny, licencié M. Tyczyńska, licencié R. Wolnik, licencié M. Niemirowski, licencié L. Kaszowski), Laboratoire de Géologie du Quaternaire à Varsovie (Dr. E. Mojski, licencié J. Rzechowski), la Chaire de Géographie Economique de l'Université Jagellonique (Prof. Dr. A. Wrzosek), la Station Archéologique carpathique de l'Académie Polonaise des Sciences (Prof. Agrégé, A. Źaki), le Laboratoire de Géographie Physique de l'Ecole Supérieure de Pédagogie à Cracovie (Prof. Agrégé Dr. S. Flis, licencié T. Ziętara, licencié W. Nowak), la Chaire de Géographie Physique de l'Université de M. Curie-Skłodowska à Lublin (licencié J. Cegła, licencié A. Henkiel), Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie de l'Université Jagellonique (licencié M. Kryszowska), Laboratoire de Protection de la Nature de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie (licencié M. Drzał), Comité de l'Aménagement des Territoires Montagneux de l'Académie Polonaise des

Sciences (licencié T. Galarowski), le Département de Géographie du Ministère des Mines et des Recherches de Minéraux Utiles à Canada — directeur du Bureau des Recherches (Dr. R. T. Gajda).

Le côté slovaque a été représenté dans le Colloque par les travailleurs scientifiques de: l'Institut de Géographie de l'Académie Slovaque des Sciences, l'Université d'A. Komensky à Bratislava, l'Institut de Géographie de l'Académie Tchécoslovaque des Sciences, l'Institut de Géographie de l'Académie Hongroise des Sciences et l'Institut de Géographie de l'Université de Budapest.

Dans le cadre du Colloque — pendant les trois jours quatorze conférences ont été prononcées. On a aussi organisé une excursion, de sept jours consacrée à l'étude dans le terrain du relief des Carpathes occidentales sur la coupe: Cracovie — Tatra — Bratislava.

Le 17 septembre dans la salle de conférences, le Prof. M. Klimaszewski, chef du Laboratoire de la Géomorphologie et de l'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie a souhaité, comme organisateur scientifique, la bienvenue à tous les participants au Colloque et a présenté les buts et les tâches de celui-ci. Le Prof. S. Leszczycki, directeur de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences a ouvert les débats du Colloque.

Ensuite, les communications suivantes concernant l'état de recherches sur le développement du relief des Carpathes ont été prononcées:

1. Prof. Dr. V. Mihailescu — Bucarest: L'état actuel de nos connaissances sur le relief des Carpathes Roumaines,

2. Prof. Agregé, V. Popov, Prof. Agregé, K. Mishev — Sofia: Geomorfologicheskoje razvitie srednich Predbalkan w neogenskom i chetvertichnom periode (L'évolution géomorphologique des Prébalkans moyens au Néogène et au Quaternaire).

3. K. N. L. Kamanin, N. I. Blagovolin — Moskva: Osnovnyje cherty morfostruktury Rumynskikh i Sovietskikh Karpat (Traits principaux de la morphostructure des Carpathes Roumaines et Soviétiques).

4. Dr J. Kvitkovic — Bratislava: Mlada tektonika e jej obraz v reliefje na priklade Vychodoslovenskej niziny a sopecneho obluha Vihorlat-Popricny (Néotectonique et son image dans le relief sur l'exemple de la plaine de la Slovaquie de l'arc volcanique).

5. Prof. Agregé, M. Pécsi — Budapest: Les problèmes des recherches géomorphologiques du massif central des Carpathes Internes.

6. Prof. Dr. M. Lukniš — Bratislava: Pozostatky foriem zarovnanja povrchu w Zapadnych Karpatach Ceskoslovenskych (Restes des forms d'aplanissement de la surface dans les Carpathes Tchécoslovaques).

Entre temps on a visité „L'Exposition des élaborations géomorphologiques concernant les Carpathes Polonaises occidentales”, „l'Exposition des travaux scientifiques du Laboratoire de la Géomorphologie et de l'Hydrographie de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie dans la période de dix ans” et on a pris connaissance des travaux de la Chaire de Géographie Physique de l'Université Jagellonique.

Le 18 septembre les communications suivantes ont été prononcées:

7. Dr. J. Demek, Dr. T. Czudek, Dr. O. Stehlik — Brno: Tretohorne prvky w reliefje Vonkajskich Karpat na Morave (Couvertures tertiaires dans le relief des Carpathes de Vonkai en Moravie).

8. Dr. L. Starkel — Cracovie: Développement géomorphologique des Carpathes Polonaises de l'Est.

9. Prof. Dr. M. Klimaszewski — Cracovie: Développement géomorphologique des Carpathes Polonaises de l'Ouest.

Dans la discussion sur les communications susdites (dont les résumés ont été polygraphiés en russe) ont pris part tous les participants au Colloque. La discussion concernait surtout l'extension des Carpathes, l'étendue de leur élévation ainsi que l'étendue et le caractère de leur modelage.

Dans le temps libre, après le repas de midi, on a visité le Collegium Maius. Le soir a eu lieu une réunion à la Maison du Travail Créateur de l'Université Jagellonique à Modlnica. A cette réunion ont pris part tous les invités de même que les travailleurs scientifiques du Laboratoire de la Géomorphologie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie et de la Chaire de la Géographie Physique de l'Université Jagellonique.

Entre les 19 et 24 septembre on a organisé une excursion en autocar dont l'itinéraire menait par la partie Nord des Carpathes de l'Ouest. L'excursion a été dirigée par le Prof. M. Klimaszewski. Certains postes ont été commentés par: M. Tyczyńska, M. Kryszowska, K. Klimek, L. Starkel, et T. Gerlach.

Le 19 septembre: Cracovie — Prokocim — Bogucice — Zgłobice — Góra Marcina — Brzesko — Tymowa — Stróża — Czchów — Nowy Sącz et Lipowe — Nowy Sącz.

Le 20 septembre: Nowy Sącz — Myślec — Jazowsko — Kłodne — Krościenko — Huba — cônes fluvio-glaciaires de Białka et du Biały Dunajec — Nowy Targ — Domajski Wierch — Szaflary — Zakopane.

Le 21 septembre: Zakopane — Głodówka — Hurkotne — Łysa Polana — Morskie Oko — Świstówka — Dolina 5 Stawów Polskich — Wodogrzmoty Mickiewicza — Zakopane — Dolina Małej Łąki — Zakopane.

Au cours de l'excursion on a présenté et discuté les problèmes suivants:

1. Les processus de dégradation dans les Carpathes de l'Ouest au Tor-

tonien sur la base de l'analyse des sédiments du Miocènes de corrélation d'avant-pays et des bassins des Carpathes.

2. Le processus de dégradation dans les Carpathes de l'Ouest au Pliocène supérieur sur la base de l'analyse des sédiments du Pliocène de corrélation du Bassin de „Podhale”.

3. la génèse et l'âge de la surface d'aplanissement intramontagneuse et de celle de la zone collines.

4. le caractère et l'ordre de l'élévation des Carpathes au Néogène et au Quaternaire.

5. le développement du réseau du bassin au Néogène et au Quaternaire.

6. les dimensions du changement de modelage du relief tertiaire des Carpathes Flycheuses au Quaternaire.

7. la participation des processus périglaciaires au modelage du relief des Carpathes.

8. l'ordre et les dimensions de changement du modelage du relief tertiaire de la Tatra par les glaciers et les processus périglaciaires ainsi que les processus liés au climat modéré.

9. l'influence du relief périglaciaire sur l'élargissement et le processus de la glaciation et déglaciation de la Tatra.

10. la chronologie des glaciations de la Tatra.

11. la comparaison des glaciations de la Tatra avec celles des plaines.

Le 22 septembre à 9 heure du matin on a franchi la frontière à Łysa Polana en suivant le tracé: Łysa Polana — Tatranska Lomnica — Štrbske pleso — Dolina Mięgoszowiecka — Tatranska Lomnica (nappes morainiques des pentes méridionales de la Tatra, processus de déglaciation, poligénèse des formes d'accumulation, mouvements tectoniques actuels). L'excursion a été dirigé par le Prof. M. Lukniš.

Le 23 septembre: Tatranska Lomnica — Poprad — Hranovnica — repaire de Dobšina — Rožňava — Silicka Planina — Rožňava (formes structurales des Rudavy Slovaques, formes karstiques, évolution du Karst Slovaque) — dirigé par M. Lukniš.

Le 24 septembre: Rožňava — Rimavska Sobota — Pokoradza — Hnúšťa — Kokava — Klenovec — Hriňova — Zvolen — Handlova — Žilina (origine des bassins de Slovaquie méridionale, destruction des plateaux volcaniques dans les piémonts anciennes surfaces d'aplanissement de Rudavy Slovaques, génèse du relief volcanique, éboulements, structures en horst et formation des cônes d'alluvions aux piémonts, relief structural et nappes de débris, phénomènes et processus de modelage périglaciaire du relief de bassin) — dirigé par M. Lukniš et E. Mazur.

Le 25 septembre: Žilina — Sulov — Považska Tepla — Trenčín — Mnešica — Nové Mesto — Trnava Pezinok — Senec — Bratislava (terrasses

fluviales du Vah, relief appachien de la zone des Klippes, les fragments d'aplanissement du Pliocène supérieur, pédiments d'avant-monts, alluvions de la plaine du Danube, sols fossiles, tectonique actuelle).

Chaque participant a reçu une carte à l'échelle de 1 : 750 000 et un „Guide” contenant la description de 56 postes sur le tracé de l'excursion en Slovaque.

Le 26 septembre dans la salle de débats de l'Hôtel Devin à Bratislava ont été prononcées les communications suivantes concernant les méthodes appliquées dans les recherches sur le relief des Carpathes*.

1. Prof. Dr. M. Klimaszewski: Principes de la construction des cartes géomorphologiques des terrains montagneux.

2. Prof. Dr. M. Morariu: Méthodes des recherches géomorphologiques dans le domaine des Carpathes Roumaines.

3. Licencié T. Gerlach: Méthodes des recherches des processus actuels morphogénétiques dans les Carpathes Polonaises.

4. Dr. J. Demek: Problémy kvarterneho vyvoja svahov vo flusovej casti Karpat (Problèmes du développement du Quaternaire dans la partie flyscheuse des Carpathes).

5. Prof. Agrégé Dr. E. Mazur: K princípom geomorfologického rajonovania československých Karpat. (Sur les principes de la régionalisation morphologique des Carpathes Tchécoslovaques).

Dans la discussion on a touché les problèmes de l'exécution des levés et de l'application des méthodes granulométriques et physico-chimiques dans des recherches géomorphologiques. Après la discussion sur les communications, le Prof. Klimaszewski a présenté le projet de la résolution (ci-dessous) établi précédemment avec les représentants des Académies des Sciences intéressées. La résolution postule la création d'une Commission Géomorphologique des Carpathes et des Balkans afin de faciliter la collaboration entre les géomorphologues conduisant des recherches dans les Carpathes et dans les Balkans. Après la discussion on a établi le texte de la résolution avec le schéma d'organisation et le programme du travail entre 1963 et 1966. On a confié la transmission de cette résolution aux Académies des Sciences intéressées (bulgare, tchécoslovaque, polonaise, roumaine, hongroise et yougoslave) avec les propositions aux organisateurs du premier Colloque.

Les propositions concernent:

a) l'adoption de la Commission Géomorphologique des Carpathes et des Balkans comme l'organ de la collaboration scientifique entre les Académies des Sciences du bloc socialiste,

* Ces rapports sont publiés dans: *Géografický Casopis*, V. 16, fasc. 3, 1964.

b) la prise en considération de l'activité de cette Commission dans les plans de la collaboration entre les Académies susdites.

c) l'accord sur l'introduction du programme de recherches et élaborations, établi par les participants au Colloque, dans les plans de recherches des Instituts de Géographie des Académies des Sciences pour rendre possible la réalisation de ce programme.

d) la démarche entreprise par les Comités Nationaux de Géographie au Présidium de l'Union Géographique Internationale afin d'approuver la Commission Géomorphologique des Carpathes et des Balkans comme l'une des Commissions de l'UGI.

Le Prof. Agrégé E. Mazur a fermé les débats du Colloque. Le même soir à l'Hôtel Devin a eu lieu un dîner d'adieu.

Tout le Colloque a été préparé bien soigneusement du point de vue scientifique (communications, excursions, discussions) ainsi que de celui d'organisation technique (parcours, couchées, repas). Grâce à cela, les buts du Colloque ont été pleinement réalisés. On s'est bien rendu compte de l'état actuel des recherches sur le relief des Carpathes, non seulement sur la base des communications, mais aussi au cours d'une excursion très intéressante à travers les Carpathes de l'Ouest. On a pris connaissance au terrain des méthodes de recherches, on a créé une Commission Géomorphologique des Carpathes et des Balkans et on a établi un programme de recherches. Il s'est créé un groupe de chercheurs, animés d'un esprit amical, ayant des intérêts analogues, montrant de l'ardeur pour continuer des recherches sur le relief des Carpathes et des Balkans d'une manière plus systématique, basée sur une collaboration fraternelle.

Centre de la Géomorphologie et de l'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie.

The first part of the paper deals with the general theory of the...
The second part is devoted to the...
The third part...
The fourth part...
The fifth part...
The sixth part...
The seventh part...
The eighth part...
The ninth part...
The tenth part...
The eleventh part...
The twelfth part...
The thirteenth part...
The fourteenth part...
The fifteenth part...
The sixteenth part...
The seventeenth part...
The eighteenth part...
The nineteenth part...
The twentieth part...
The twenty-first part...
The twenty-second part...
The twenty-third part...
The twenty-fourth part...
The twenty-fifth part...
The twenty-sixth part...
The twenty-seventh part...
The twenty-eighth part...
The twenty-ninth part...
The thirtieth part...
The thirty-first part...
The thirty-second part...
The thirty-third part...
The thirty-fourth part...
The thirty-fifth part...
The thirty-sixth part...
The thirty-seventh part...
The thirty-eighth part...
The thirty-ninth part...
The fortieth part...
The forty-first part...
The forty-second part...
The forty-third part...
The forty-fourth part...
The forty-fifth part...
The forty-sixth part...
The forty-seventh part...
The forty-eighth part...
The forty-ninth part...
The fiftieth part...

DÉVELOPPEMENT GÉOMORPHOLOGIQUE DES CARPATHES OCCIDENTALES POLONAISES

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

C'est au début du XIX^e siècle qu'on commença à s'intéresser au relief des Carpathes Polonaises Occidentales [S. Staszic, L. Zejszner, W. Pol, A. Alth, V. Uhlig, A. Rehman, W. Friedberg] mais les premières tentatives de reconstruire leur développement géomorphique n'apparurent qu'au XX^e siècle. Le développement de ce relief fut reconstruit en fonction de l'analyse des formes et dépôts, réalisée par L. Sawicki [43, 40], J. Smoleński [49], A. Fleszar [5], E. Romer [41], W. Łoziński [29], M. Łomnicki [30], S. Pawłowski [37, 38], B. Swiderski [56, 57] et M. Klimaszewski [14, 18, 21]. On prenait en considération les formes principales, conductrices, produites par l'érosion et la dénudation, telles que les surfaces d'aplanissement, les vallées fluviales et glaciaires, ainsi que les terrasses fluviales des vallées. On a aussi étudié et morphologiquement interprété les dépôts marins — du Miocène, lacustres — du Pliocène, glaciaires — du Pléistocène, ainsi que les dépôts fluviaux et de versants du Pliocène, Pléistocène et Holocène. En poursuivant ces recherches on tâchait de découvrir les rapports entre, d'une part, le soulèvement, et de l'autre, l'entaillage et l'aplanissement des Carpathes. Par ailleurs, on prenait toujours en considération particulière le rôle que jouaient la structure et les conditions surtout climatiques dans le caractère et le développement des processus morphogéniques. Les recherches géomorphologiques, géologiques, paléobotaniques et paléoclimatologiques permettent de présenter la conception suivante sur le développement du relief des Carpathes Polonaises Occidentales.

I. LE DEVELOPPEMENT DES CARPATHES AU TERTIAIRE

Les Carpathes se sont formées dans le géosynclinal de Thétys. Le fond de ce dernier, avec les dépôts mésozoïques et cenozoïques qui le tapisaient, a été à plusieurs reprises affecté d'un plissement. Les phases principales du plissement du substratum mésozoïque ont eu lieu à l'époque qui suit le Crétacé moyen et qui précède le Paléogène — phase de Lara-

mie, tandis que les phases du plissement des dépôts flyscheux venaient après le Paléogène et avant le Tortonien moyen — phase de Sava. Dans la première de ces phases les Carpathes Internes (massif de la Tatra et zone des Klippes sur le territoire de la Pologne) ont été plissées en forme de nappes, tandis que dans la seconde phase a eu lieu un plissement des Car-



Fig. 1. Développement au Néogène du réseau des vallées dans les Carpathes Occidentales

1 — surface inondée par la mer miocène (Tortonien) Parathetis, 2 — front de la nappe carpathique, 3 — extension de la nappe silésienne, 4 — extension de la nappe de Magura, 5 — processus de l'élévation, 6 — processus de l'affaissement, 7 — vallées des rivières conséquentes, 8 — vallées des rivières qui suivent l'axe de la dépression, 9 — vallées des rivières subsequentes, 10 — vallées des rivières régressives, 11 — percées antesédentes.

pathes Flyscheuses (région des Beskides et zone des collines des Carpathes) et un nouveau plissement de la zone des Klippes. Les Carpathes Occidentales se sont définitivement élevées après l'Oligocène et avant le Tortonien moyen.

Vers la fin de l'Oligocène ont eu lieu l'émergence des dépôts Carpathiques plissés et la régression corrélative de la mer de Thétis. Etant donné qu'aussi bien les Carpathes que leur avant-pays ne contiennent pas de dépôts aquitaniens et burdigaliens, notre connaissance des processus qui se sont produits dans la région en question à partir de la régression de la mer oligocène jusqu'à la transgression de celle de l'Helvétien est très limitée.

Au soulèvement d'orogène et au charriage de l'avant-pays par les masses de Flysch charriées sur lui se rattachent la dépression de l'avant-pays des Carpathes et la formation d'une avant-fosse, profonde et asymétrique [25, 33]. Il est possible qu'une telle fosse existe déjà pendant l'Aquitaniens et le Burdigalien, à l'avant-pays des Carpathes Occidentales d'alors. La fosse en question, ainsi que les molasses, étaient en ce temps probable-

ment recouvertes par les nappes des Carpathes Occidentales charriées vers le Nord.

A l'Helvétien et au Tortonien inférieur, la bordure des Carpathes était poussée bien plus loin au Sud qu'elle ne l'est actuellement, et l'avant-fosse (mer Parathétis) était comblée de molasse provenant des Carpathes et de la région des Plateaux actuels [1, 4, 24, 34]. Les bancs de conglomérat d'épaisseur considérable qui se trouvent dans les formations helvétiques près de Przemyśl [32], témoignent que l'édifice des Carpathes fut très activement entaillé dans les phases orogéniques préhelvétique et helvétique inférieure (phase de Styrie). D'autre part les dépôts littoraux du Tortonien inférieur (argiles, marnes, sables), dans la zone qui borde les Carpathes attestent un orogène fort avancé des Carpathes.

Le Tortonien inférieur fut suivi d'un grand charriage des masses carpathiques vers le Nord (2^e phase de Styrie). Les formations carpathiques



Fig. 2. Carte géomorphologique générale des Carpathes Polonaises

1 — fonds des bassins et des vallées d'une certaine importance, tapissés de sédiments pleistocènes, 2 — zone des collines 150-250 m d'altitude de la surface d'aplatissement du Pliocène inférieur (subcarpathique), creusée par des vallées du Pliocène supérieur, 3 — région montagneuse des Beskides avec lambeaux de la surface d'aplatissement subcarpathique et intracarpathique, creusée par des vallées du Pliocène supérieur, 4 — zone des Klippes calcaires avec formes karstiques, 5 — zone alpine de la Tatra avec lambeaux de la surface d'aplatissement subcarpathique (jusqu'à 1500 m d'altitude) et intracarpathique (1800-2000 m d'altitude), creusée par des vallées du Pliocène supérieur transformées par les glaciers pléistocènes, 6 — percées fluviales, 7 — extension vers le Sud de la calotte glaciaire pendant la période Mandel, 8 — localisation des dépôts pliocènes avec flors fossile, 9 — localisation des dépôts pléistocènes avec flore fossile.

de Flysch recouvrirent probablement les dépôts de l'Aquitanién et du Burdigalién, et certainement, ceux de l'Helvétien et du Tortonien inférieur. Ce charriage était accompagné d'un plissement qui s'appliquait aussi bien aux formations flyscheuses qu'aux molasses miocènes sous-jacentes [4, 13, 25, 33].

Le chargement que les masses carpathiques fortement soulevées exerçaient sur le substratum profond, produisit, selon Książkiewicz [25], un abaissement isostatique de la zone carpathique et de son avant-pays.

Au Tortonien moyen, une nouvelle transgression pénètre de l'Ouest dans le terrain déprimé de l'avant-pays [25, 34]. Elle s'étendit aussi sur les parties extérieures des Carpathes fortement dégradées et, entrant dans le bassin du Dunajec, elle atteignit les environs de Sącz [3]. Les Carpathes étaient, en ce temps-là, fortement creusées. Les fleuves emportaient des Carpathes un matériel grossier qu'ils déposaient dans la Parathétis en forme de larges cônes de delta (graviers de Bogucice [4, 13], graviers de Radycz, graviers de Pikulice [32]). La décomposition de la région carpathique et son aplanissement continu ont réduit le poids du massif. Par suite, pendant le Tortonien supérieur, les Carpathes furent soulevées isostatiquement ou dictyogéniquement, tandis que leur avant-pays fut encore une fois déprimé et inondé par les eaux de la mer du



Fig. 3. Profil des Carpathes, de la Tatra jusqu'au bassin de Sandomierz

Tortonien supérieur [25, 34]. Dans cette mer furent jetées alors d'énormes quantités de sable et de gravier, provenant de l'érosion de Carpathes récemment soulevées [4] et des Monts de Sainte-Croix [24]. On trouve encore aujourd'hui ces matériaux dans la partie méridionale du plateau de la Petite Pologne.

Au Tortonien supérieur, les Carpathes étaient soulevées d'une manière inégale. C'était le massif de la Tatra qui devint la région culminante, les Beskides furent élevées à une moindre hauteur, tandis que le bassin du Podhale, celui de Sącz et celui de Jasło et Sanok (doły Jasielsko-Sanockie) furent déprimées. Au fond du bassin du Podhale s'était formé un grand bassin d'eau douce, rempli de couches d'argiles alternant avec de gros graviers que les cours d'eau amenaient là du Sud ou du Sud-Est. La couverture de ces dépôts, de 200 m d'épaisseur, s'est conservé dans la région du Domajski Wierch. L'alternance des bancs d'argile et des bancs de gravier atteste un certain rythme dans la suite des périodes d'aplanissement et du creusement. Les grandes dimensions des galets (jusqu'à 1,3 m) témoignent d'une forte chute des fleuves, tandis que le matériel, produit à la suite du processus du détachement des débris flyscheux du Podhale [2], permet de supposer, qu' en ce temps-là la bosse de la Tatra

était encore recouverte d'un manteau du Flysch du Podhale. D'autre part les bancs d'argile prouvent l'existence d'un lac sans écoulement (d'origine) tectonique. Dans la région des Carpathes Polonaises Occidentales il y avait donc des élévations et des dépressions tectoniques, témoins des mouvements dictyogéniques. C'est à ces élévations et dépressions que se rattachaient le réseau hydrographique et celui des vallées. Venant de la Tatra, des Beskides Occidentales et Orientales et de celles d'Ustrzyki et Frysztat, des rivières conséquentes descendaient vers les dépressions (Parathétis et vallées tectoniques intracarpathiques du Podhale, de Sącz et de Jasło-Sanok).

La destruction intense de la région carpathique qui avait eu lieu au Tortonien supérieur, avaient causé au Sarmatien inférieur, la formation d'une surface d'aplanissement intracarpathique [14, 48]. Des lambeaux hauts de 220 à 400 m s'y sont conservés, et la présence de graviers qu'on y constate prouve que cette surface est plus jeune que les dépôts du Tortonien supérieur du Domajski Wierch. Elle fut plus aplanie dans sa partie septentrionale que dans sa partie méridionale. Les produits provenant de l'aplanissement des Carpathes à cette époque, étaient emportés et déposés dans la mer du Sarmatien inférieur qui s'étendait jusqu'aux environs de Tarnów et Przemyśl [13, 25]. C'étaient pour la plupart des dépôts argileux. L'aplanissement en question était lié à la résistance du substratum et aux conditions climatiques de ce temps.

D'après W. Szafer [59] au Tortonien supérieur et au Sarmatien, avaient eu lieu des changements de climat : subtropical et sec, périodiquement sec, et humide, puis périodiquement sec et sec. Les conditions climatiques (et végétales) rendirent possible une altération profonde, dans la période où le climat était chaud et humide (et le manteau végétal dense), et une forte dégradation, l'ablation surtout, dans celle dans laquelle le climat était périodiquement sec (et la végétation faible). Vers la fin du Sarmatien inférieur, par la suite de la phase attique des mouvements orogéniques, se produisit une élévation oblique des Carpathes et de leur avant-pays tout entier. La surface d'aplanissement du Sarmatien inférieur fut inclinée vers la mer qui, à travers le plateau de Lublin, régressait dans la direction nord-ouest. Des cours d'eau, descendant des Carpathes et du rempart métacarpathique, la suivaient, en confluant dans l'avant-fosse subcarpathique, remplie de dépôts miocènes. Ils creusaient, profondément le versant septentrional, obliquement soulevé des Carpathes, ainsi que plus superficiellement, les formations miocènes, tandis qu'ils déposaient leurs dépôts (entre autres les galets carpathiques [11]) sur le plateau de Lublin, dans les baies et lagunes peu profondes de la mer régressante [11, 61]. En Pologne méridionale et dans les Carpathes, le Pliocène inférieur était une période d'arrêt quant aux mouvements orogéniques. A cette époque,

les régions élevées pendant le Miocène, notamment les Carpathes, étaient en train d'être nivelées. Cette activité destructive, progressant de la périphérie au coeur même des montagnes, produisit dans les parties extérieures des Carpathes, dans les régions des roches de moindre résistance, des considérables aplanissements, Ainsi la partie septentrionale des Carpathes, dite Pogórze Karpackie (zone des collines carpathiques) [14, 43, 49] ainsi que l'avant-pays de la Tatra, dit Pogórze Gubałowskie (zone des collines de Gubałówka) furent nivelés. Cette surface de dégradation pénétrait par de larges vallées dans le fond des Beskides et de la Tatra, où elle est représentée par les parties supérieures des vallées suspendues de la Tatra [18, 21, 22]. Les lambeaux de cette surface de dégradation se sont conservés jusqu' à présent sous forme de grands aplanissements, hauts de 120 à 300 m, recouverts parfois de graviers appauvris. Cette surface de la zone carpathique des collines du Pliocène inférieur (Pontien) devint dans l'avant-fosse subcarpathique une surface coupée dans les dépôts miocènes et continue comme surface d'aplanissement, sur le plateau de Lublin et d'Opatów [39]. C'est sur cette surface que s'écoulaient dans la direction Nord les fleuves carpathiques vers la dépression occupée par le lac du Pliocène inférieur [25, 28]. On peut supposer que cette surface d'aplanissement (niveau de la zone carpathique des collines) s'était formée après le Miocène supérieur et le Sarmatien — puisqu'elle tranche leurs formations — mais avant le Pliocène moyen et supérieur dont les dépôts couvrent les fonds des vallées qu'elle avait coupées dans la zone carpathique des collines.

Au Pliocène supérieur, par suite de la phase rhodanienne des mouvements orogéniques, se produisit une élévation inégale et oblique de la Pologne méridionale. Toute cette région fut élevée approximativement jusqu'à son altitude actuelle. Quant aux mouvements pléistocènes, ils ne se signalèrent que par une élévation d'environ 40 m dans les Carpathes Orientales [18, 55].

La région des Carpathes fut élevée d'une manière inégale. La Tatra et les Beskides furent élevées à une altitude considérable, tandis que le Podhale [17, 19] et probablement aussi les „Doły Jasielsko-Sanockie” au contraire, furent déprimés. A Podhale, dans la partie nord-est, la plus inférieure de la vallée de Nowy Targ, s'était formée à la suite des processus en question, un lac dont les eaux s'écoulaient périodiquement par une percée antécédente et déversante.

Les surfaces d'aplanissement du Pliocène inférieur, se développant dans les conditions du climat sec ou demi-sec, avaient probablement dans les hautes Beskides un caractère de pédiment [17]. Ce lac, bloqué par l'élévation des Beskides [17], a subsisté, selon Szafer [57, 58], depuis le Pliocène moyen jusqu'au Pléistocène inférieur (Günz). La flore fossile

découverte dans les sédiments de ce lac (Krościenko, Mizerna) révéla les vicissitudes du climat de cette période [57, 58]. Il était tour à tour : chaud et humide, assez froid, chaud continental, puis encore une fois assez froid. C'étaient les conditions dans lesquelles se suivaient alternativement le modelé et l'aplanissement des Carpathes.

Les Carpathes aplanies en partie au Pontien, furent creusées et rajeunies (principalement le long des vallées fluviales) au fur et à mesure de l'accroissement de leur hauteur et de l'humidité du climat. La zone des collines carpathique, élevée à une altitude de 350 à 500 m fut coupée par des vallées profondes de 150 m environ. Les Beskides élevées à plus de 1000 m d'altitude furent creusées par des rivières jusqu'à 200–300 m de profondeur.

Dans la région du Podhale, où le niveau de la zone des collines de Gubałówka a été incliné vers l'axe du bassin, la profondeur du creusement variait de 0 à 150 m, tandis que dans la Tatra seules les parties inférieures des vallées, élevées à une altitude de plus de 2500 m, furent profondément entaillées (jusqu'à 300 m).

Ces entailles se produisaient par épicycles, comme en témoignent les terrasses hautes de 90, 50 et 25 m. Le niveau de terrasses, qui dans les Carpathes Flyscheuses Occidentales atteint 50–60 m de hauteur au-dessus du fond des vallées et 100 m, dans les Carpathes Orientales, devient dans les Bassins Subcarpathiques une surface d'aplanissement. Il fut formé dans un climat continental chaud (periodiquement sec) par suite de la pédiplation [55]. Il fut entamé dans la phase valaque, dans un climat plus humide [19].

Les fonds des vallées pleistocènes plus importantes ont atteint dans les Carpathes Occidentales une altitude qui ne diffère pas beaucoup de l'altitude actuelle, tandis que dans les Carpathes Orientales, ils étaient d'environ 40 m plus hauts que les lits des fleuves de notre époque. Ce fait résulte des mouvements orogéniques pléistocènes.

II. LE DÉVELOPPEMENT DES CARPATHES AU QUATERNAIRE

Le début du Quaternaire est marqué dans les Carpathes par un refroidissement considérable par rapport à la chaleur du Pliocène [60, 61]. Le caractère de la flore que l'on trouve dans les argiles et dans les argiles sablonneuses de Mizerna l'atteste. D'après W. Szafer ce refroidissement a eu lieu au temps de Günz. La présence de certaines espèces de flore pliocène dans les argiles supérieures, ainsi que la prépondérance des conifères *Pinus*, *Picea excelsa*, *Tsuga europen* prouve, selon Szafer, un réchauffement du climat à l'interglaciaire Günz/Mindel. La disparition d'éléments thermophiles dans la partie supérieure de ce profil est liée au refroidissement qui avait précédé la glaciation cracovienne (Mindel).

Dans la période de la glaciation cracovienne (Mindel), la calotte glaciaire scandinave s'étendit jusqu'aux Carpathes, comme en témoignent les blocs erratiques qu'on trouve dans la partie septentrionale de "Pogórze" des Carpathes [15]. En même temps, parallèlement à l'abaissement de la limite des neiges perpétuelles, se sont formés les glaciers de la Tatra [9, 22, 35, 41]. La zone intraglaciaire avait atteint alors 60 km de largeur et avait été influencée par le climat périglaciaire.

Dans les Carpathes qui n'avaient pas subi de glaciation régnait en ce temps une gélivation et d'actifs processus de solifluction transportaient des débris au fond des vallées, drainées par des cours d'eau pronivaux,



Fig. 4

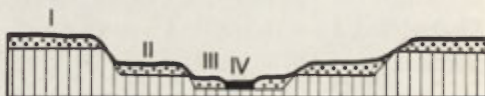


Fig. 5

Fig. 4. Schéma de l'évolution des vallées des Carpathes Occidentales (Skava, Raba, Dunajec), au Quaternaire

I — couverture de gravier datant de la période glaciaire Mindel, II — couverture datant de la période glaciaire Riss, III — couverture datant de la période glaciaire Wurm avec couches holocènes superposées, IV — couverture holocène.

Fig. 5. Schéma de l'évolution des vallées des Carpathes Orientales (Wisłoka, Wislok, San) au Quaternaire. Mêmes explications qu'à la figure 4

lourdement chargés. Sur la base d'une analyse des couvertures les plus anciennes de gravier fortement altérées liées à celles de solifluction (Solina), on peut se rendre compte du parcours des processus en question.

Un énorme masse de débris qui venaient des versants, trop grande pour la capacité de transport des cours d'eau pronivaux, produisit un remblai de considérable hauteur dans les vallées carpathiques [18]. Etant donné que les cours d'eaux préglaciaires avaient porté et déposé de très grandes quantités de matériel fluvio-glaciaire [9, 18], le remblai dans les vallées fluviales carpathiques, notamment dans celles du Dunajec et du Poprad soumises à la glaciation dans la zone de leurs sources (Tatra) avait atteint, déjà dans la phase anaglaciale, une altitude considérable représentant 30 ou même 50 m au-dessus des fonds des vallées actuelles. La calotte glaciaire qui au moment de son expansion maximum s'était étendue dans la zone des collines carpathiques, trouva les vallées déjà comblées [18, 16]. Dans les vallées de la zone des collines carpathiques englobées par la glaciation, le matériel morainique repose généralement sur une grosse série de graviers (anaglaciaux), qui ne contiennent pas de matériel sep-

tentrional. Le matériel morainique apparaît par endroits sur des argiles à varves (Wadowice, Jurków, Łopoń).

Au moment de son expansion maximum, la calotte glaciaire, dont la couverture était en général unie, atteignit l'altitude de 350–420 m et barra les débouchés des vallées dans les Carpathes Occidentales [18, 47, 48], ce qui occasionna l'augmentation de l'accumulation du matériel et le comblement accru des parties des vallées qui n'avaient pas été soumises à la glaciation. Il en découle, que les vallées carpathiques de la zone non assujettie à la glaciation furent comblées par des sables et des graviers tout d'abord pour des raisons climatiques et en second lieu pour celles du barrage des débouchés des vallées et de l'élévation des niveaux des bases d'accumulation.

Puisqu'il ne s'était conservé que très peu de dépôts de la glaciation dont il est question, le processus de la déglaciation est très difficile à reconstruire. Il faut admettre une déglaciation aréale, une désagrégation de la couverture de la calotte glaciaire en lambeaux dont ceux qui se trouvaient dans les vallées fluviales en particulier ceux qui se faisaient voir dans le bassin de Sandomierz avaient subsisté plus longtemps que les

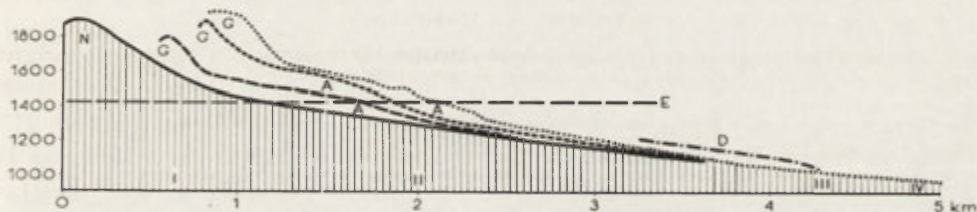


Fig. 6. Profils longitudinaux des vallées qui avaient subi la glaciation (G) et de celles qui ne l'ont pas subie (N) dans le bassin de la rivière de Bystry (Tatra)

A — seuils d'érosion fluviale, transformés par la glaciation, B — limite des neiges perpétuelles dans la période Wurm.

I-II — partie transformée par le glacier de la vallée non rajeunie du Pliocène supérieur, II-III — partie transformée par le glacier de la vallée rajeunie du Pliocène supérieur, III-IV — partie d'une vallée fluviale, rajeunie au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur.

autres. Ça se voit sur l'exemple des couvertures formées exclusivement de graviers septentrionaux, que l'on trouve sur les aplanissements de la zone des collines carpathiques, bien au-dessus du niveau d'accumulation des vallées fluviales [18]. Ce matériel avait été déposé par des eaux marginales sur les surfaces d'aplanissement des crêtes, affranchies de la couverture glaciaire, c'est donc une sorte de kames. On ne saurait non plus expliquer autrement l'écoulement vers l'Est des eaux carpatiques de la bordure de la zone des collines carpathiques à un niveau de 40 m au-dessus de celui des rivières actuelles — que par le fait que le bassin de Sandomierz était occupé par les masses glaciaires [18, 65]. Pendant la

déglaciation, les formations de la haute accumulation ont été entamées, déblayées et déposées par les cours d'eaux carpathiques sur les surfaces qui venaient d'être abandonnées par la calotte glaciaire fondante. Les débris carpathiques se mêlaient alors aux débris septentrionaux et c'est ainsi que s'étaient formés les „graviers mixtes”. A mesure que les masses glaciaires disparaissaient non seulement la région des Carpathes—mêmes, mais aussi celle des bassins subcarpathiques, avaient été creusée de plus en plus profondément. L'action de creusement a aussi englobé les sédiments de l'interglaciaires de Mazovie — ne se bornant pas aux couvertures de gravier. Dans de nombreuses vallées, ou dans leurs fragments seulement, le substratum rocheux, c'est-à-dire le fond préglaciaire de la vallée, avait aussi subi des creusements. Dans les régions qui ont subi des mouvements tectoniques on observe le creusement le plus profond du substratum [18, 21, 55]. La partie orientale des Carpathes (dans le bassin du San, les couvertures de gravier de la glaciation Mindel reposent sur de larges socles rocheux hauts de 40 m environ); l'avant-pays de la Tatra (40–60 m), les percées à travers les Hautes Beskides (20–30 m) peuvent nous servir d'exemple. Dans les autres régions cependant, le fond préglaciaires n'avait que d'insignifiantes entailles. Il était même par endroits déprimé (bassin de l'Orave–Nowy Targ).

A l'époque de la glaciation de la Pologne centrale (Riss) s'étendant jusqu'à la région des Monts anciens et des Plateaux, l'avant-pays, aussi bien que les Carpathes, étaient dominés par le climat périglaciaire [18, 21]. Dans ce temps-là, les vallées carpathiques n'étaient plus bloquées par la calotte glaciaire. Les cours d'eau d'écoulement périodique, soit proglaciaires (venant de la Tatra, supportant en ce temps-là une glaciation), soit pronivaux (venant des Beskides) transportaient sur toute la largeur du fond le matériel fourni par la gélivation et par les processus actifs de la solifluction et sapaient les pentes des vallées [18]. La nouvelle accumulation, qui comblait les vallées carpathiques à une hauteur de 10 à 20 m au-dessus de leur fond actuel, avait un caractère uniquement climatique, résultant du surchargement des cours d'eau pronivaux de débris des versants (une terrasse de 10–20 m de hauteur). Dans la vallée du Dunajec dont la région de source (Tatra) entraient alors dans la zone de glaciation, l'accumulation était plus forte à l'amont (40 m) qu'à l'aval (15 m). La couverture d'accumulation avait ici le caractère d'un cône fluvioglaciaire, enraciné aux Tatra [9, 11, 21].

Au premier stade de cette glaciation, les rivières carpathiques se jetaient à la Vistule préglaciaire qui drainait la langue de la calotte glaciaire laquelle débordait sur le territoire de la Silésie [65]. Leurs eaux jointes se jetaient dans le grand lac de barrage glaciaire, délimité par la Vistule et le San; le lac en question s'était formé, au moment où la langue

de la calotte glaciaire [42] bloqua la vallée de la Vistule Moyenne (jusqu'à Zawichost). Les argiles, les boues et les sables de barrage glaciaire (avec une flore froide) qui à Brzeźnica avaient atteint une hauteur de 10 m prouvent l'existence du barrage glaciaire.

Les formes du stade de la Warthe avaient été constatées dans la vallée de la Vistule [65] et au Podhale [9, 21]. Par contre, on en a point trouvé dans la majorité des vallées carpathiques. Dans la période de la déglaciation, la couverture moyenne d'accumulation avait été coupée et le déblaiement des dépôts continuait pendant l'interglaciaire éémien.

La glaciation baltique (Wurm) a laissé dans les Carpathes un grand nombre de formes et de dépôts. Se trouvant déjà hors de la zone du climat périglaciaire, les Carpathes se caractérisaient en ce temps par un climat froid, extraglaciaire, celui des hautes montagnes. Une analyse des couvertures d'accumulation prouve que les conditions climatiques qui favorisaient la gélivation et la solifluction existaient pendant la phase ancienne (anaglaciaire) et maximum de cette glaciation, tandis que dans la phase postérieure (cataglaciaire) de grandes oscillations de climat [23, 50] avaient été constatées. L'analyse pollinique de la tourbière du Podhale démontra [23] que dans „le Drias le plus ancien” (phase du Petit-Belt ou de Rugen du Nord) les Carpathes n'étaient pas recouvertes de forêts, leur climat était froid et continental, alors que pendant l'interglaciaire Bölling, la forêt subarctique atteignit une altitude de 650 m environ, dans l'„Ancien Drias”, la forêt a une nouvelle fois disparu, dans l'„Alleröd, la limite de forêt monta à 1050 m d'altitude et dans le „Jeune Drias”, elle baissa jusqu'à 800 m environ. Ces changements de climat produisaient des changements de développement et d'intensité des processus morphogéniques ce qui se reflétait dans le caractère des couvertures (Gruszowiec [52], Limanowa [52], Wadowice [50]). Dans la phase de déclin de la dernière glaciation la disposition des processus morphogéniques avait eu un caractère d'étagement, tandis que le rôle de la solifluction avait été à cette époque déjà limite. La plus grande activité des processus de solifluction avait eu lieu dans la période maximum, dans laquelle la calotte glaciaire se trouvait encore sur le territoire de la Pologne (stades: de Brandebourg, de Francfort, de la Poméranie), et dans laquelle à l'interstade il n'y avait pas de forêts (couverture de solifluction de Krościenko [16]).

Pendant la dernière glaciation la gélivation intense produisait des éboulis rocheux, couvrant les crêtes des Beskides [18, 12] et équipant les couvertures de solifluction en matériel d'éboulis et d'argile, Elles se sont conservées sur des versants flyscheux inclinés sous l'angue de 25° (Krościenica). Dans la période de glaciation aussi (surtout pendant la phase glaciaire ancienne et maximum) les processus de solifluction déposaient aux fonds des vallées beaucoup plus de débris que ne pouvaient emporter les

cours d'eau pronivaux périodiques. Ainsi se forma encore une couverture d'accumulation, épaisse de quelques mètres, qui construisit une terrasse de 5–10 m de hauteur [18]. Les produits d'accumulation étaient entrés dans une gouttière taillée déjà précédemment dans la couverture antérieure (moyenne). Au cours du comblement des vallées s'étaient distinguées des phases, dans lesquelles les remblais avaient été emportés à la suite des processus de solifluction et des processus fluviaux (Dobra [20], Solina [55], Limanowa [52]), liées aux changements de climat. L'épaisseur de la couverture est plus grande dans les parties des montagnes, où de longs versants livraient une grande quantité de débris. Par contre, elle est moins importante dans les parties de l'avant-pays à des versants plus doux.

Dans le bassin du Dunajec dont la région des sources (Tatra) était atteinte par la glaciation, cette couverture a aussi un caractère de cône fluvio-glaciaire (terrasse haute de 15 à 5 m). Vers la fin de la dernière glaciation le processus du modelage des versants passa de la solifluction au ruissellement. Ce dernier produisit des argiles pulvérulentes à des couches de quelques mètres d'épaisseur ressemblant au loess (argiles de loess). Dans la partie inférieure on observe par endroits une stratification inclinée vers la vallée [21, 27, 50]. Krygowski [27] admet une année comme la période de la formation de ces petites couches. Se basant sur le fait de leur présence fréquente, sur les couvertures de solifluction et sur celui qu'on rencontre des argiles de cette sorte sous les tourbières de l'Holocène inférieur (Grel, Bór na Czerwonym et autres) on peut supposer qu'elles proviennent d'une glaciation plutôt récente. Pendant la dernière glaciation le vent apportait aussi du loess de la région periglaciaire [18]. La configuration du terrain montagneux ne facilitait pas cependant son accumulation.

Les surfaces plates avaient été constatées dans les Carpathes en très petit nombre. Elles sont plus nombreuses dans la zone des collines carpathiques. On y trouve également de petites pièces de loess éolien. D'autre part, sur les versants, qui constituent un élément prédominant, le loess subit un déplacement causé par la solifluction ou par le ruissellement. De là viennent les loess stratifiés, rubannés, proluviaux et les argiles loessiques qui contiennent une certaine quantité de poussière de loess. Ces formations occupent de larges surfaces et se font voir souvent à la base des loess éoliens.

Vers la fin de la dernière glaciation et à l'Holocène en rapport avec les changements du climat, avait eu lieu le creusement des couvertures de l'accumulation récente: pleistocène, fluviale, éolienne et telle de solifluction, ainsi que l'activation des processus d'éboulement [18, 45, 53]. Le développement du manteau forestier entrava la descente du matériel des

versants [7, 8] au fond des vallées de sorte que les cours d'eau holocènes, peu chargés, ne puissent atteindre que des pentes d'une hauteur de beaucoup plus inférieure que celles des cours d'eau pronivaux, extrêmement chargés. Vu le changement de climat qui est devenu plus tempéré, ainsi que le changement de régime des rivières, les couvertures froides furent creusées à l'amont et à l'aval, couvertures de dépôts de la fin de la glaciation et de l'Holocène [18, 53]. L'épaisseur des couvertures holocènes, provenant pour la plupart de la restratification des dépôts du Pleistocène supérieur, croît à mesure que la vallée avance et s'approfondit au débouché des Carpathes. Les versants, modélés jusque à la fin de la glaciation par des processus de solifluction et par ceux de ruisselement ont été au fur et à mesure des changements climatiques, coupés par des gorges levain actuels avec des cassures et des entailles correspondant par endroits aux vallées périglaciaires sous forme de cuvette [53].

L'action de la destruction des versants est devenue particulièrement intense dans les périodes humides d'Alleröd, d'Atlantique et de Subatlantique. Cela a été attesté par une analyse des dépôts corrélatifs et celle de la grande épaisseur des sédiments déposés au cours des périodes d'Alleröd, d'Atlantique et de Subatlantique, en forme de cônes de déjection qui s'étendent jusqu'aux débouchés des vallées carpathiques [53]. Dans cette dernière période, un nouveau facteur entra en jeu — l'homme.

Au moment du déboisement des versants, les processus d'écroulement s'activèrent. Ces processus de dégradation deviennent les plus actifs au cours de la fonte printanière des neiges de type solaire, ainsi que durant, les pluies torrentielles d'été.

Les débris provenant de la destruction des Carpathes étaient et sont déposés au fond des vallées et dans l'avant-pays des Carpathes, en forme de cônes de projection et de couvertures proluviales. Ces dépôts relèvent les plaines de terrasses, immergées pendant l'inondation [18, 30, 53].

Le relief préglaciaire de la Tatra favorisait dans les périodes de glaciation, l'accumulation des neiges et la formation des champs de névé dans les hautes et non rajeunies parties des vallées du Pliocène inférieur. Le relief préglaciaire et surtout le volume des névés décidaient aussi de l'extension et du développement de la glaciation, des proportions de l'érosion glaciaire et des processus de la déglaciation [21, 22].

III. RÉGULARITÉ

Sur la base de l'analyse des faits géologiques (structure, étendue des nappes, répartition et caractère des nappes miocènes, pliocènes et quaternaires) ainsi que sur celle des faits géomorphologiques (répartition des lambeaux de surfaces d'aplanissement et de terrasses, direction des val-

lées fluviales et des formes glaciaires), on peut établir les règles suivantes de l'évolution géomorphologique des Carpathes Polonaises Occidentales:

1. Les périodes, d'un plissement intense, à petit rayon d'activité et du déplacement des nappes furent suivies par des périodes du plissement à grand rayon; les mouvements orogéniques furent remplacés par les mouvements dictyogéniques.

2. Les mouvements dictyogéniques aboutirent à la formation des élévations et des dépressions, d'abord transversales (au temps précédent le Tortonien moyen), puis longitudinales (après le Tortonien moyen).

3. Le déplacement des masses de nappes était lié à la direction transversale des élévations et des dépressions [58], tandis que le développement du réseau des rivières et des vallées était lié à direction longitudinale des élévations et des dépressions.

4. Dans la Pologne méridionale, les mouvements de soulèvement s'étendaient sur des espaces de plus en plus vastes. Au Tortonien c'étaient les Carpathes; au Sarmatien — les Carpathes et la fosse subcarpathique; au Pliocène — les Carpathes, la fosse subcarpathique et le rempart métacarpathique (plateaux de la Pologne centrale). Par contre au Pléistocène, l'étendue de ces mouvements était bien réduite. Seules les Beskides Orientales, les Hautes Beskides et la Tatra subissaient une élévation.

5. L'élévation accroissant vers le sud-est (conformément à la conception de Sawicki [44] a obtenu une altitude considérable dans la Tatra et les Beskides.

6. L'élévation avait eu plusieurs phases, séparées l'une de l'autre par des périodes d'arrêt des processus orogéniques; les processus tectoniques étaient accompagnés de processus morphogéniques qui étaient conditionnés, au Tertiaire, par un climat tour à tour humide et sec, et au Quaternaire, par un climat alternativement froid et tempéré. Le relief des Carpathes Polonaises Occidentales est polygénique et polycyclique.

7. Les changements cycliques de climat tertiaire facilitaient pendant les périodes d'arrêt des mouvements orogéniques, les processus d'aplanissements, de dégradation, tandis que dans les périodes d'activité des ces mouvements, ils favorisaient les processus de l'entaillage et de la dégradation linéaire.

8. Les processus de dégradation n'avaient pas abouti à un aplanissement complet de cette partie des Carpathes, le relief non plus n'est pas encore devenu entièrement conforme à la structure du substratum. Le développement géomorphologique des Carpathes avaient passé par quelques épicycles qui faisaient parvenir le relief au stade de maturité.

9. Les variations cycliques de climat quaternaire avaient occasionné dans les périodes glaciaires, le comblement des vallées et dans les périodes

glaciaires, récentes et interglaciaires, l'entaillage des couvertures de remblai.

10. Dans le comblement des vallées les processus périglaciaires des versants (solifluction, ablation) et du fond (transport effectué par les eaux pronivales et proglaciaires) avaient joué le rôle principal tandis que c'est l'érosion fluviale qui, en premier lieu, avait atteint les couvertures. Pendant la glaciation Mindel, le blocage des débouchés des vallées dans les Carpathes Occidentales, produit par la calotte glaciaire scandinave, avait aussi revêtu une certaine importance.

11. La glaciation des montagnes (Tatra) avait eu lieu en même temps que celle des plaines.

12. Les proportions et le développement de la glaciation et de la déglaciation de la Tatra, ainsi que l'importance de la transformation glaciaire dépendent du relief préglaciaire de ce massif, mais surtout du degré de rajeunissement des vallées de la Tatra.

13. Le relief glaciaire de la Tatra avait été occasionné par les formes glaciaires, transformées fortement dans les périodes ana- et cataglaciaires et faiblement dans les périodes interglaciaires, qui se superposent l'une sur l'autre dans l'ordre successif des moins jeunes en bas, aux plus jeunes en haut.

14. A l'Holocène, les couvertures périglaciaires avaient été coupées et détruites à un degré de plus en plus grand. Ce processus est ces derniers temps favorisé par l'activité économique de l'homme. On ne peut donc pas dire que l'Holocène soit une période l'arrêt des processus morphogéniques.

Centre de la Géomorphologie et de l'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Cracovie.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Bieda F., Młodszy trzeciorząd Karpat i Przegórza (Le Tertiaire supérieur des Carpathes et de leur avant-pays), *Reg. Geol. Polski*, 1, Kraków, 1951.
- [2] Birkenmajer K., *Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skatkowym* (Guide géologique par la Zone des Klippes Piénines), I, II, III, Warszawa, 1958
- [3] Ciszewska-Skoczylas K., Przyczynek do znajomości miocenu Kotliny Sądeckiej (Zus. Beitrag zur Kenntnis der Miozanablagerungen in der Umgebung von Nowy Sącz), *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 6, Kraków, 1930.
- [4] Ciszewska-Skoczylas K., Kolasa M., O piaskach bogucickich (Sum.: The Bogucice-sands), *Rocznik Pol. Geol.*, 28, Kraków 1959.
- [5] Fleszar A., Próba morfogenezy Karpat, położonych na północ od Krosna (Sum. Sur le morphogenèse des Carpathes situées au Nord de Krosno), *Kosmos*, 39, Lwów 1914.
- [6] Friedberg W., Przyczynki do znajomości miocenu Polski. (Zus.: Beiträge zur Kenntniss des Miozäns von Polen), *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 9, Kraków 1933.

- [7] Gerlach T., Extension des transformations des versants méridionaux du Haut Beskide à l'époque actuelle, *Abstr. of papers VI. Congress INQUA*, Warszawa 1961.
- [8] Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Grajczarka (Evolution contemporaine des versants dans de bassin de la rivière de Grajczarek, Beskides Occidentales), *Prace Geogr. IG PAN*, sous presse.
- [9] Halicki B., Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (Rés. La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra), *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3—4, Warszawa 1930.
- [10] Halicki B., Znaczenie procesów peryglacjalnych dla studiów morfogenezy Karpat (Rés. Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes), *Biul. Perygl.*, 2, Łódź 1955.
- [11] Jahn A., Wyżyna Lubelska (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN*, 7, Warszawa 1956.
- [12] Jahn A., Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry (Sum. Periglacial micro-relief in the Tatras and on the Babia Góra), *Biul. Perygl.*, 6, 1958.
- [13] Karpaty, *Regionalna Geologia Polski* (Carpathes, Géologie Régionale de la Pologne), I, 1-2, Kraków, 1951, 1953.
- [14] Klimaszewski M., Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich. (Zur Morphogenese der Polnischen Westkarpathen.) *Wia. Geogr.*, 12, Kraków 1934.
- [15] Klimaszewski M., Die Sudgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpathen. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 25, 1937.
- [16] Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem. (Sum. The Dryas flora of Krościenko) on the river Dunajec), *Biul. Państw. Inst. Geol.* 24, Warszawa 1950.
- [17] Klimaszewski M., O utworach pliocenских w Krościenku nad Dunajcem (Sur les dépôts pliocenes à Krościenko sur le Dunajec), *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU.*, Kraków 1948.
- [18] Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (The Polish West Carpatians during the Ice Age), *Prace Wrocł. Tow. Nauk.* B, 7, Wrocław 1948.
- [19] Klimaszewski M., Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period), *Przeegl. Geogr.*, 30, Warszawa, 1958.
- [20] Klimaszewski M., Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts, *Bull. Acad. Polonaise Sci., sér. chim., géol., géogr.*, 6, Warszawa 1958.
- [21] Klimaszewski M., South Poland. *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, Warszawa 1960.
- [22] Klimaszewski M., Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich (Sum. An outline of the development of the relief of the Polish Tatra Mountains), *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków 1962.
- [23] Koperowa W., Późny glacjał z północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej (Sum. A Late-Glacial pollen diagram at the north foot of the Tatra Mountains), *Monographiae Botanicae*, 7, Warszawa 1958.
- [24] Krach W., Stratygrafia miocenu dorzecza Odry i górnej Wisły (Sum. Stratigraphy of the Miocene in the upper Oder and upper Vistula basins), *Kwart. Geol.*, 2, Warszawa 1958.
- [25] Książkiewicz M., Samsonowicz J., *Zarys geologii Polski* (Precis de géologie de la Pologne). Warszawa 1952.

- [26] Książkiewicz M., Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii (Sum. Problem of the Carpathian stratigraphy against the paleogeographic background), *Przegl. Geol.* Warszawa 1956.
- [27] Krygowski B., O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Błażowej (Sum. The one year layers of the slope cover of the Pogórze Karpackie), *Zeszyty Nauk. A. M.*, 27, Poznań 1960.
- [28] Lewiński J., Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą (Zus. Das Praglacial und das sogenannte praglaciale Weichseltal bei Warschau), *Przegl. Geogr.*, 9, 1929.
- [29] Łoziński W., Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów (Zus. Glaziale Erscheinungen am Rande des nordischen Diluviums entlang den Karpathen und Sudeten), *Spraw. Kom. Fizj.* 43, PAU, Kraków, 1909.
- [30] Łomnicki M., *Atlas Geologiczny Galicji* (L'Atlas Géologique de la Galicie, textes pour les livraisons 12, 15), Kraków 1900, 1903.
- [31] Małkowski S., O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu (Rés. Sur une moraine de l'ancien glacier du Haut-Tatra découverte aux environs de Nowy Targ), *Kosmos*, 49, Lwów 1924.
- [32] Ney R., O miocenie na Przegórzcu Karpat między Przemyślem a Chyrowem (Sum. The Miocene in the Carpathian foreland between Przemyśl and Chyrów), *Przegl. Geol.*, Warszawa 1957.
- [33] Nowak J., *Zarys tektoniki Polski* (Esquisse de la tectonique de la Pologne), Kraków 1927.
- [34] Nowak J., Miocen północnej krawędzi Karpat (Sum. The Miocene of the northern border of the Carpathians), *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 17, Kraków 1948.
- [35] Partsch J., *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig, 1923.
- [36] Pawłowski S., Z morfologii Pienińskiego Pasa Skalek (Sur morphologie des Klippes des Pienines), *Kosmos*, 40, 1915.
- [37] Pawłowski S., W sprawie wieku nowszej rzeźby polskich Karpat fliszowych (Zur Frage des Alters der jungeren Oberflächenformen der polnischen Flysch Karóathen), *Spraw. Kom. Fizj. A. U.*, 50, 1916.
- [38] Pawłowski S., Les Carpathes à l'époque glaciaire. *C. R. Congres Intern. Géogr. à Varsovie*, 2, Warszawa 1936.
- [39] Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Rés. Relief de la bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix), *Prace Geogr. IG PAN*, 44, Warszawa 1961.
- [40] Romer E., Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru (Contributions sur le développement de la vallée du Dniestr), *Kosmos*, 31, Lwów 1906.
- [41] Romer E., Tatrzańska epoka lodowa (Sum. The Age in the Tatra Mts), *Prace Geogr. ed. E. Romer*, 11, Lwów, 1929.
- [42] Samsonowicz J., Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą (Res. Les lacs endigués de la période glaciaire sur la Haute et Moyenne Vistule), *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 1, Warszawa 1922.
- [43] Sawicki L., Z fizjografii Zachodnich Karpat (Zus. Physiographische Studien aus den westgalizischen Karpathen), *Geogr. Jhber. oster.*, Wien, 1908, Lwów 1909.
- [44] Sawicki L., O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach (Zus. Die jungeren Krustenbewegungen in den Karpathen), *Kosmos*, 39 Lwów 1909.
- [45] Sawicki L., Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej. (Zus. Die Szymbarker Erdrutschung und andere westgalizische Rutschungen), *Biul. A. U.* 1916, *Rozpr. AU*, 56, A, Kraków 1917.
- [46] Sawicki L., Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu (Res. Les études glaciaires dans les Carpathes), *Rozpr. Wydz. Matem. Przyr.* 47 A, PAU, Kraków.

- [47] Smoleński J., O wysokich tarasach dyluwialnych na zboczach Kotliny Sądeckiej (Zus. Über die hohen Diluvialterrassen an den Randern des Beckens von Sączę), *Rozpr. A. U.*, 47, Kraków 1918.
- [48] Smoleński J., L'influence de la glaciation nordique sur le morphologie des Beskides Occidentales Polonaises. *C. R. du Congr. Int. Varsovie*, 2, 1936.
- [49] Smoleński J., W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich (Zus. Zur Alters und Entstehungsfrage der Westbeskiden Landschaft). *Wiad. Geogr.*, Kraków, 1937.
- [50] Sobolewska M., Starkel L., Srodoń A., Młodoplejstocenne osady z florą kopalną w Wadowicach (Sum. Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice), *Folia Quaternaria* 16, Kraków 1964.
- [51] Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą (Sum. Morphological development of the escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzyciana), *Prace Geogr. IG PAN*, 11, Warszawa 1957.
- [52] Starkel L., Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biul. Perygl.*, 8, 1960.
- [53] Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (Sum. Development of the relief of the Polish Carpathians in the Holocene), *Prace Geogr. IG PAN*, 22, Warszawa 1960.
- [54] Starkel L., Der Stand der Forschungen über die morphogenetischen Prozesse im Quartar in den Karpathen. *Nachr. Akad. d. Wiss. Göttingen*, 1963.
- [55] Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Sum. Geomorphological development of the Polish Eastern Carpathians), *Prace Geogr. IG PAN*, 50, sous press.
- [56] Świdorski B., O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat (Res. Sur l'évolution tectonique et morphologique des Carpathes polonaises au Tertiaire et au Quaternaire), *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 13, Kraków 1932.
- [57] Świdorski B., Aperçu sur la morphologie des Carpathes du Flysch, *Przeegl. Geogr.*, 14, Warszawa 1934.
- [58] Świdorski B., Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Res. Sur les problèmes tectoniques des Carpathes du Nord), *Prace Państw. Inst. Geol.*, 8, Warszawa 1952.
- [59] Szafer W., Flora pliocenowa z Krościenka nad Dunajcem. (Sum. The pliocene flora of Krościenko in Poland), *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU*, I, Kraków 1946.
- [60] Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Sum. Pleistocene Stratigraphy of Poland from the floristical point of view), *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 22, Kraków 1953.
- [61] Szafer W., Pliocenowa flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (Sum. Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn), *Prace IG*.
- [62] Szafer W., Miocenowa flora ze Starych Gliwic na Śląsku. (Sum. Miocene Flora from Stare Gliwice in Upper Silesia), *Prace Inst. Geol.*, 33, Warszawa 1961.
- [63] Turnau-Morawska M., Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Sur la sédimentation et la diagenèse du Sarmatien du Plateau de Lublin), *Ann. UMCS*, 4, S.B, Lublin 1950.
- [64] Tyczyńska M., Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Rés. Climat de Pologne au Tertiaire et au Quaternaire). *Czas Geogr.*, 28, Wrocław 1957.
- [65] Tyczyńska M., The Old-Valley of the Upper Vistula. *Bull. Ac. Sc. Pol.*, 9, Varsovie 1963.

LES VESTIGES DES SURFACES D'APLANISSEMENT DANS LES CARPATHES OCCIDENTALES

M. LUKNIŠ

R É S U M É

Dans les Carpathes Occidentales Tschécoslovaques on peut observer des vestiges de surfaces d'aplanissement, apparues avant la transgression de l'Eocène. Elles ont pu être conservées au Sud de la zone des Klippes, où les Carpathes Occidentales Centrales ont été soumises aux mouvements plicatifs moins intenses. Elles étaient „protégées” par une couverture, composée de couches paléogènes des Carpathes Centrales. Des vestiges de surfaces d'aplanissement peuvent être observées dans le Rudogorie Slovaque, ce qui atteste la présence de bauxite et de gravier de quartz, formé par suite de la désagrégation de l'Eocène basal.

Dans la partie occidentale de la Rudogorie Slovaque se trouvent des secteurs de surfaces aplanies conservées, recouverts d'une couverture de tufs et d'agglomérations tortono-sarmatiennes. Au pied des volcans a été formé un seul plateau pré-montagneux, constitué d'éléments volcaniques. La présence de tufites et de gravier fin de quartz à sa base indique qu'avant la formation de ces couches, probablement à l'Hélvétien, cette surface était très plate à cette endroit. L'élévation de la Rudogorie Slovaque a entraîné le démembrement érosif du plateau, la destruction et l'enlèvement de la couverture volcanique, ce qui a mis à nu la surface ancienne. Dans les Petites Carpathes, dans leur relief contemporain, on peut discerner par endroits des secteurs exhumés de terrasses d'abrasion et des structures en gradins, liés indirectement aux terrasses fossiles d'abrasion de la Mer tortonienne. Les vestiges des surfaces d'aplanissement se font voir assez souvent sur les crêtes et les versants des montagnes volcaniques, sur des andésites et des riolites, écoulés durant les phases tortono-sarmatiennes du volcanisme. Ils ont gardé des reliquats d'écorce d'altération du type terra-rossa. On attribue le même âge aux formes plus aplanies des surfaces de la partie élevée du Karst Slovaque, où la terra-rossa contient dans ses crevasses des minéraux lourds, provenant de la région néo-volcanique d'alimentation. Les dolomies et les granites des Carpathes Centrales ont

été également soumis à une altération en profondeur. Les secteurs affaissés de la surface sont recouverts de couches de formations de gravier poltarska, banksobystritzka et kochitska, et traversés par des intercalations d'écorce d'altération. L'aplanissement peut donc y être fixé vers la fin du Sarmatiene et Pannoniène (Pliocène moyen). Après le Pannonien, le relief des Carpathes Occidentales a subi de grosses déformations. Les mers se sont retirées, les Carpathes Occidentales ont subi dans tout leur ensemble une élévation énergétique, ce qui a entraîné un démembrement varié, tectonique et érosif, de l'ancienne surface sarmato-pannonienne, plus plate. Ses parties élevées et inclinées ont été fracturées. Les secteurs très affaissés ont été recouverts de couches plus jeunes. Certaines parties de cette surface devinrent, en général, des bases d'érosion. Vers la fin du Pliocène elles furent rejointes par un système de surfaces aplanies riveraines, développé, en conséquence de la pédiplénisation, le long des fleuves. Les pédiments se développent le mieux au pied de secteurs montagneux très élevés par suite de l'érosion latérale et du l'apacement des ruisseaux porteurs de gravier.

L'auteur suppose que le relief des Carpathes Occidentales a gardé des vestiges d'un relief aplani, relatif aux différentes phases de développement et qu'une partie de ces vestiges a été formée pendant au moins deux phases d'aplanissement, et peut-être plus. C'est la position des anciennes surfaces par rapport à la base d'érosion plus récente qui paraît avoir été d'une importance décisive.

La détermination de l'âge de ces formes aplanies fossiles uniquement selon leurs altitudes absolues ou relatives ne peut pas être exacte. Il arrive souvent que des surfaces exhumées plus anciennes sont situées plus bas que d'autres, beaucoup plus récentes.

Université de Bratislava

STUDY OF THE DEVELOPMENT OF THE CARPATHIANS' RELIEF IN MORAVIA

T. CZUDEK, J. DEMEK, O. STEHLÍK

INTRODUCTION

The Alpine-Carpathian mountain system enters into the territory of Moravia by the mountain system of the Western Carpathians, i.e. by the zone of the outer Carpathians' depressions, by the zone of the outer Carpathians and by the inner Carpathian depression of the Dolnomoravský *úval* (depression). The depressions of the outer Carpathians form a stripe of a lowland up to hilly relief on few resistant Neogene and Quaternary deposits in front of the outer Carpathians.

The relief of the outer Carpathians is predominantly an erosion-denudation one, modelled in a folded *flysch* series of strata of the compacted marine deposits of Paleogene and Cretaceous age. In the south the Dolnomoravský *úval* with the flat relief on Neogene and Quaternary deposits penetrate into the mountain ranges of the outer Carpathians.

DEVELOPMENT OF THE OUTER CARPATHIANS IN MORAVIA DURING TERTIARY

The basic features of the relief of the hilly lands, highlands and mountainous areas of the outer Carpathians in Moravia were created in epigene conditions during Upper Tertiary. They are formed by the flat watershed parts of the relief, by differently deeply cut valleys and exposed slopes. The present relief is the result of the mutual affect of the exogenous and endogenous processes in Neogene. In the area investigated two up to three surfaces of planation are developed. Their mutual time parallelity in the whole region of the Carpathians in Moravia has not been solved yet satisfactorily. The main difficulty is to be seen in two factors. The first of them is the lack of correlate deposits in the area of the Beskydy mountain range and of the Bílé Karpaty Mts, where according to O. Stehlik three surfaces of planation of different age can be found whereas in the other areas only two surfaces of planation have been established up to this time. The second is the fact, that due to the different

intensity of the neotectonic movements in the individual regions these areas could develop more or less independently, evidently without a close relation to the other areas. The surfaces of planation in the area of the outer Carpathians are cut off by differently deep valleys of water streams; these valleys were founded in the Neogene period already.

The Austrian — South Moravian Carpathians enter into Moravia only by their northern most part, i.e. by the Pavlovské *vrchy* (Mts) and by the Dunajovické *kopce* (Hills). This area is built in west by Neogene gravels and conglomerates, in east by the Paleogene *flysch* of Ždánice, of which the klippes of the Jurassic limestones project. On Neogene rocks a flat hilly land was created, in which only the ridges of the highest monadnocks reach to 300 m a.s.l. The distinct top level of the hilly land and the rocks of the Ždánice *flysch* are formed by levelled surfaces at about 350 m a.s.l. and correspond very likely to the lowest surface of planation of the outer Carpathians. At the west margin of this hilly land the monadnocks of the limestone klippes project (especially the hills Devín and Tabulová *hora*) having on their tops levelled surfaces of 450 m a.s.l. which are likely the traces of a higher surface of planation.

Behind the gate of Věstonice, NE-wards, the Middle Moravian Carpathians are proceeding, surrounded on all sides by distinct depressions. The highest and the most dissected part of the relief of the Middle Moravian Carpathians is formed by the Chříby Highland (587 m) the Ždánický les Highland (437 m) and the Orlovická *vrchovina* (Highland — 518 m). The differently wide stripe of the lower and less dissected area of the Litencická *pahorkatina* (Hilly land) in north and of the Kyjovská *pahorkatina* (Hilly land) in south joins these highlands.

The basic features of the relief of the Middle Moravian Carpathians are formed by the levelled surfaces on the watersheds, by the differently deeply cut valleys and by the scarps. The levelled surfaces on the watershed of streams of the Middle Moravian Carpathians are grouped into two height levels. They level the surface of differently resistant rocks. The higher level of the levelled surfaces occurs in the Chříby Highland, in the Ždánický les Highland and in the Orlovická *vrchovina* (highland) where it represents the older surface of planation; the lower level in the Litencická and Kyjovská *pahorkatina* forming in the Kyjovská *pahorkatina* the younger surface of planation. The appurtenance of the levelled surfaces in the Litencická *pahorkatina* to the younger or older surface of planation has not yet been solved satisfactorily. The older surface of planation developed on Paleogene rocks and on deposits of the Cretaceous epoch. It developed in epigene conditions after the Lower Tortonian, but sooner than the younger surface of planation. The younger surface of planation also developed owing to epigene geomorphologic processes. On Panonian

and Pontian deposits in the area of the *Kyjovská pahorkatina* this surface had its origin in Upper Pliocene. In that part of the *Kyjovská pahorkatina* (similarly in the Chřiby Highland) which was covered by the sea in Pliocene and in which levelled surfaces on Paleogene sandstones and claystones occur, we may suppose that the foundations of these levelled surfaces are pre-Panonian and have been exhumed chiefly in the Upper Pliocene period and probably lowered moderately at the same time. The present mutual height position of the watershed parts of the relief of the highlands and hilly lands of the Middle Moravian Carpathians is the result of the neotectonic movements. The young tectonic movements have been proved in this area even by the recent geologic investigations.

In the Vizovice-Javorníky mountain range, forming the mountain range Javorníky in NE and the *Vizovická vrchovina* in SW two surfaces of planation of Upper Tertiary age — the lowest and the higher one — can be distinguished in substance.

From the Javorníky Mts only the NW slope of the main ridge and the Makyta ridge (922 m) extend into Moravia (Javorník 1071 m). The higher surface of planation is developed on both sides of both ridges in the form of differently extensive levelled surfaces on the summits and watershed ridges at altitudes of 545–740 m. The main ridge and the ridge of Makyta are higher.

The *Vizovická vrchovina* can be divided into the higher NE and the lower SW part. The higher part consists of a series of finger-like from E to W opening sandstone ridges. On the ridges the higher surface of planation is developed which can be found at different heights above the sea level (in the *Mladcovská pahorkatina* at 350–400 m, on the ridge of the Tlustá Mt. at 410–457 m, on the ridge of the Papradná Mt. at about 520 m). The *Klástovský hřbet* (Ridge) with the levelled surfaces of 650–700 m projects above the whole level. The lower SW part of the highland has a comparatively flat relief. The levelled surfaces can be found here on the watershed ridges mostly at about 350–360 m (19,20). This lowest surface of planation penetrates into the higher relief of the NE part of the highland by narrow stripes among the sandstone ridges. The different height position of the levelled surfaces may be explained by tectonic movements, having passed in the investigated area even during Pliocene. In the appearance of the relief especially the cross-faults of the direction NW-SE assert [1]. The differences in heights between the levelled surfaces on the *Klástovský hřbet* and in its surroundings or the differences between the levelled surfaces in the top part of the main ridge of the Javorníky Mts and of the group of Makyta and those in their surroundings cannot be explained by tectonic movements. It is therefore necessary to suppose either that this higher surface of planation had rather the character of

the mature surface and the mentioned higher levelled surfaces were preserved due to the greater resistance of the sandstones in the higher position or that relics of the older (highest) surface of planation are found on these ridges.

The Beskydy mountain range is on the territory of Moravia represented by the zone of the Podbeskydské *pahorkatiny* (Hilly lands) and by the system of the mountains. The Podbeskydské *pahorkatiny* bear traces of two and the highland and mountain range of three surfaces of planation.

The remnants of the highest surface of planation were found only at altitudes of 850–1200 m. They are bound up with the highest ridges of the individual mountains built of resistant sandstones and conglomerates. When comparing the height positions of the remnants of this level of planation it is possible to follow its slow inclination SE-wards and the distinct domal uplift with the culmination in the mountain group of the Lysá Hora Mt.

Below the level of the highest ridges of the mountain range a further distinct top level formed of the tops of the mountain spurs and numerous levelled surfaces can be found. This top level represents the higher surface of planation of the Beskydy mountain range. The traces of this surface of planation occur in the dislocation zones on the resistant rocks and in the zones of claystone strata compacted on sandstone. The altitude of the traces of this surface of planation varies from 520 up to 830 m. Sudden changes in the altitudes among the parts of this surface occur on tectonic lines and prove the considerable deformation of this surface of planation by neotectonic movements along the faults.

The traces of the higher and highest surface of planation are in the mountainous country situated on watershed ridges and the relation to the present hydrographic pattern cannot be observed in their distribution. On the contrary, the traces of the lowest level of planation are in the mentioned area always bound up with the valleys of larger streams. In the larger inner-mountainous depressions the lowest level of planation appears either as a distinct top level of hilly lands or as levelled surfaces sloping softly to the axis of the valley on wide ridges among the valleys of the tributaries of the main stream draining the depression. It is bound up with the zones of few resistant claystones and the more resistant sandstone layers form on its surface moderate elevations. Where the valleys are incised into thicker series of strata of more resistant rocks, the traces of this planation are marked either by a narrow denudational terrace or by break of inclination on the valley slopes. The altitude of the traces of the lowest surface of planation increases from 400–525 m at the margins of the mountain range up to 750 m in its centre.

The traces of the lowest surface of planation pass along the valleys of the rivers Olse, Morávka, Mohelnice, Ostravice and Běcva from the mountain area into the zone of the Podbeskydské *pahorkatiny*, where they extend over a large area. They express themselves by a distinct top level accompanied by numerous levelled surfaces. This top level reaches at the western margins of the zone of the hilly lands the height of 370–390 m a.s.l. and rises towards the margins of the mountain area. In the SW part of the hilly lands numerous levelled surfaces can be found at 300 m a.s.l. These levelled surfaces on watershed ridges are the subsided parts of the older surface of planation as the remnants of the Pliocene deposits, the surface of which is levelled by the planation at 370 m a.s.l. rest on them. Above the level of planation numerous isolated hills rise in the zone of the hilly lands to the heights of 370–390 m a.s.l. on the tops of which levelled surfaces can be found at 470–890 m a.s.l. These levelled surfaces are the traces of a higher surface of planation. The striking differences in height of the individual traces of the higher surface of planation are here, like in the mountain area, bound up with the tectonic disturbances passing after the Lower Tortonian.

It is very difficult to determine the time and the mode of the origin of the three mentioned surfaces of planation established in the relief of the Beskydy mountain range. It can be suggested according to the thrust of the Carpathian sheets over the deposits of Lower Tortonian established in the area of the Těšínská and Příborská *pahorkatiny* the lowest and even the higher surfaces of planation developed in epigene conditions after the Lower Tortonian period. The lowest surface of planation cuts together with the *flysch* strata even the Pliocene deposits and its origin can be put in the Upper Pliocene.

In the Bílé Karpaty Mts remnants of three surfaces of planation can be found. The highest surface of planation is in the Bílé Karpaty Mts marked by the tops of monadnocks in the height above 900 m a.s.l. Much better and in a large area the traces of the higher surface of planation marked by flat ridges and top plains are preserved in the height of about 650 m a.s.l. Towards the margins of the mountains the traces of this surface of planation subside along the fault lines to the height of 510–550 m a.s.l. The traces of the lowest surface of planation appear very distinctly in the top level of the hilly lands (370–430 m a.s.l.) bordering in a wide stripe the margins of the mountain range. They penetrate in form of narrow denudational terraces on the slopes of valleys of larger streams into the mountain range, where, in the inner mountain basins bound up with larger claystone zones, they pass over into top levels of the hilly lands reaching up to 550 m a.s.l. The lowest level of planation in the Bílé Kar-

paty Mts merges in the valley of the river Vah with the so called river level of planation established and dated by M. Lukniš [9] and E. Mazúr [12].

THE DEVELOPMENT OF THE RELIEF OF THE CARPATHIANS IN MORAVIA IN PLEISTOCENE

The Upper Tertiary landforms of the Carpathians in Moravia were strongly modelled especially during the periglacial periods of Pleistocene. This modelling reached in the different parts of the territory unequal degrees. In some places we meet even with the periglacial relief (for instance in the Moravská brána (Gate) — T. Czudek [2, 3] and in the Dyjskosvratecký úval — J. Demek [6]). From the numerous Pleistocene forms the frost-riven cliffs, the tors, the altiplanation terraces, the talus, some landslides, the river terraces and the numerous submountainous alluvial fans have to be mentioned at least. Their development was determined in the individual periods of Pleistocene by the climatic conditions together with the local geomorphological and geological factors. The geomorphologic processes passing in the transition phases among the cold and the warm periods of Pleistocene, were of main importance for the development of many of the above mentioned forms.

Frost-riven cliffs, tors and altiplanation terraces

In the highlands and mountainous areas of the Carpathians in Moravia frost-riven cliffs and tors of different shapes and sizes can be found. On their foot block talus and altiplanation terraces occur frequently. All these forms can be found as well in the top parts of the relief as on the slopes. Many slopes have a step-like profile, in which sections with a greater and smaller inclination alternate (for instance in the Moravskoslezské Beskydy Mts, in the Slezské Beskydy Mts, in the Hostýnské vrchy Mts and in the Chřiby Highland). The steeper slope sections are formed by more or less vertical or overhanging rock walls with traces of the frost weathering along the joints under the conditions of the periglacial climate of Pleistocene [13, 14]. They can be considered to be frost-riven cliffs [4, 15]. The height and the length of the frost-riven cliffs varies and depends on the local geological and geomorphological conditions. Cases may be often found when the frost-riven cliffs reach the length of more than 200 m and the height of about 20 m. These forms developed on the one hand in places, where before the Pleistocene rock outcrops could occur, on the other hand in new places. There, where the material created by the frost weathering on rock walls was removed sufficiently, the frost-riven

cliffs retreated more or less parallelly and on their foot altiplanation terraces developed. Due to the crossing of the frost-riven cliffs tors developed. On the base of the actual results it may be supposed the frost-riven cliffs and tors have developed in the investigated area by one stage mode. They have on their surfaces in many places numerous microforms as for instance weathering pits, honeycombes [4, 14], which complete their appearance.

The altiplanation terraces on the foot of the frost-riven cliffs and in surroundings of the tors (Fig. 1) are either almost flat, slightly undulated or they incline in one direction. Their length on the foot of the frost-riven cliffs depends on the length of these cliffs and their width on slopes does not surpass 100 m in the majority of cases. The surface of the alti-

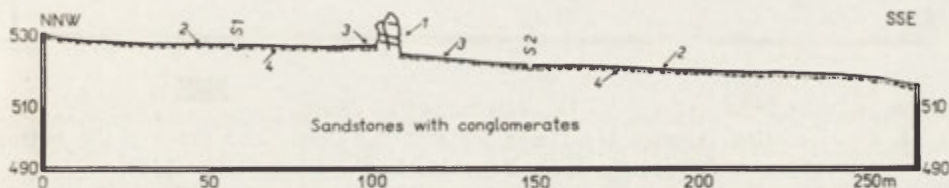


Fig. 1. The tor called Buchlov kámen (stone)

1 — altiplanation terraces, 2 — and block talus, 3 — on the watershed ridge east of the village St. Hutě in the Chriby Highland. S₁ and S₂ test pits, 4 — material transported by Pleistocene processes in the direction of the inclination of the altiplanation terraces (fragments) of the inclination of the altiplanation terraces (fragments of sandstones and conglomerates mixed with loamy sand, grey tough clay with rusty spots). Constructed by T. Czudek, measured by J. Vareka.

planation terraces is formed most often by a thin layer of material developed predominantly by weathering on the steep rock walls or in some cases the substratum outcrops directly on the surface of these terraces. The altiplanation terraces are the place, where the transport of the material delivered from the steep rock walls mainly passed. Their transition into these walls is either sharp or comparatively slow.

The present general appearance of the frost-riven cliffs, of the tors, of the block talus and of the altiplanation terraces dates evidently from the end of the Würm. These forms continued on modelling in Holocene, sometimes even rather intensively.

Talus

Most slopes in the Carpathians in Moravia have a convex-concave profile. An exception is made only by the slopes undermined by streams. In most cases a substantial removal set is in the upper part of the slopes, without any substantial change in the form of the convex section. The

correlate deposits of these processes consist of loam with rock-fragments up to loamy-sandy deposits on the foot of slopes, which form often extensive talus. Such talus can be found frequently for instance in the valleys of the rivers Dřevnice, Bečva and of their tributaries, of the river

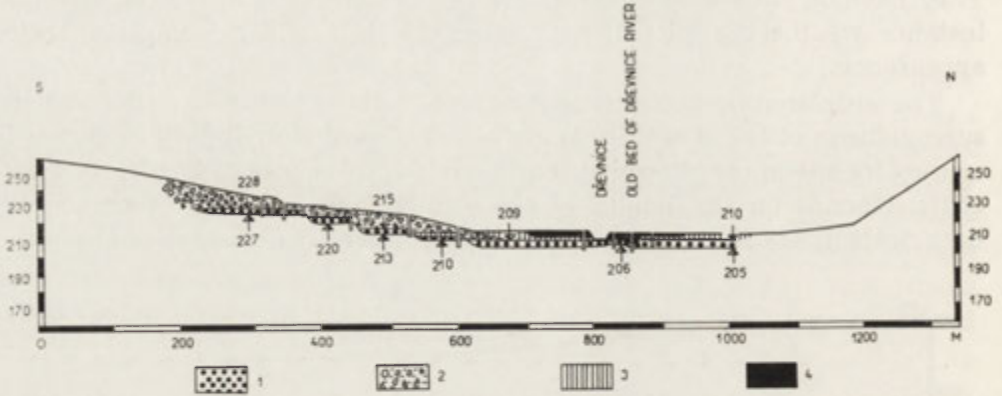


Fig. 2. Cross section through the lower parts of the slopes and through the bottom of the valley of the river Dřevnice in the town Gottwaldov

1 — river gravels, 2 — solp loams and fragments of sandstones, 3 — Holocene flood loams, 4 — artificial bank. On the base of the pits by M. Elgart and M. Kaspárek constructed by J. Demek, drawn by E. Kjučukova.

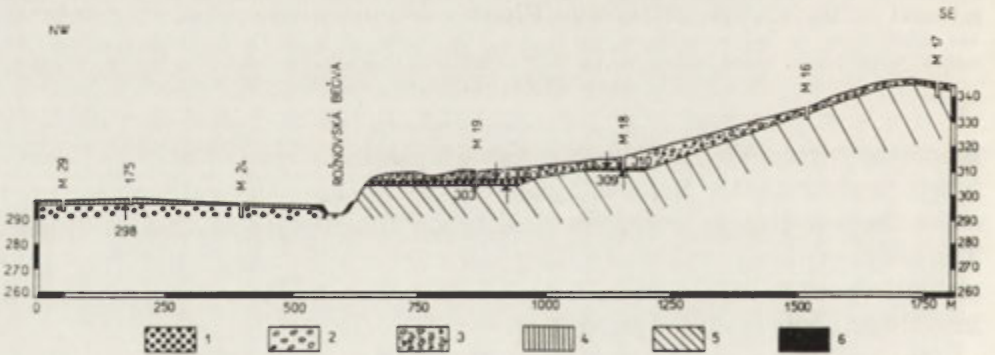


Fig. 3. Cross section through the left valley slope and trough the bottom of the valley of the river Rožnovská Bečva in the space of the town Val Meziriči

1 — terrace gravels, 2 — gravels of the flood-plain, 3 — slope loams with sandstone fragments, 4 — Holocene flood loams, 5 — rock substratum (flysch), 6 — artificial bank. With the use of the material of Fr. Sevcik constructed by J. Demek, drawn by E. Kjučukova.

Morava near the town Napajedla etc. The thickness of the talus varies and reaches up to 20–30 m. Slope deposits level often the irregularities, for instance the steps on the slopes. They often cover a river terrace (Fig. 2 and 3). The initial step-like profile of the lower part of the slopes became a smooth shape in this way.

The slope deposits have different properties in dependence on the rock of which they developed and on the processes having affected on slopes in the periglacial climate of the cold period and in the warmer climate of the interglacials and interstadials. The solifluction was evidently the main deliverer of the material, especially the turbulent one [23]. K. Žebera distinguished a special type of the so called proluvial solifluction on the slopes of the Beskydy Mts, where he established extensive movements of enormous mushy masses on the permafrost. But the layers of loams without rock-fragments on the slope deposits of the talus, which are often quite thick, prove the considerable acting of the sheet wash even in periglacial conditions.

Landslides

The deep periglacial freezing and the repeated thawing of the underground supported very much the origin of the gravitation movements of material down the slope, including the development of the landslides. The area of the outer Carpathians in Moravia has a considerably dissected relief and a large quantity of rocks liable to plastic modelling. In this whole area numerous traces of the fossil Pleistocene landslides can be therefore found. The extensive Pleistocene landslides occur not only in the loess masses and on the slopes in the depressions of the outer Carpathians built of Neogene clays. These landslides disturb in numerous places in the hilly lands, highlands and mountainous areas of the *flysh* zone the series of strata of solid sandstones, claystones and conglomerates. At the melting of permafrost the meltwaters changed the consistence of the claystones loosen by the ice so, that the enormous blocks of sandstones and conglomerates sank deeply into the subjacent claystones or were sliding on them. On the slopes with the antithetic position of strata the sinking of the blocks of solid rocks and the pressing out of the plastic substratum on the slope could be observed [22]. On the slopes with the conformable or almost conformable position of strata the sliding of the blocks of sandstones and conglomerates down the slope took place.

River terraces and alluvial fans

The climatic oscillations during Pleistocene together with the tectonic movements caused the origin of more steps of the river terraces. Considerable differences were established at investigations in the development of the terraces among the mountainous and highland areas of the Carpa-

thians, the hilly lands on the foot of the mountainous areas and the lowland, areas of the outer and inner Carpathian depressions.

The river terraces are found comparatively seldom on the surface of the terrain in the mountainous and highland areas. The lack of the river terraces seems to have been caused by three reasons. The first cause was the overdeepening of the valley below the present bottom.



Fig. 4. Northern margin of the Moravskoslezské Beskydy Mts and of the Jablunkovská *brazda* (furrow). Photo O. Stehlík

which disturbed especially the low terraces. The second cause is the strong disturbance of the slopes by landslides, by which the higher terraces were damaged [8]. The third cause was then the covering of the river terraces by thick layers of slope deposits (compare Fig. 2 and 3).

At the transition of the streams into the piedmont hilly lands or adjacent depressions extensive alluvial cones developed, which were given by K. Žebera [24] the name proluvial dry deltas and considered to be the transitional form between the river terraces and the dejection cones. The lithological character of these deposits proves the hasty sedimentation and the short transport. Coarse gravels of the Carpathian rocks, especially of sandstones, prevail in their material. On the foot of the mountain range the material of the cones is very coarse bouldery in size, badly sorted and few rounded, angular fragments of softer claystones can be often found in it. Towards the lowland the share of the rounded boulders decreases successively and their gradation and rounding increase simultaneously. The filling of the gaps among the gravel form usually strongly loamy sandy deposits and on the foot of the mountain range also very

often loam. In the extensive depressions on the northern foot of the Moravskoslezské Beskydy Mts and on the southern foot of the Hostýnské Mts the surfaces of the alluvial fans merged into extensive piedmont benchland (Fig. 4, 5).

The alluvial fans pass over in lowland areas successively into the true river terraces. In the lowland areas the area covered in Pleistocene by the continental glacier and the non-glaciated area differ as for the development of the terraces.

For the stratigraphy of the terraces in the areas, which were covered by the continental glacier (the Odra part of the Moravská brána, the Ostrava Basin) in Pleistocene is important the gravel accumulation



Fig. 5. Traces of the highest and higher surface of planation in the Moravskoslezské Beskydy Mts and in the Rožnovská *brazda* (furrow). Photo O. Stehlik

found today in the lowland areas at the height of 10–15 m above the water level of the streams and which has been called according to the occurrence in the individual drainage areas, the Ostrava one (on the rivers Ostrava, Morávka [24, 25]) the Zabřeh one (on the river Opava [10]) (Figs. 6, 7), and the Radslavice terrace (on the river Bečva [11]). In the

opinion of the workers of the Quaternary department of the Central Geological Institute in Praha this gravel accumulation developed in the cataglacial phase of the glaciation of Cracow (Elster Glaciation) and in the anaglacial phase of the Middle Polish glaciation (Saale Glaciation). Then it has been covered with deposits of the Middle Polish glaciation. After the retreat of the glacier of the Middle Polish glaciation the exhumation of the gravel body and the origin of the terrace in the geomorphological meaning of the word took place [3]. J. Tyráček [18] established that in the *Porubská brána* (Gate) joining the valleys of the rivers Odra and Bečva, fluvial gravels of the Odra origin covered by deposits of the Middle Polish glaciation can be parallelized with the Radslavice terrace of the lower section of the river Bečva in the nonglaciated area.

In the Hornomoravský and Dolnomoravský *úvals* predominantly low terraces occur. The eastern part of the Hornomoravský *úval* is filled with



Fig. 6. Ice wedge in the sand pit near the village Němcany in the Litencická pahorkatina. Photo T. Czudek

flat alluvial fans, passing over into low terraces towards the middle of the depression [24]. The considerable thickness of the deposits of the alluvial fans (up to 56 m in the boring near the town Šternberk) proves — though they are strikingly flat — the proceeding neotectonic movements

in the Hornomoravský *úval*. The younger deposits are overlying the older ones, so that even the low river terraces can be of considerable age.

In the Dyjskosvratecký *úval* the middle terraces are of largest extent especially at 30–40 m above the river level. These terraces have the character of alluvial fans at the entering of the rivers Svitava, Svatka, Jih-

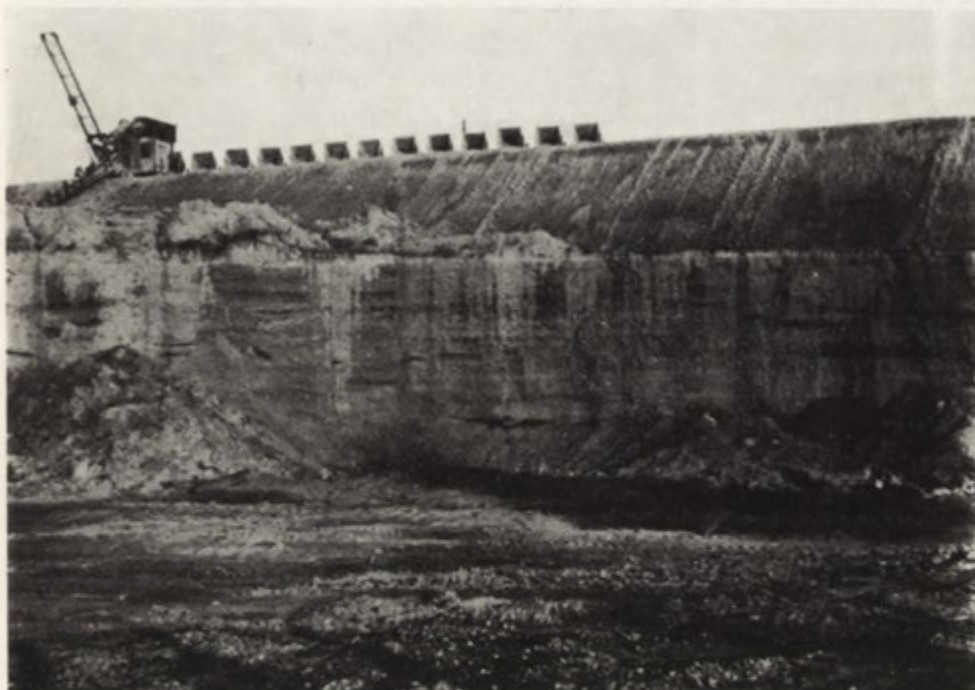


Fig. 7. The terrace of Ostrava in the brick factory at Zábřeh/Odra. In the overlying stratum loess loams with periglacial phenomena occur. Photo J. Demek

lava, Jevišovka and Dyje from the *Česká vysočina* (Highland) into the Dyjskosvratecký *úval*. These terraces are of considerable thicknesses (up to 30 m) and it is not out of the question, that even neotectonic movements had influence on their accumulation [21].

DEVELOPMENT OF THE RELIEF OF THE CARPATHIANS IN MORAVIA IN HOLOCENE

The intensity of the development of the relief in Holocene is considerably smaller than in Pleistocene. But it is in the outer Carpathians due to the considerably dissected landscape and to the properties of rocks considerably greater than for instance in the neighbouring Bohemian Massif or in the adjacent depressions. An important factor becomes the man.

Due to the cultivation of soil an extensive soil erosion takes place in the lowlands. In some places gullies develop, mainly owing to the bad situation of the fieldpaths [5].

The intensity of soil erosion in the hilly lands and highlands of the outer Carpathians is considerably greater. According to K. Gam and O. Stehlik [7] the greatest gully erosion can be established in the eastern part of the Chřiby Highland, where the density of the gullies reaches 853 m/km^2 in the area of 146 km^2 and in the Kyjovská *pahorkatina* (Hilly land) north of the town Bzenec, where the density of the gullies is

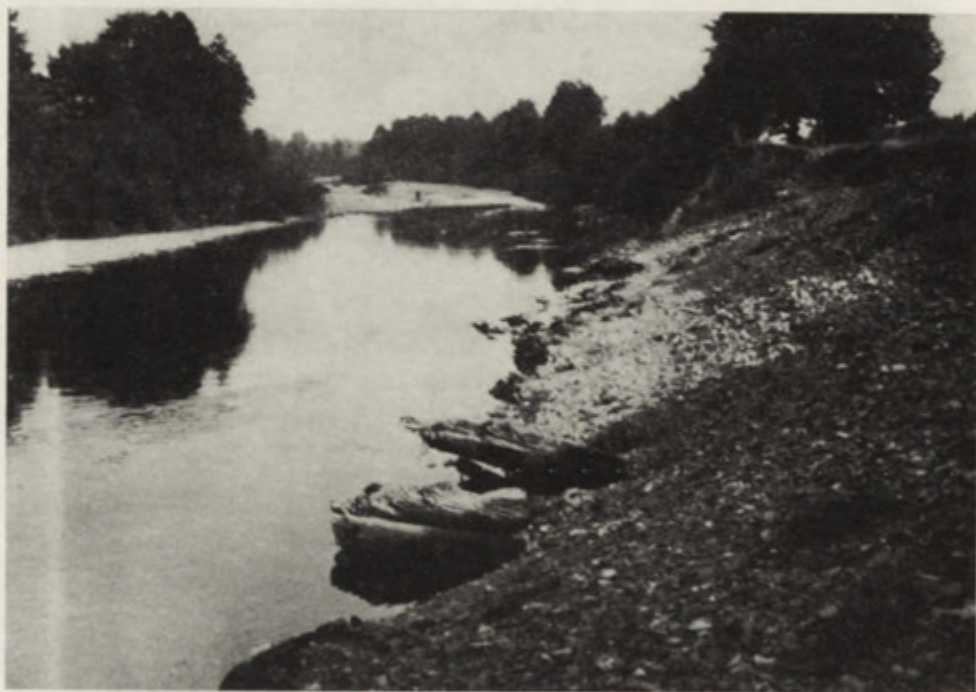


Fig. 8. Oaks of the Atlantic period on the base of the flood-plain gravels of the river Bečva near the village Chropyne, uncovered by high-water. Photo J. Demek

965 m/km^2 on the area of 122 km^2 . On most of the territory of the outer Carpathians the density of the gullies varies from $500\text{--}750 \text{ m/km}^2$. The correlate deposits of these processes are the flood deposits of the flood-plains. In Holocene numerous landslides also take place in the Carpathian area (Fig. 8, 9).

On steep slopes movements are observed, which do not disturb the stability of the slopes, as the lower parts of the trunks of the trees bent



Fig. 9. Holocene gully near the village Vendryně in the area of the Trinecká brazda (furrow). Photo T. Czudek

in the direction of the movement of the debris prove. The slope material is transported to the streams. There are no accurate data concerning the extent of these slope movements.

In the Ostrava basin the typical anthropogenic relief developed in large areas.

Czechoslovak Academy of Sciences

REFERENCES

- [1] Buday T., *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200000*, (Explanation to the general geological map of Czechoslovakia), sheet M 33-XXX Gotwaldov, 1963, pp. 238.
- [2] Czudek T., Vliv periglaciální modelace na vývoj povrchových tvarů východní části Nizkého Jeseníku (Influence of periglacial processes on the development of superficial deposits of eastern part of Nizky Jeseník) *Geogr. cas.*, 12, 1960, p. 180-188.
- [3] Czudek T., *Vývoj reliéfu území severovýchodně od Suchodolu nad Odrou v kvartéru*. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1961 (Relief's development

- of the area NE of Suchodol on Odra in the Quarternary. Report of geological researches in the year 1961), Praha, 1962, p. 277–278.
- [4] Czudek T., Demek J., Stehlik O., Formy zvětrávání a odnosu pískovců v Hostýnských vrších a Chříbech (Weathered forms in case of the sandstones of Hostýnske vrchy and Chříbech), *Čas. miner. geol.* 6, 1961, p. 262–269.
 - [5] Demek J., K problému eroze půdy a ochrany krajiny v území jihozapadne od Brna (To the problem of soil erosion and the preservation of nature SW of Brno), *Ochr. přír.*, 15, 1960, p. 161–173.
 - [6] Demek J., Periglaciální rysy v reliéfu Dyjskosvráteckého úvalu (Periglacial features in the relief of Dyjskosvrátecký úval), *Geogr. čas.*, 12, 1960, p. 161–173.
 - [7] Gam K., Stehlik O., Príspevek k poznání stržové eroze na Moravě a ve Slezsku (A contribution to the recognition of ravine erosion in Moravia and Silesia). *Sborn. Čsl. Společ. zeměp.*, 61, 1956, p. 215–216.
 - [8] Krejci J., Geomorfologická analýza Zlínska (Geomorphological analysis of Zlínsko), *Acta Soc. Sci. nat. Morav.* 16, Brno, 1944, pp. 29.
 - [9] Luknis M., Poznámky ku geomorfologii Beckovské brány a přiléhajících území (Notes to the geomorphology of Beckovská brana and the neighbouring areas), *Prace stat. geol. Ust.*, 15, 1946, Bratislava, pp. 29.
 - [10] Macoun J., Šibrava V., Ambroz V., Pokorný M., Holánek F., Tyráček J., Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních povrchových útvarů na Ostravsku za rok 1955 (Report on research and mapping of the Quarternary superficial deposits in Ostrava district in 1955), *Anthropoz.*, 6, 1956 p. 166–172.
 - [11] Macoun J., Šibrava V., Zebera K., Pokorný M., Holánek F., Tyráček J., Zpráva o základním geologickým výzkumu a mapování povrchových útvarů Ostravska a Moravské brány za rok 1956 (Report on the basic geological research and mapping of the superficial deposits in Ostrava district and Moravian Gate in 1956), *Anthropoz.*, 7, 1957, p. 193–228.
 - [12] Mazur E., *Žilinská kotlina a prilahle pohoria* (Zilina dale and the neighbouring mountains) Bratislava, 1963, pp. 185.
 - [13] Novosad S., Fosilní rozeklaní hřbetu Luksinec u Lyse hory (Fossil cuts of Luksinec range by Lysá hora), *Čas. miner. geol.*, 1., 1956, p. 126–131.
 - [14] Pelíšek J., Zvětrávání karpatských pískovců východní Moravy (Weathering of the Carpathian sandstones of East Moravia), *Příroda*, 42, 1949, p. 46–48.
 - [15] Stehlik O., Príspevek k poznání teras reky Olše. (A contribution to the recognition of terraces of the Olša river). *Zpr. geol. geom. výzk. v roce 1959*, Brno 1960, 22–24.
 - [16] Stehlik O., Skalní tvary ve východní části Moravskoslezských Beskyd (Rock formations in eastern part of the Moravo-Silesian Beskidy Mts), *Dejep. zeměp. ve škole*, 3, 1930, p. 46–47.
 - [17] Stehlik O., Terasy reky Olše a jejich vztah k zalednění Ostravska (Olša river terraces and their relation to the glaciation of the Ostrava district), *Anthropos*, 14 (6), 1961, p. 113–122.
 - [18] Tyráček J., Nové názory na rozsáhlé zalednění v Moravské bráně (New views on the maximal extension of glaciation in the Moravian Gate), *Přírod. čas. Slez.*, 22, 1961, p. 247–254.
 - [19] Vitásek F., Abrasní a říční terasy na jižní Moravě (Abrasive and river terraces in Southern Moravia), *Sborn. Čsl. společ. zeměp.*, 38, 1932, p. 8–9.
 - [20] Zapletal K., *Geologie moravských Karpat a úvalů* (Geology of the Moravian Carpathy Mts and the depression), Brno, 1931.

- [21] Zapletal K., Prehled geologie ceskoslovenskeho podilu generalniho listu Brno (Review of geology of the Czechoslovakian general division of the sheet Brno), *Čas. zem. mus. v Brně, cast přír.* 31, 1947, p. 89–107.
- [22] Zaruba Q., Deformace hornin vzniklé vytlačováním podloží (Deformation of layers depending of the foulding of bedrock), *Rozpr. Čsl. Akad. ved, řada MPV*, Praha, 66, 1956, pp. 36.
- [23] Žebera K., *Československo ve starsi dobe kamenne* (Czechoslovakia in the Older Stone Age), Praha, 1958, pp. 214.
- [24] Žebera K., Ostravské proluvialni suché delty (Proluvial dry deltas of the Ostrava district), *Vestn. Ustř. Ust. geol.*, 30, 1955, p. 181–184.
- [25] Žebera K., Pokorný M., Ambrož V., Holanek F., Paulik J., Ložek V., Vysledky výzkumu čtvrtohornich pokryvných utvarů Ostravska za rok 1952 (Results of research on the Quaternary superficial deposits of Ostrava district in 1952), *Anthropoz.* 3, 1953, p. 237–279.

L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES CARPATHES ORIENTALES DANS LE BASSIN DU HAUT SAN

LESZEK STARKEL

INTRODUCTION

Le bassin du Haut San est situé dans la région entre les Carpathes Occidentales et Orientales. Son cours supérieur, avec son relief caractéristique en forme de grille [11, 15, 19, 27, 37] est tout entier dans les Carpathes orientales. Jusqu'à présent les idées qu'on avait sur l'évolution de ce relief différaient les unes des autres, selon qu'on se les faisait en comparant l'espace en question avec les Carpathes Occidentales ou avec les Carpathes Orientales. Les opinions diffèrent quant à la question du nombre, de l'âge et de la genèse des surfaces d'aplanissement dans les Carpathes Flyscheuses [1, 5, 8, 10, 12, 14, 17, 26, 27, 28, 30, 31, 35, 38]. Plus rares étaient les tentatives de déterminer le rôle que la résistance des roches avait joué dans la formation de ces surfaces et de définir leurs transformations postérieures, dues à la dénudation [8, 26, 31]. On rattachait la disposition en étages des surfaces d'aplanissement et des terrasses, aux mouvements tectoniques en sauts [1, 10, 12, 14, 16, 28], à amplitude croissant vers l'Est [10, 17, 27], lesquels disparaissaient au Quaternaire [1, 5, 10]. Ce n'est que dernièrement qu'on a commencé à s'intéresser à l'influence des variations climatiques sur la formation des terrasses quaternaires [36, 7], des aplanissements de Néogène [17] et de l'évolution des versants [7]. Les idées sur la genèse et l'âge du réseau des vallées sont diverses, elles aussi. A côté des partisans de l'hypothèse que, primitivement, il y avait un réseau de vallées transversales [conséquentes — 28, 36], on entend de plus souvent l'opinion que plus anciennes sont les vallées consistant en dépressions subséquentes longitudinales [4, 5, 9, 12, 27].

Le bassin du Haut San montre des traits dont les uns le font différent, et les autres, ressemblant aux autres régions montagneuses:

a) il est formé de séries de Flysch abruptement dressées,

b) ses aplanissements en étages et ses terrasses d'érosion indiquent que le soulèvement qu'il subissait, persistait encore au Quaternaire, aussi présente-t-il des formes sensiblement rajeunies,

c) au Néogène et au Quaternaire, il se trouvait dans la zone de continues variations climatiques [32, 33, 34].

Les jeunes mouvements tectoniques et les variations du climat influaient sur le substratum d'une lithologie et d'une tectonique données. L'objet que l'auteur s'était proposé était de déchiffrer cette variabilité et cette complexité.

Les recherches ont été poursuivies sur le terrain du versant septentrional des monts Bieszczady passant à la zone des collines. Les altitudes au-dessus du niveau de la mer oscillent ici de 450–900 m dans la partie méridionale, jusqu'à 300–550 m dans la partie septentrionale, tandis que les hauteurs relatives varient de 300–500 m dans la partie méridionale jusqu'à 100–300 m dans la partie septentrionale. Ce terrain, à crêtes, seuils et dépressions parallèles, étendu vers WNW–ESE, est coupé sous l'angle aigu par la vallée sinueuse du San. Le terrain en question est constitué de séries de couches grésoschisteuses de Krosno (Oligocène), dressées à pic, en plis et écaillés poussés vers le Nord.

La présente étude se base sur le levé géomorphologique, exécuté en commun entre 1954 et 1959, par le Centre de Géomorphologie et Hydrographie des Montagnes et Plateaux de l'Institut de Géographie PAN (Académie Polonaise des Sciences) de Cracovie, avec le concours des fonctionnaires de la Chaire de Géographie Physique de l'Université Jagellonique — ainsi que sur les recherches détaillées de l'auteur (analyse des couvertures quaternaires dans la vallée du San, faite en commun avec J. Dziwiałski [7]).

Les formes tertiaires demandaient une autre méthode d'investigation que les formes quaternaires. En ce qui concerne les premières, transformées et privées de couvertures, on les reconstruisait sur la base des lambeaux conservés (quelquefois par exception avec un manteau d'alluvions), tenant compte de leur morcellement et abaissement au Quaternaire. Par contre les formes quaternaires n'ont pas changé ou elles continuent de se développer. On a analysé les formes qui se sont conservées (terrasses fossiles reconstruites) et, se basant sur l'analyse des formes, couvertures et de leur rapport réciproque, on concluait quel était l'ordre successif des processus morphogéniques et comment s'orientait l'évolution des formes de vallées et de versants.

Cette analyse a permis de découvrir les étapes du développement du relief sur ce terrain, de délimiter les régions morphogéniques et de déterminer les normes qui règlent l'évolution du relief des Carpathes orientales Flyscheuses.

LES ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DANS LE BASSIN DU SAN

L'analyse des crêtes, des surfaces d'aplanissement, des vallées et des terrasses de vallée a permis de constater des périodes de maturation du relief, séparées les unes des autres par des périodes d'érosion verticale (rajeunissement du relief). On a distingué les groupes suivants des formes d'âge différent:

1. Le relief du niveau des montagnes moyennes (en forme résiduelle dans les parties de crête), dont la hauteur varie de 300 à 400 au-dessus du niveau des lits des rivières (Sarmatien).

2. Le relief du niveau de la zone des collines représentant 200 m au-dessus du niveau des lits de rivières (Pontien).

3. Le relief de l'aplanissement de vallée, de 100 m de hauteur, le mieux conservé, mais dont la maturité est le moins avancée (Pliocène supérieur).

4. Le relief de la vallée coupant un niveau de 100 m de hauteur (Quaternaire).

En prenant en considération aussi les périodes antérieures de la dégradation des montagnes (vers la fin de l'Oligocène et au Miocène), observées dans les dépôts corrélatifs et dans les surfaces d'arasement, et tenant compte du fait que, dans l'évolution des jeunes périodes, les changements de climat s'accroissent de plus en plus, nous distinguons deux principales périodes (avec, dans la période plus jeune, deux subdivisions en plus) dans l'évolution du relief des Carpathes Flyscheuses, dans le bassin du San.

1. Période de la formation des montagnes — processus de plissement et du soulèvement périodique, lié déjà à la dégradation [19]; cette période se déroule dès l'Oligocène jusqu'au début du Sarmatien (fin du Tortorien). En dehors de l'accroissement des formes tectoniques, se constituent alors les caractères principaux du relief: les crêtes en monadnock se disposent en forme de grille (en conséquence de l'arasement des structures à pentes raides et sur le versant du soulèvement des Carpathes orientales se forme la vallée du San dont la direction est indépendante des structures).

2. Période des mouvements de soulèvement se déroulant en phases et aboutissant à l'entaillage des montagnes, précédemment déjà soulevées et plissées. Cette période commence avec le Sarmatien et dure jusqu'à nos jours. Au cours de ce long espace de temps parallèlement et simultanément aux phases incontestables des mouvements, phases apparaissant sur toute l'étendue des Carpathes [5, 17, 22, 3], s'accroît de plus en plus distinctement un rythme de variations climatiques où alternent les périodes sèches et humides, chaudes et tempérées. Les soulèvements jouaient au Pliocène un grand rôle dans l'approfondissement des vallées. Au Quater-

naire, ce sont les changements de climat et la différence entre la masse de débris venant des versants et la force du transport de la rivière qui les éloignerait qui décident des oscillations du niveau des lits des rivières. Le rythme des changements climatiques au Néogène [33, 34, 17] qui diffère de celui du Quaternaire [32] conditionne une autre direction de l'évolution du relief. On peut donc distinguer deux subdivisions:

a) Au Néogène (Sarmatien–Pliocène) — creusement et aplanissement cycliques, surtout par recul latéral des versants dans la période du climat demi-sec: Pontien, Pliocène supérieur, par où le relief des cycles précédents d'érosion et de dénudation a pu se conserver en roches plus résistantes et éloignées des rivières.

b) Cette subdivision, au Quaternaire, se caractérise par le creusement cyclique des vallées lié aux changements de climat, par l'atténuation du relief précédent, dus à l'abaissement des hauteurs (aplanissements des versants), à la formation d'un profil de versant, alternativement convexe et concave, et au dégagement des roches de grande résistance.

UNITÉS MORPHOGÉNIQUES

Le bassin du Haut San, constitué de couches de Krosno abruptement dressées (dépression centrale des Carpathes) se trouve sur le versant nord-ouest d'une grande élévation, encore active, des Carpathes orientales. L'axe de la dépression longitudinale (moins fortement soulevée) est suivi par le Haut San. Ses affluents de la rive droite, utilisant la partie septentrionale de la dépression centrale, courent dans les dépressions longitudinales, découpées dans des roches peu résistantes; les affluents de la rive gauche qui coupent transversalement les éléments structuraux, ont creusé de profondes vallées transversales; ils naissent à l'axe du soulèvement de la chaîne des Carpathes.

La différenciation du relief de la partie examinée du bassin du Haut San dépend des éléments suivants: a) du système de zones lithologiques et tectoniques, b) du réseau de vallées, c) des jeunes mouvements de soulèvement. Nous distinguons trois zones principales.

1. Montagnes et régions de collines, dégradées, comprenant la partie méridionale de la zone des collines de Dynów et la bordure septentrionale de Bieszczady (rive droite du San), à amplitude des mouvements croissant vers l'Est [17]. Constituées de couches moyennes de Krosno qui se sont conservées en synclinaux (dans les zones de leurs dépressions transversales), les crêtes inverses de monadnock sont séparées les unes des autres par des dépressions de dénudation. Il s'est conservé ici des aplanissements morcellés des pédiments du Pliocène supérieur qui sont le moins profondément entaillés dans la zone du partage européen des eaux.

2. Partie orientale de la zone des collines de Bukowo. Bien que les couches inférieures de Krosno ne montrent pas de grandes différences de résistance, la prédominance des vallées transversales produisit pourtant un paysage en Cuestas, terrasses structurales et crêtes, la subsistance d'anciennes surfaces d'aplanissement (là où les roches ont plus de résistance) et un retard du rajeunissement des vallées latérales.

3. Chaîne principale des Bieszczady. Il y appartient la partie méridionale du terrain examiné, à partir des chaînes Korbania, Tolsta, Otryt; elle montre une structure en grosses séries de roches résistantes, séparées les unes des autres par des bandes relativement minces, composées de roches moins résistantes. La partie supérieure, celle des sources du San, de la Solinka et de l'Oslawa, coupée par de profondes vallées, transversales et longitudinales, fut le plus puissamment soulevée, elle continue, par conséquent, d'être profondément entaillée et son relief est modelé sur les structures. Le manque de restes d'aplanissements très étendus [27, 10] corrobore la thèse que dans les périodes d'un aplanissement général, le relief, au stade tout au plus de maturité, existait sur les terrains du partage des eaux.

LA REGULARITE DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES CARPATHES FLYSCHEUSES ORIENTALES
AU NÉOGENE ET AU QUATERNAIRE

1. Simultanéité de soulèvement et de plissement, de la formation et dégradation des montagnes. La présence des galets du Flysch des dépôts oligocènes dans les parties les plus récentes du Flysch (déposées une seconde fois), ainsi que le fait qu'on a pu constater des surfaces d'arasement, plus reculées dans le passé que la dernière phase orogénique au Tortonien, permettent d'admettre l'existence des phases de dégradation dans les Carpathes Externes déjà vers la fin de la sédimentation et simultanées au soulèvement et plissement des dépôts flyscheux. L'ancien arasement des structures à pentes raides et la direction des vallées principales, indépendante des zones de résistance, attestent l'origine miocène du relief. Le fait que le soulèvement et la dégradation des montagnes arrivent en même temps, indique que les surfaces miocènes d'arasement qui précèdent les dernières phases du plissement, ne sont pas très éloignées du Primarrumpf de W. Penck [25].

2. La simultanéité des phases d'aplanissement et de creusement sur le terrain des Carpathes toutes entières. Il s'est conservé, dans le bassin du San, de distincts lambeaux de trois niveaux de destruction: niveau sarmatien des montagnes moyennes, niveau pontien de la zone des collines et surface d'aplanissement de la vallée du Pliocène supérieur. Ce n'étaient pas des surfaces plates idéales, mais des paysages d'une maturité plus ou

moins avancée, se trouvant dans les régions du partage des eaux où les dénivellations atteignaient des centaines de mètres [28, 10, 17]. Ces trois genres de paysages néogènes, disposés en étages, d'âge différent, en stade de maturité, sont communs pour les Carpathes toutes entières [20, 22, 23, 29], ce qui prouve le développement simultané de toute la chaîne, le développement des phases orogéniques et, en même temps, des phases d'aplanissement, c'est-à-dire, d'une relative accalmie tectonique.

3. L'inégalité du soulèvement. Les hauteurs et les altitudes de ces trois niveaux subissent sur le terrain des Carpathes des oscillations considérables, liées à l'amplitude variée des mouvements et probablement aussi, au temps divers de leur durée. Dans le bassin du Haut San, situé sur le versant occidental de l'élévation des Carpathes orientales, l'amplitude des mouvements montre un accroissement vers l'Est. Le soulèvement des zones longitudinales était inégal. [1, 4, 10, 35], il était le plus fort dans la zone du partage des eaux des Bieszczady laquelle se prolonge vers l'Ouest jusqu'aux hautes Beskides, — et le plus faible, dans la zone de la dépression centrale des Carpathes.

4. La simultanéité des changements tectoniques et climatiques. Une détermination exacte du temps de la durée des mouvements est une question très compliquée, car avec les changements tectoniques d'une orientation déterminée coïncident les changements de climat. La formation des aplanissements au niveau de la zone des collines et au niveau de vallée, dans les conditions de climat demi-sec, prouve que déjà au Néogène les changements climatiques coïncidaient d'une manière déterminée avec les phases, des mouvements tectoniques. Au Quaternaire, malgré la persistance des mouvements tectoniques, le climat des périodes glaciaires rendait impossible l'érosion verticale qui se développait dans les périodes du climat chaud et transitoire. Ainsi donc, puisque la genèse de l'abaissement épicyclique des vallées dans les Carpathes orientales était principalement climatique, cet abaissement ne pourrait pas être considéré comme preuve des mouvements par sauts, au cours de sa disparition au Quaternaire.

5. Le réseau primaire de vallées conséquentes. Les observations faites dans le bassin du Dunajec et dans celui du San [15, 7] indiquent que les grandes vallées transversales des Carpathes Flyscheuses sont d'une formation ancienne. Le San occupe une partie de la dépression longitudinale sur le versant de l'élévation. La plupart des vallées subséquentes résultent d'une adaptation postérieure du relief aux groupes rocheux de résistance diverse qui constituent des blocs, écaillés et plis abruptement dressés des Carpathes orientales. Les rivières profitent de la dépression de dénudation, parallèle, formée dans les conditions de la pédiplanation néogène, tandis qu'à cause de l'amplitude du soulèvement qui s'accroît vers l'Est, les hauteurs de ces dépressions diminuent vers le Nord-Ouest. On ne peut

considérer ces formes comme résultant de l'érosion, ni comme vallées des affluents du San primitif [1, 4, 9], puisqu'on n'a pas trouvé de couvertures pliocènes de gravier sur les terrains du partage des eaux et que les vallées ont constamment un niveau de 100 m.

6. L'influence décisive que la résistance du substratum exerce, dans une phase d'aplanissement donnée, sur le type du relief et sur la durée de sa maturation, ainsi que sur la vitesse de transformation des formes antérieures, dans de conditions climatiques et tectoniques changées. Un bon exemple du rôle que joue la structure est donné par les crêtes-mona-dnocks qui s'élèvent au-dessous des aplanissements du type de pédiment, ainsi que par les différences dans l'abaissement des versants et des crêtes au Quaternaire (comportant en moyenne de 10 à 50 m). Dans les terrains soulevés des Carpathes Flyscheuses, constitués de roches à pentes raides, on peut établir que plus le cycle d'aplanissements est ancien et plus les roches sur lesquelles ceux-ci se sont conservés sont dures, d'autant plus leur position est supérieure par rapport aux fonds de vallées. Le degré de conservation, ou éventuellement de transformation, dépend plutôt de la résistance des roches que du temps écoulé.

7. La maturation inégale du paysage — simultanité du développement du relief sur des niveaux différents. Les formes d'un cycle donné ne se développent pas uniformément. Les différences de la maturité du relief au niveau de vallée prouvent qu'elle dépend de la résistance des roches, de la direction des vallées et de la distance de la base (de la vallée principale). Ainsi on voit simultanément les lambeaux d'aplanissements-pédiments, et à côté de ceux-ci, de récentes crêtes et vallées. Le retard dans le creusement quaternaire des vallées latérales avec des rivières de faible débit, suspendit ces vallées et ne permit pas de les abaisser jusqu'au niveau du lit du San. Surtout dans les vallées transversales, au-dessus des bases locales d'érosion, se sont conservées longtemps (souvent jusqu'à nos jours) les formes non rajeunies, témoins d'anciennes périodes morphogéniques. N'étant pas creusées, ces vallées mûrissent dans d'autres conditions (niveau peu creusé de 100 m de hauteur dans la dépression de Czarna, vallées du Quaternaire près de Średnia Wieś). C'est ainsi que d'anciens paysages se sont conservés dans les Carpathes, ce que Klimaszewski le premier a constaté dans la Tatra polonaises [18]. La maturation du relief sur de niveaux différents a beaucoup de traits communs avec les aplanissements de piedmont de W. Penck [25].

8. Les directions du développement des versants au Pliocène et au Quaternaire. L'évolution du développement des versants dans les Carpathes Flyscheuses est en liaison avec le type et les variations climatiques, tandis que la rapidité de leur maturation et transformation dépend de la résistance des roches. Au Pliocène dont le climat est alternativement sec

et humide (alterierende Abtragung [24]), le processus d'aplanissement latéral prévalait, aux périodes principales de formation des surfaces d'aplanissement (climat sec); les deux étages de niveaux d'âge Pontien et Pliocène supérieur constituent son oeuvre. Le recul des versants l'emportait sur l'abaissement [6, 13]. Ainsi se formait le paysage en escalier des Carpathes. Les crêtes, dômes et seuils en monadnock, dégagés de matériel moins résistant, se dressant sur les pédiments plats, dans les Carpathes orientales et occidentales sont aussi l'oeuvre de la pédiplanation. Dans le rythme de variations climatiques au Quaternaire, la production de débris et l'abaissement d'en haut (processus nouveau solifluction) avaient dominé le déblaiement et le recul, alors que l'ancien relief "en étages" avait subi un abaissement et une dénudation sélective. Il se fit sentir une tendance climatique homogène à produire des versants d'une structure tour à tour convexe et concave: leur secteur supérieur, convexe, est en général une rupture transformée entre le versant et l'aplanissement d'avant quaternaires [2], tandis que le secteur inférieur, concave, dépendamment de la base, de la tectonique et des possibilités de transport, a le caractère soit d'un glaciaire d'accumulation [21, 7] soit d'un aplanissement de dénudation au pied du versant [2, 13].

Centre de la Géomorphologie et de l'Hydrographie
des Montagnes et des Plateaux
de l'Institut de Géographie
de l'Académie Polonaise des Sciences à
Cracovie

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Alferiev G. P., Nekotorye soobrazhenija o molodykh dvishenijakh Karpat (Quelques conceptions concernant les mouvements récents des Carpathes), *Trudy Lvovskogo Geol. Obshchestva Lvov. Gos. Univ., Geol. ser., 1, 1948.*
- [2] Baulig H.: Le profil d'équilibre des versants. *Ann. de Géogr., 49, 1940.*
- [3] Cotet P., Martiniuc C., *Geomorphologia, Monografia geografica a Republicii Populare Romina, I. Geographia Fizica* (Géomorphologie, Monographie géographique de la République Populaire Roumaine), Acad. RPR, Bucaresti 1960.
- [4] Cys' P. N., Osnovnye itogi i dalnejšie zadachi geomorfologičeskogo izuchenija Sovietskikh Karpat (Les résultats principaux et les tâches prochaines d'étude morphologique des Carpathes Soviétiques), *Geogr. Sbornik Lvov. Gos. Univ., 2, 1954.*
- [5] Cys' P. N., Nekotorye voprosy neotektoniki Sovietskikh Karpat (Quelques problèmes de la neotectonique des Carpathes Soviétiques), *Mat. Sovieschchanija po izuchenii četviertičnogo perioda, 2, 1961.*
- [6] Davis W. M., Rock floors in arid and in humid climates. *Jour. Geol. 38, 1930.*
- [7] Cziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (Sum. The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn), *Prace Geogr. IG PAN, 36, Warszawa 1962.*
- [8] Fleszar A. Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna (Sur la morphogénèse des Karpates situées au Nord de Krosno), *Kosmos 39, 1914.*

- [9] Gofshtejn I. D., Perestrojka rečnoj seti i terrasy v karpatskoj chasti doliny Dniestra (Transformation du réseau hydrographique et les terrasses dans la partie carpathique de la vallée du Dniestr), *Izv. A. N. SSSR, ser. geogr.*, 6, 1961.
- [10] Gofshtejn I. D., *Neotektonika i morfogeneza Verkhnego Pridnistrovia* (Neotectonique et morphogénèse du haut bassin du Dniestr), Kiiv 1962.
- [11] Horwitz L., Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na północ od Lutowisk (Rés. Géologie de la Dépression Centrale au N de la localité Lutowiska) *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 12, Kraków 1936.
- [12] Jermakov V. P., Skhema morfologicheskogo delenija i voprosy geomorfogenezisa Sovietskich Karpat (Schema de partage morphologique et problèmes de la morphogénèse des Carpathes Soviétiques), *Trudy Lvov. Geol. Obschestva, Lvov. Gos. Univ., geol. ser.*, 1, 1948.
- [13] King L. C., Canons of Landscape Evolution, *Biul. Geol. Soc. Am.*, 64, 1953.
- [14] Klimaszewski M., Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich (Rés. Sur la morphogénèse des Karpates Polonaises Occidentales), *Wiad. Geogr.*, 12, 5-9, 1934.
- [15] Klimaszewski M., Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zus. Zur Morphologie des Santaes zwischen Lesko und Przemyśl), *Przepl. Geogr.* 16, 1936.
- [16] Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. (Sum. The Polish West Carpathians during the Ice Age) *Prace Wrocl. Tow. Nauk., Ser. B.*, 7, Wrocław 1948.
- [17] Klimaszewski M., Rozwój geomorfologiczny Polski w okresie przedczwartorzędowym. (Sum. The geomorphological development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period), *Przepl. Geogr.* 30, 1, 1961.
- [18] Klimaszewski M., Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich (Sum. An outline of the development of the relief of the Polish Tatra Montains), *Tatrzański Park Narodowy*, Wyd. Zakł. Ochr. Przyr. PAN 1962.
- [19] Koszarski L., Żytko K., Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych (Sum. Jasło shales within the Menilite-Krosno series in the Middle Carpathians), *Biull. I. G.* 166, Warszawa 1961.
- [20] Kvitković J. i Harman M., Niekolko poznamok o vyskyte kory zvetravania a jej vztahu k reliefu v podhori sopečneho obluka Vihorlat-Popričny (Quelques remarques sur l'apparition de l'écorce d'altération et sur ses relations avec le relief des colines d'arc volcanique du Vihorlat-Popričny), *Geogr. cas.*, XIV, 3, 1962.
- [21] Lawson A., Rain wash erosion in humid regions, *Bull. Geol. Soc. Am.* 1932.
- [22] Lukniš M., Die Reliefentwicklung der Westkarpaten, *Wiss. Zeits Univ. Halle Wittenberg, Math. Nat.* XI/10, 1962, pp. 1235-1244.
- [23] Mazur E., *Žilinska Kotlina a prilahle pohoria, geomorfologia a kvarter* (La cuvette de Žilin et les régions des collines avoisinantes; géomorphologie et Quaternaire), Bratislava 1963.
- [24] Mortensen H., Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klasse*, 2, 1953.
- [25] Penck W., *Die morphologische Analyse*. Stuttgart 1924.
- [26] Romer E., Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. (Zus. Morphometrische Studien über die ostkarpatischen Gebirgsformen), *Kosmos* 34, 7-9, 1909.
- [27] Rudnyckij S., Znadoby po morfologii karpatskogo stochyshcha Dnistra (Beitrage zur Morphologie des karpatischen Dniestergebietes), *Zbir. Mat.-pryr.-lik. Sekcji Nauk. Tov. im. Shevchenka*, 10, 1905.

- [28] Sawicki L., *Z fizjografii Karpat Zachodnich* (Sur la physiographie des Carpathes Occidentales), Archiwum Naukowe, Lwów, 1909.
- [29] Sircu I., Contributii la studiul suprafeteler de nivelare diu partea nordica a Carpatilor Orientali Rominesti (Contribution à l'étude de la surface de nivelation de la partie septentrionale des Carpathes Orientales Roumaines), *Ann. Stiint. Univ. Al. I. Guza din Iasi, sec. II, 7, 1, 1961*.
- [30] Smoleński J., Z morfogenezy Beskidu Niskiego (Sur la morphogénèse du Bas Beskide), *Księga Pam. Zj. Lek. i Przyrod. Kraków 1911*.
- [31] Starkel L., Rozwój morfologiczny proggu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą (Sum. Morphological development of the escarpement of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzyciana), *Prace Geogr. IG PAN, 11, Warszawa 1957*.
- [32] Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Sum. Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view), *Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, 1, Kraków 1953*.
- [33] Szafer W., Pliocenińska flora okolic Czorsztyna (Sum. Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn), *Prace Inst. Geol., 11, Warszawa 1954*.
- [34] Szafer W., Miocenińska flora ze Starych Gliwic na Śląsku (Sum. Miocen flora from Stare Gliwice), *Prace Inst. Geol., 33, Warszawa 1961*.
- [35] Świdzki B., O młodych ruchach tektonicznych (Rés. Sur évolution tectonique et morphologique des Karpates Polonaises au Tertiaire et au Quaternaire), *Roczn. Pol. Tow. Geol., 7, 1, 1932*.
- [36] Świdzki B., Zarys morfologii polskich Karpat fliszowych (Rés. Aperçu morphologique des Karpates du Flysch), *Przeegl. Geogr. 14, 1-2, 1934*.
- [37] Świdziński H., Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem (Les Karpates du Flysch entre le Dunajec et le San), *Geologia Regionalna Polski, I, 2, Kraków 1953*.
- [38] Teisseyre H., Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. (Rés. Sur quelques problèmes morphogéniques de l'avant-pays des Karpates Orientales). *Spraw. PIG, 7, 3, 1932-33*.

LES TRAITES PRINCIPAUX DE LA MORPHOSTRUCTURE DES CARPATHES ROUMAINES ET SOVIÉTIQUES ET LES OBJECTIFS DE LEUR ÉTUDE PROCHAINE

L. G. KAMANIN

La géomorphologie des Carpathes Roumaines et Soviétiques, ainsi que de tout l'arc Carpathique dans son entier, est devenu dernièrement l'objet d'un intérêt toujours plus vif. Presque chaque année apporte la publication d'ouvrages sur la géomorphologie de différentes régions. On connaît un nombre considérable de travaux roumains et soviétiques qui généralisent les données obtenues grâce à des investigations suivies, et présentent un tableau synthétique du relief des Carpathes, de son évolution, de ses origines et de sa division régionale [7, 8, 19, 21, 23]. Des travaux d'ordre général, qui s'occupent de la géologie des Carpathes, jettent une certaine lumière sur les problèmes de la néotectonique, intéressants également pour les géomorphologues, et fournissant une documentation pour l'histoire de la formation du relief des Carpathes vers la fin du Tertiaire et du Quaternaire [1, 3-8, 12-15, 20, 22]. Ces travaux établissent le caractère et la succession des phénomènes tectoniques, ce qui permet de tracer les lignes de leur connéxité avec les grandes structures morphologiques.

Pour éviter tout malentendu dans l'exposition qui va suivre, je me permets de m'arrêter un moment sur la notion de "structure morphologique" ou "morphostructure", qui n'est peut-être pas très familière à la plupart des géomorphologues étrangers. Avec I. P. Gerasimov [9, 10], nous n'examinons pas sous ce nom les "formes structurales du relief", limitées dans l'espace, que décrivent habituellement les géomorphologues, et qui résultent de la préparation des couches géologiques particulières par les opérations climatiques influant sur la formation des reliefs (dans notre cas, en conséquence de ces opérations, certaines particularités de la lithologie du sous-sol et des aspects des positions — par ex. allure monoclinale, où celle des roches — se reflètent passivement dans le relief), mais les inégalités du relief des continents et du fond des mers (dépressions, plateaux, parties séparées des structures), surgissant au cours de l'évolution historique des influences réciproques et contradictoires de différents processus exogènes, dominés par l'influence des mouvements de l'écorce terrestre.

Le relief des Carpathes n'est qu'insuffisamment étudié; les travaux à ce sujet sont poursuivis malheureusement séparément; pour que les résultats des recherches puissent être comparés, il faudrait, par la suite, exiger de tous les participants l'application de méthodes de recherche commune, ainsi que l'élaboration des cartes morphologiques, qui seraient établies sur des méthodes et munies de légendes pareilles, et qui pourraient présenter une idée uniforme dans sa conception scientifique du relief actuel de l'arc Carpathique et de sa genèse.

Il semble donc indispensable de placer au premier plan des objectifs pour l'étude de la géomorphologie de l'arc Carpathique: l'analyse des rapports entre le relief (morphostructure) et la structure géologique, leur évolution commune et leurs modifications dans le temps et l'espace. C'est indispensable, car justement les structures géologiques renouvelées durant le processus des mouvements tectoniques hérités, se reflètent très souvent directement et, dans une certaine mesure, répètent dans le relief les particularités caractéristiques de la structure géologique, déterminant ainsi la formation des particularités principales de la structure du relief.

Si une analyse détaillée des connexions de la structure géologique et de la morphostructure des Carpathes n'est pas encore possible à cause de l'insuffisance des recherches poursuivies, nous pouvons néanmoins indiquer les connexions et les régularités principales grâce aux travaux synthétisants de N. Oncescu [14], Coteș et Martiniuc [21] sur la géologie et la géomorphologie de la Roumanie, ainsi que de V. G. Bondarchuk [3, 6-8], I. P. Gerasimov [10], N. P. Jermakov [11], M. V. Muratov [13] et P. N. Cys' [17-19] et autres sur la géomorphologie et la géologie des Carpathes Soviétiques.

Comme il résulte des conceptions admises actuellement, le territoire contemporain de l'arc Carpathique et des dépressions voisines, les dépressions Hongroise et Transylvaine, était occupé par les structures hercyniennes, qui, durant le processus de préparation de l'orogénèse alpine furent plus ou moins fracturés en blocs séparés par des fractures planétaires. Certains de ces blocs forment aussi bien les noyaux internes des structures alpines, que des massifs cristallins rigides, s'exhaussant jusqu'à la surface, consolidés longtemps avant la succession des phases principales des plissements alpins. Depuis le crétacé, et même un peu plus tôt, ces massifs n'ont plus pris part aux mouvements plicatifs alpins, ne réagissant que par des ruptures, et ont déterminé des déplacements de blocs de différent volume sur leur surface.

Ces massifs cristallins ne présentent que les vestiges d'un pays montagneux, autrefois très étendu, surgi durant l'orogénèse hercynienne et comprenant, en dehors des structures hercyniennes, d'autres, plus anciennes, entre autres des structures précambriennes [16], Une partie de ces forma-

tions hercyniennes a été englobée dans des mouvements alpins et transformée à l'intérieur du géosynclinal alpin, une autre, restée à l'extérieur, a pris le chemin d'évolution en plate-formes formant une série de massifs de la subplate-forme hercynienne, qui entoure les Carpathes (Chaîne de Sainte-Croix en Pologne, Montagnes de la Dobrudgea septentrionale et les structures du plateau plita Prébalkanien où Mizienne et la dépression du Danube moyen, qui, au point de vue génétique, leur sont étroitement liées); il faut ajouter au nombre de ces structures la dépression Transylvaine, située au centre des Carpathes Roumaines et séparant les structures des Carpathes de l'Est et du Sud, ainsi que des Montagnes Roumaines Occidentales.

Les structures alpines, qui, selon la situation d'enfoncement où d'exhaussement considérable des structures hercyniennes, se trouvent par rapport à celles-ci superposées ou intra posées, sont sensiblement plus jeunes [7, 8]. Une partie de ces structures, constituée de calcaires triasiques et jurassiques de conglomérats et de Flysch crétacé touche à l'intérieur aux massifs cristallins paléo-mésozoïques, et à l'extérieur forme un nombre considérable d'écaillés, charriées vers l'Est sur les composants plus jeunes des couches mésozoïques et du Flysch paléogène.

Plus loin vers l'Est nous trouvons des structures plissées du Flysch paléogène, compliquées de nombreux charriages en écaillés. Elles sont en général assez strictement orientées dans la direction subméridionale (nord-ouest). Dans la région du coude brusque formé par les Carpathes Orientales dans le bassin des fleuves Zaibala, Byska Mică et Byska Maré (cette partie de l'arc carpathique porte en Roumanie le nom de Carpați Curbura, c'est à dire Coude). Elles rencontrent la résistance du prolongement vers le Nord des Hercynides de Dobrudgea enterrées dans l'avant-fosse précarpathique et tournent décidément vers l'Ouest. Enfin, encore plus loin vers l'Est, se trouve l'avant-fosse périphérique des Précarpathes, dont la partie intérieure, qui côtoie les Carpathes Flyscheuses, est comblée de couches néogènes d'épaisseur considérable (plus de 4000 m) groupées en plis larges et doux, contenant de nombreux gîtes de sel. La présence de ceux-ci complique la structure subméridionale régulière des plissements néogènes à manifestations de diapirisme. La limite intérieure de l'avant-fosse précarpathique est recouverte de charriages en écaillés des Carpathes Flyscheuses, connues dans leur partie ukrainienne sous le nom de Skibovye (Ecailleuses), tandis que la limite extérieure est déterminée par la position de l'extrémité de la plate-forme Russe, coupée par une faille; cette extrémité se manifeste parfaitement dans le relief des Précarpathes Ukrainiennes sous la forme de seuil de l'élévation Volyno-Podolienne, orienté vers les Carpathes; elle y est accompagnée sur une grande étendue de la vallée du haut Dniester, qui, à l'égal du seuil mentionnée ci-dessus,

reflète dans le relief la suture de la plate-forme et de l'avant-fosse. Les Carpathes Méridionales, sur toute l'étendue de leur histoire, ont gardé l'apparence d'un bloc rigide. Les couches mésozoïques et celles du Paléogène supérieur qui ne les recouvraient apparemment que sur leurs extrémités, ont été pour la plupart soumises à l'érosion fluviale et transportées dans les dépressions précédant ou séparant les Carpathes Méridionales avoisinantes. Il serait intéressant de pouvoir résoudre avec justesse le problème du caractère des nappes de charriage (nappe Gétique, nappe du Codrou dans les Carpathes Occidentales, etc.), qui présentent une importance considérable également pour la formation du relief de cette partie de l'arc Carpathique. La plupart de nos collègues étrangers traite ces nappes en charriages uniformes pour toutes les régions des Carpathes, poussés ensemble sur d'énormes espaces; les savants soviétiques, après avoir analysé des phénomènes analogues sur le territoire des Carpathes Soviétiques, sont depuis longtemps arrivés unanimement à la conclusion, que ces nappes de charriage sont des structures purement locales.

Les montagnes du Banat et les Montagnes Roumaines Occidentales (Apuseni) présentent un aspect particulier à cause de leur structure géologique très compliquée. Leur socle hercynien, recouvert sur les périphéries des structures hercyniennes par des épaisseurs puissantes de schistes argileux, de conglomérats et de grès, a été, au temps des plissements laramiens et cénozoïques, démantelé par de nombreuses failles. Ceci a amené sur le versant Est du massif Apuseni la formation de la dépression Transylvaine, et sur le versant Ouest et au Banat a déterminé la formation de nombreux fossés tectoniques, pénétrant à l'Est profondément dans la région du continent hercynien et comblé, au Néogène, de couches maritimes. Dans des conditions analogues, mais un peu plus tard, a eu pareillement lieu la formation de la dépression d'Alföld, résultée de l'affaissement d'un bloc gigantesque et transformée par la suite en structures de subplate-forme.

De puissants affaissements néogènes, commencés sur le versant interne des structures alpines, ont été la cause d'une activité volcanique énergique, qui a englobé l'arc parallèle aux Carpathes, sur toute l'étendue, depuis leur point de contact avec les Alpes Orientales jusqu'aux massifs de Keliman et de Harghita, situés à l'Est, près des sources de la rivière Olt. Des masses énormes de roches éruptives, ainsi que des produits en débris plut friables de l'activité volcanique et une grande diversité de formes structurales d'origine volcanique appelle en conséquence une aussi grande diversité de formes de la morphostructure du relief volcanique des Carpathes Roumaines et Soviétiques, dans lesquelles s'est conservée la plus grande (aussi bien au point de vue de la surface qu'au point de vue de l'activité volcanique) partie de l'arc carpathique. Le Quaternaire c'est une période d'élévations intenses, qui commencent au Levantin et englobent

tout l'arc Carpathique. L'importance morphogénétique de ces mouvements a été très grande. Ils ont déterminé dans les massifs montagneux les plus anciens et les plus élevés des Carpathes l'apparition des élévations maxima et d'une glaciation suffisamment puissante, une altération accrue des roches dans la zones périglaciaire et le transport des matériaux décomposés dans la plaine, où, au pied des Carpathes, s'aggloméraient les débris les plus gros, qui formaient de grands cônes de déjections qui s'unissaient avec les dépôts d'alluvion des grands fleuves et des petites rivières, tels que l'Argeş la Dimbovița, la Prahova et le Teleajen dans les Carpathes Roumaines, ou le Stryj dans les Carpathes Soviétiques. Les matériaux plus fins étaient entraînés plus loin et se déposaient dans les lacs piémontaux, qui s'étendaient le long des Carpathes Meridionales depuis le jiu jusqu'au Siret, le long des versants occidentaux du Banat et de l'Apuseni, et se trouvaient encore dans la partie Sud et Sud-Est de la dépression Transylvaine. Tous ces réservoirs lacustres, parfaitement comblés, se transformèrent en marécages et cessèrent d'exister au Pliocène supérieur.

Les particularités géostrucuturales des Carpathes Roumaines et Soviétiques se présentent donc comme suit: 1. le caractère superposé ou intraposé des structures alpines, s'adaptant aux formes du cadre hercynien qui les englobe; 2. des blocs rigides hercyniens, situés à l'intérieur de la zone géosynclinale alpine ou sur ses périphéries, et forçant les structures alpines plissées à contourner les obstacles rigides et à former des séries de charriages en écailles (Carpathes Écailleuses (Skibovye) d'Ukraine, Carpathes "Curbura" en Roumanie); 3. le développement puissant du volcanisme et, enfin, 4. la jeunesse des mouvements plicatifs, qui ont duré dans les Carpathes Roumaines jusqu'au Quaternaire moyenne (phase valaque de l'orogénèse), ainsi que des mouvements verticaux très intenses, atteignant parfois, au Quaternaire, mais depuis la fin du Pliocène seulement, une amplitude, dépassant parfois beaucoup 500 m.

Dans le relief contemporain ces principaux éléments structuraux se manifestent sous l'apparence de structures équivalentes à structure en blocs (hercynienne) ou plissée (alpine); dans les emplacements des subplate-formes hercyniennes, profondément affaissées, correspondent aux plaines alluviales, planes et faiblement démembrées (Alföld), ou aux plateaux stratifiés (dépression Transylvaine); au point de vue de la morphostructure une place à part est due aux montagnes et plateaux volcaniques, déterminés par différents aspects de l'accumulation des produits de l'activité volcanique. Les zones d'élévations et d'affaissements, compliquées par la présence de zones d'émiettement et de fractures, prennent l'apparence de massifs (Făgăraş) ou d'arêtes (Cozia), ainsi que de dépressions intramontagneuses ou fossés tectoniques (Petroşani). Les principales géostrucuturales présentent donc simultanément l'aspect de morphostructu-

res très considérables et d'unités orographiques de la région montagneuse des Carpathes.

Ce que nous venons d'exposer permet donc d'établir, que les principaux éléments de l'orographie et de la morphostructure des Carpathes Roumaines et Soviétiques sont les suivants:

1. Les montagnes cristallines à structure en blocs, mésopaléozoïques (hercyniennes), formant le noyau de chaînes, composées de Flysch, démembrées par des failles et des fractures, et limitées par ces démembrements;

2. Les montagnes à structure plissée des Carpathes Orientales;

3. Les montagnes de Banat et les Montagnes Roumaines Occidentales, à structure extrêmement compliquée, à la fois plissée et en blocs.

4. La chaîne volcanique du Vihorlat-Cuaş-Harghita.

5. Le plateau interne intermontagneux de la cuvette Transylvaine.

Les massifs hercyniens à structure en blocs situés à l'intérieur du système montagneux Carpathique, plus que toutes autres grandes morphostructures, sont caractérisés par une tectonique de ruptures et des manifestations extrêmement énergiques de élévations très récentes. L'affaissement de certains blocs, commencés déjà vers la fin du Mésozoïque, ainsi que l'élévation d'autres blocs, s'accomplissant simultanément, ont déterminé dans l'essentiel la configuration contemporaine des structures en blocs hercyniennes. Résultant de plissements mésozoïques intenses, ces structures ont été compliquées par l'apparitions de charriages de roches cristallines sur la couverture formée d'épiplate-formes, composée d'épaisseurs puissantes de calcaires triasique et jurassiques, qui recouvrent des roches cristallines autochtones.

Grâce à la résistance accrue des roches cristallines à l'érosion et à la dénudation, ici, plus que dans les autres parties des Carpathes Flyscheuses, ont été conservés des ensembles de surfaces d'aplanissement d'aspect classique. Le plus élevé d'entre eux — Borescu — est habituellement étudié à l'altitude de plus de 1800–2000 m. Il se fait voir parfaitement dans les Carpathes Méridionales (massifs de Godieanou Tarcă, Paring, Făgăraş, etc.), ainsi que dans les Carpathes Soviétiques; cet ensemble élevé de surfaces d'aplanissement englobe les crêtes les plus hautes. Il présente l'aspect d'une plaine, située à une certaine hauteur, fortement aplanie, surplombée par des rochers isolés, vestiges d'un niveau encore plus élevé. Cette ancienne surface d'aplanissement, par suite d'un démembrement postérieur, nous apparaît maintenant sous l'aspect de crêtes distinctement isolées, situées à un même niveau hypsométrique. C'est ce caractère que présentent les sommets Pétrélé (2242 m) et Myndra (2324 m) dans les Monts Paring, surmontés par le sommet Paryngul Mare (2528 m) et dans le massif de Rakhov des Carpathes Soviétiques: Pop Ivan, Petros, etc.,

qui règnent sur les sommets des montagnes environnantes à altitude presque identique. Cette surface élevée coupe les couches du Crétacé aussi bien que celles du Paléogène inférieur, ce qui permet de fixer son âge du Paléogène supérieur ou du Miocène inférieur.

Une surface d'aplanissement plus basse, donc plus récente — Ryul Chess — prend la forme d'une plaine montagneuse aplanie, englobant des sommets moins élevées que ceux sur lesquels repose le complexe de Borescu, ou bien sous forme de gradins, ou, enfin, de gradins abaissés, entaillés directement dans la surface du Borescu. Dans certains lieux cette surface est constituée de couches tendres sarmatiennes; dans différents massifs, par l'effet d'une différente intensité des mouvements très récents, elle s'est trouvée soulevée à de différentes altitudes: 1400–1800 m dans les Carpathes Méridionales, 700–900 m au Banat, 600–1200 m dans les montagnes d'Apuseni. V. G. Bondarchuk est d'avis, que cette surface est synchronique au niveau sarmatien des plaines, très répandues aux bords de la Mer Noire [6]. Il faut noter, que cette surface d'aplanissement apparaît aussi dans les Carpathes Flyscheuses mais elle n'y présente pas cette extrême netteté morphologique, qu'on observe dans les massifs cristallins moyens. L'ensemble des surfaces d'aplanissement, situé plus bas, a reçu dans les Carpathes Méridionales le nom de Gornovița. Il apparaît sous l'aspect d'un friable seuil sur les flancs des montagnes et dans les vallées de nombreux fleuves, qui coupent tous les massifs cristallins carpathiques à l'altitude de 600 à 800 m, et dans les Carpathes Méridionales à l'altitude de 1000 m. M. Coteț note qu'on a établi dans la partie des Obcinas de la Bucovine contigüe aux Carpathes Soviétiques, la présence d'une surface d'aplanissement à l'altitude de 1000 m [21]. Selon M. Bondarchuk, dans les Carpathes Soviétiques cette surface représente 500–600 m d'altitude [7, 8]. Ces oscillations frappantes d'altitudes des surfaces d'aplanissement notées sur des distances relativement insignifiantes démontrent qu'il est indispensable d'établir l'âge exacte de ces surfaces dans chaque cas à part, en se basant sur une somme de faits concrets et sans recourir aux schémas. La proposition des savants roumains, qui s'inclinent à traiter les surfaces d'aplanissement en ensembles de surfaces et non en surfaces particulières nous plaît beaucoup. En effet, les surfaces d'aplanissement sont incontestablement d'origine poligénétique, mais cependant il ne serait pas indiqué de traiter toutes les surfaces aplanies d'altitude égales, observées dans les montagnes, en tant que surfaces d'aplanissement du même âge, situées dans différentes parties de l'arc Carpathique. Cette question représente encore beaucoup de points obscurs, et l'étude des surfaces d'aplanissement peut nous être d'un grand secours pour la résolution des problèmes de la formation des Carpathes et de l'établissement de leur âge; cette tâche, réalisée par des équipes d'investig-

ateurs sur un même programme et selon une méthode unifiée devrait être placée parmi les problèmes de première actualité dans l'étude des Carpathes.

La très grande ancienneté de la surface élevée d'aplanissement dans les massifs cristallins des Carpathes est cause du fait que le réseau hydrographique né dans leur sein a depuis longtemps perdu contact avec les structures plissées qui y sont connues, et durant son évolution postérieure, devenu superposé, s'est adopté aux ensembles lithologiques des roches cristallines, et encore plus aux éléments de la tectonique de ruptures, aux fractures planétaires, failles régionales et aux seuils d'écailles charriées, qui influent très souvent sur la direction du réseau hydrographique, compte tenu des différences dans la composition lithologique de la couverture charriée et des roches du substratum. Nous avons observé des relations de ce genre dans les Carpathes Méridionales sur l'extrémité orientale des monts Mehedinți, où les schistes cristallins charrient sur les calcaires du Jurassique supérieur.

Si les traits particuliers de la morphostructure des massifs cristallins hercyniens nous sont en général connus, puisque contrairement aux Carpathes Flyscheuses, ils sont monolithiques, ce qui les distingue mieux l'un de l'autre, — la liason entre la structure interne et le relief n'est pas encore étudiée à fond.

La morphostructure des Carpathes Flyscheuses constitue exactement le contraire de celle des massifs cristallins des Carpathes. Dans les Carpathes Roumaines et les Carpathes Soviétiques les grands et les petits éléments de la tectonique plicative trouvent leur reflet direct dans le relief contemporain. Un exemple classique nous en est fourni par les Obcinas de la Bucovine dans la partie Nord des Carpathes Flyscheuses Roumaines, où les anticlinaux sont accompagnés de crêtes étirées conformément à leur direction et même de groupes de petites crêtes, séparées par des vallées, ni très larges, ni très profondes, et les synclinaux — par les vallées des fleuves plus importants, se poursuivant sur une longue étendue. Dans les autres parties des Carpathes Flyscheuses, surtout dans les Carpathes Ecailleuses d'Ukraine, ces relations directes deviennent cependant plus compliquées. Ici, les vallées des fleuves qui suivent la direction des structures plissées vers le NW-SE jusqu'à l'espace plane des nappes de charriage, peuvent ensuite changer de direction, et, se servant de la fracture transversale voisine, croiser sous l'angle aigu cette étendue. C'est le trait caractéristique de tous les fleuves des Carpathes Ecailleuses d'Ukraine, qui sont séparées par les fractures en gros blocs, formant les massifs montagneux: Gorganes, Beskides, etc. [7, 8].

Une complication supplémentaire est apportée dans la morphostructure des Carpathes Flyscheuses par la présence d'une grande quantité d'ensem-

bles lithologiques locaux. Ceci entraîne de grandes diversités dans le caractère des morphostructures, qui permet de déterminer, selon la forme de leur relief, les ensembles lithologiques, compris dans la structure des grandes morphostructures.

Une morphostructure particulière dans les limites des Carpathes Flyscheuses est présentée par la zone des Klippes qui accompagne la zone de la suture tectonique de la structure en blocs des massifs cristallins et de la structure plissée des formations flyscheuses. Ces Klippes des lambeaux isolés des calcaires l'âge jurassique pour la plupart massifs — se trouvent dans le complexe du Flysch. Leur apparition dans le relief lui confère un caractère extrêmement violent — on y rencontre des méandres éscarpés, incisés dans la roche, et des escarpements presque verticaux, des déclivités Karstiques propres aux calcaires et complètement impropres à la région du Flysch, une frisure (?) des rochers, suite de l'érosion chimique des calcaires, etc. Elles sont un obstacle insurmontable pour les cours d'eau. Ceci entraîne des changements multiples de la direction des vallées, qui font autour de ces lambeaux des détours brusques, et s'il leur arrive de les couper, se transforment en véritables et profonds gorges aux parois verticales.

Uniquement ce qui touche aux traits les plus généraux de la morphostructure nous est clair et connu. Il est indispensable de continuer des études sur les relations entre le relief et la tectonique, car elles peuvent également apporter des résultats pratiques de haute valeur, étant donné que la zone du Flysch et la zone des Carpathes néogènes, qui lui est structurellement analogue, contiennent de nombreux gîtes pétrolifères: Les montagnes Roumaines Occidentales et celles de Banat présentent une morphostructure encore plus compliquée, car leurs massifs, constitués de roches cristallines, de calcaires du Mésozoïque inférieur et de conglomérats, sont fracturés en blocs nombreux, étendus en général du Nord au Sud. Les éléments de la morphostructure de la première région sont caractérisés par l'orientation méridionale des crêtes et des dépressions tectoniques qui les séparent, limitées par des fractures et utilisées par les vallées des fleuves les plus importants, tels que le Timiș la Cerna, et bien d'autres. Dans l'Apuseni les fleuves ont presque complètement perdu contact avec les principaux composants géostructuraux de la tectonique ancienne de ce massif cristallin, et se rattachent au contraire à ces puissantes élévations de l'écorce terrestre, qui ont englobé cette partie des Carpathes au Néogène et engendré la formation de fossés tectoniques, pénétrant profondément dans son épaisseur et devenus le champ d'action des mers néogènes. Les relations réciproques du relief et de la tectonique des Monts de Banat et d'Apuseni constituent l'un des problèmes les moins

connus et les moins étudiés de la géomorphologie de la région montagneuse des Carpathes.

Le plateau Transylvain représente une structure morphologique des plus particulières. Situé au centre des Carpathes Roumaines, il est enfermé de tous les côtés dans un cadre des structures qui l'entourent sous forme d'un anneau. La tectonique du plateau est suffisamment compliquée et à mesure qu'on accumulera des données sur la structure profonde de la dépression, les conceptions qu'on s'en fera seront évidemment de plus en plus compliquées. Nous savons actuellement que sous l'épaisse couverture de strates du Crétacé supérieur, du Paléogène et du Néogène, maritimes et lacustres, plutôt faiblement disloquées, atteignant presque 4000 m d'épaisseur, s'étend un substratum hercynien plissé, considérablement démembré. Une nappe sédimentaire qui remplit la dépression, se distingue par un manque d'égalité de ses épaisseurs, ce qui peut être expliqué par le caractère différencié des mouvements tectoniques et la déformation des dépôts qui s'en suit, ainsi que par les inégalités du lit primitif de la dépression, divisé en blocs particuliers.

Les extrêmes hauteurs du plateau sont poussées et réunies vers l'extrémité Sud-Est de la dépression Transylvaine, où elles atteignent — comme le massif de Harghita — une altitude de 850 m. À la limite occidentale, au avec les montagnes d'Apuseni, cette altitude est moins élevée — elle n'atteint que 500–600 m. Dans la direction Nord et Ouest elle descend à 300–350 m; dans la même direction se dirigent les systèmes fluviaux du Mureş et du Somuş, qui drainent la dépression. Ils ont leurs sources sur les versants des montagnes qui entourent le plateau ou sur les flancs Nord du plateau de Tirnava (Dealul Chirtibaţu), séparé par un seuil escarpé de la dépression de Făgăraş, isolée du reste de la dépression Transylvaine et appuyée directement au pied du Mont de Făgăraş.

La conception contemporaine de la tectonique du plateau Transylvain consiste en constatation de l'existence de deux zones concentriques et d'une zone centrale, formée en coupole et constituée à partir de la surface de couches sarmatiennes; on y a établi la présence d'une grande quantité (plusieurs dizaines) de "dômes" — structures à forme de coupoles plates, les couches des "ailes" plongeant jusqu'à 5–10°. La formation des dômes s'achève au Pliocène supérieur, puisque les couches pontiennes qui participent à la structure des dômes sont aussi groupées en plis. La zone concentrique interne est constituée de couches miocènes, réunies en plis accentués, parfois escarpés, traversés de noyaux salins. Le diapirisme est développé dans toutes les parties de l'anneau interne, excepté son extrémité méridionale. L'anneau externe se compose surtout de structures monoclinales, inclinées vers le centre de la dépression.

La morphostructure du plateau Transylvain se trouve en liaison directe avec les zones géostructurales, indiquées ci-dessus. On y voit les contours doux des crêtes formant la ligne de partage des eaux et de leurs flancs, dont les pendages sont identiques ou un peu moindres que ceux des ailes des structures en coupole. Les cours des fleuves qui coupent les structures en coupole ne présentent pas de changements évidents, ce qui témoigne de l'extrême lenteur de la croissance des coupoles, qui n'a pas empêché les fleuves de les traverser.

La présence de dislocations intenses dans l'anneau interne à diapirs, se reflète aussi dans les particularités de la morphostructure, qui se distingue parfois par la complication extraordinaire du relief, en comparaison avec la structure du relief des Carpathes Flyscheuses, ou des Carpathes cristallines. Les collines s'y distinguent par leurs contours très nets. Leur plan présente une quantité de courbes inattendues et apparemment inexplicables et les petites cuvettes, situées entre ces collines, ont des contours si compliqués qu'elles font l'impression d'être complètement closes et privées d'écoulement. Les traits de la morphostructure de l'anneau à diapirs, en général clairs, doivent pourtant être étudiés en détail pour permettre l'établissement de rapports plus rigoureux entre le relief et la structure géologique.

La structure géologique monoclinale de la zone concentrique externe apparaît très clairement dans la construction du relief. La structure en gradins et en étages des surfaces interfluviales du plateau du Someș oriental, descendant en pente douce vers le centre de la dépression Transylvaine, où la largeur de la région occupée par des couches paléogènes disposées en monoclinaux, atteint ses dimensions suprêmes (30–35 km), peut être étudiée avec toute la netteté désirable. Les structures monoclinales, déployées le long de la pente orientale des montagnes d'Apuseni, où la bande de terrain qu'elles occupent ne dépasse pas 15 km, ont été soumises à un fort démembrement érosif et, en conséquence, ont perdu la netteté de leur dessin au point d'être transformées en un certain nombre de collines isolées, dont la nature monoclinale ne peut être révélée, que si l'on étudie leur profil longitudinal. Les surfaces monoclinales de ces collines présentent ici des écarts bien plus grands que sur le plateau du Someș Oriental. Ceci est étroitement lié, dans les deux cas, au plongement des couches, qui, au point de leur contact avec l'Apuseni, ont été entraînées dans des mouvements récents d'élévation en voûte de cet ancien massif. Il s'avère, que l'amplitude des élévations dans différentes parties de la zone externe de la dépression Transylvaine, grâce aux moins importants de la chute des fleuves et rivières arrosant le plateau du Someș Oriental, a contribué à rendre le caractère monoclinale du relief moins fragmentaire.

Les Carpathes Volcaniques forment un arc montagneux, parallèle aux massifs cristallins hercyniens et aux Carpathes alpines Flyscheuses conformé à la zone des fractures profondes, probablement planétaires, qui entourent les structures plissées et en blocs de la zone géosynclinale alpine au point de leur contact avec les subplate-formes enfoncées de l'Alföld et de la dépression Transylvaine. Les Carpathes Volcaniques grâce à leur genèse sont étroitement liées à la formation de leur plissements. Leur relief dépend de différents aspects de l'activité volcanique et, en premier lieu, de l'expression des magmas visqueux et l'effusion des laves, qui s'écoulent des appareils de centre et des crevasses particulières. Ces crevasses ont été fréquemment renouvelées dans le passé, de sorte que les produits de l'activité volcanique, même dans des régions voisines, présentent un âge différent. À côté des coupoles de lave, on trouve dans certains lieux des traces de strato-volcans dans un stade très poussé de destruction. Certains savants classent parmi eux les montagnes telles que: Marcovița, Siniac, Bujora. Beaucoup de ces strato-volcans sont à ce point détruits, que seule l'analyse des conditions de la disposition des laves peut servir de base à l'établissement du fait de leur existence (vallée de la Latovica près de Mukacevo). Les appareils de centre volcaniques des Carpathes Roumaines (centres de cratères?) sont beaucoup mieux conservés; rien que dans la région des massifs Cöliman et Harghita on trouve onze cônes volcaniques bien accentués dans le relief, avec des cratères drainés comme d'habitude. Un seul — le cône Tomutal avec le lac St. Anne — a un cratère qui n'est pas drainé. Des plateaux, constitués de tufs volcaniques, sont très répandus dans le relief des Carpathes volcaniques. Les reliques de plantes qui y sont contenues permettent de fixer leur âge et l'âge relatif des plateaux volcaniques des différentes parties de l'arc Volcanique.

L'étude de la morphostructure des Carpathes Volcaniques vient seulement d'être entreprise et comprend beaucoup de points obscurs. Il apparaît extrêmement important de comparer et de classer les formes volcaniques du relief selon le caractère, la dynamique et l'âge de l'activité volcanique, des rapports corrélatifs avec les roches sédimentaires sous-jacentes et superposées qui contiennent des reliques organiques, ainsi qu'avec les mouvements tectoniques, ayant lieu dans les Carpathes Flyscheuses et les dépressions voisines Carpathes Volcaniques telles que: les dépressions d'Alföld, de Maramureș et la dépression Transylvaine.

Académie des Sciences de l'URSS

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Bogdanov A. A., Osnovnye cherty tektoniki Vostochnykh Karpat (Traits principaux de la tectonique des Carpathes Orientales), *Sov. geolog.*, 40, Moscou, 1949.
- [2] Bondarchuk V. G., Geologichna budova URSS (La structure géologique de la République Socialiste Soviétique d'Ukraine), *Radianska shkola*, Kiev, 1947.
- [3] Bondarchuk V. G., Geomorfologija URSS — geologichnyj razvitok reliefu URSS (La géomorphologie de la République Socialiste Soviétique d'Ukraine — évolution géologique du relief de la République Socialiste Soviétique d'Ukraine), *Radianska shkola*, Kiev, 1949.
- [4] Bondarchuk V. G., Morfologichne raionuvanija Radianskich skhidnych Karpat (Division régionale morphologique des Carpathes Soviétiques Orientales), *Vis. AN URSS*, 10, Kiev, 1954.
- [5] Bondarchuk V. G., Geologichna budova URSS (Structure géologique de la République Socialiste Soviétique de l'Ukraine), *Radianska shkola*, Kiev 1956.
- [6] Bondarchuk V. G., *Geologija Ukraïny* (La géologie de l'Ukraine), Kiev, 1959.
- [7] Bondarchuk V. G., Tektonika Karpat (La tectonique des Carpathes), *Mat. u siezda Karpato-Balkansko geologicheskoy asociacii* (Matériaux du Congrès de l'Association géologique Carpatho-Balkanique), Kiev, 1962.
- [8] Bondarchuk V. G., Tektonika Karpat (La tectonique des Carpathes), *Trudy Inst. geol. nauk AN URSS* 10, Kiev, 1962.
- [9] Gerasimov I. P., Opyt geomorfologicheskoy interpretacii obshtzej skhemy geologicheskogo strojenija SSSR (Essai d'interprétation géomorphologique du schéma général de la structure géologique de l'URSS), *Problemy fizicheskoy geografii XII*, Moscou-Leningrad, 1946.
- [10] Gerasimov I. P., *Strukturnyje cherty reliefa zemnoj poverkhnosti na territorii SSSR i ikh proiskhozjzdenie* (Les traits de la structure du relief de la surface de la Terre en territoire de l'URSS et leur sources), Moscou, 1959.
- [11] Jermakov N. P., Skhema morfologicheskogo delenija i voprosy geomorfologii Vostochnykh Karpat (Schéma de la division morphologique et problèmes de la géomorphologie des Carpathes Orientales), *Trudy Lvov. geol. ob. geol. ser.*, 1, Lvov, 1948.
- [12] Muratov M. V., Tektonika i osnovnye etapy razvitija Vostotznych Karpat (La tectonique et les étapes principales de l'évolution des Carpathes Orientales), *BMOIP, geol. otd.*, 2, Moscou, 1947.
- [13] Muratov M. V., Tektonika i istorija razvitija alpijskoj geosinklinalnoj oblasti jouga Evropejskoj chasti SSSR i sopredelnykh stran (La tectonique et l'histoire de l'évolution de la région géosynclinale du Sud de la partie européenne de l'URSS et des pays avoisinants), *Tektonika SSSR*, 2, Moscou, 1949.
- [14] Onçescu N., *Geologija Rumynskoj Narodnoj Respubliki* (La géologie de la République Populaire Roumaine), Moskva, 1960.
- [15] Slavin V. I., Tektonicheskoje raschlenienie Karpatskogo orogena (Démembrement tectonique de l'orogène Carpathien), *Mater. po geol. gidrogr.*, 4, 1946, Kiev, 1947.
- [16] Tkacuk L. G., Gurshij D. V., *Rachovskij kristallicheskoj massiv — Karpaty* (Le massif cristallique de Rakhov — Carpathes), Kiev, 1957.
- [17] Cys' P. N., Skhema geomorfologicheskogo rajonirovanija zapadnykh oblastej Ukraïnskoj SSR (Schéma d'une divisions régionale point de vue géomorphologique des parties occidentales de l'Ukraine), *Uchenye Zapiski Lvov. Gos. Univ.*, XVIII, coll. *Géogr.*, 1, 1951.

- [18] Cys' P. N., Geomorfologicheskoje rajonirovanie Sovetskikh Karpat (Division régionale du point de vue géomorphologique des Carpathes Soviétiques), *Dopov. povidom. Lvivsk. Univ.*, 5, 1955.
- [19] Cys' P. N., *Geomorfologija URSS* (La géomorphologie de la République Socialiste Soviétique d'Ukraine), Lvov, 1962.
- [20] Băncilă I., *Geologia Carpaților orientali* (Géologie des Carpates Orientales), Bucarest, 1958.
- [21] Cotet P., Trăsăturile fundamentale morfostructurale ale reliefului R. P. Romîne (Les traits principaux de la morphostructure de la République Populaire Roumaine), *Monogr. geogr. R.P.R.*, 1, Bucarest, 1960.
- [22] Ilie M., *Alcătuirea geologică a pământului românesc* (Évolution géologique du territoire roumain), Bucarest, 1956.
- [23] Martiniuc C. I., Raionarea geomorfologică a R.P.R. (Divisions régionales géomorphologiques de la République Populaire Roumaine), *Monogr. geogr.*, 1, Bucarest 1960.

L'ETAT ACTUEL DE NOS CONNAISSANCES SUR LE RELIEF DES CARPATHES ROUMAINES

VINTILA MIHĂILESCU

Nous nous proposons de communiquer ici quelquesuns des résultats obtenus, dans les dernières décades de notre siècle par les géomorphologues roumains et étrangers dans leurs études concernant le relief des Carpathes du SE (appelées ainsi d'après l'orientation réelle de la chaîne carpathique dans son ensamble, entre Bratislava et Timoc) [9].

LES LIMITES DES CARPATHES SE

Des géographes et des géologues roumains (en commençant avec G. Murgocil [29] il y a plus de 50 ans), bulgars et yougoslaves [15, 14] sont d'accord à considérer comme limite entre les Carpathes et la Stara Planina (Balkans) la vallée du Timoc; mais la limite Nord-Ouest des Carpathes du Sud-Est est encore discutée. Nous nous sommes arrêté, dès 1936 [22] à une ligne suivie, en sens inverse, par les rivières Rika (affluent de la Tisa) et Swica (affluent du Dnistre). Tout récemment Zhukov [43] a démontré l'existence d'une élévation tectonique transversale tout près de ces vallées.

Nous ne nous attarderons pas sur les limites vers l'espace collinaire parce qu'on les peut voire dans des cartes récemment parues [15, 25] et sont, plus largement discutées dans notre étude qui vient de paraître [14].

LE RELIEF TECTONIQUE

L'altitude absolue, la massiveté et la fragmentation, souvent très avancée du relief carpathique, s'avèrent très liées aux mouvements paléo- (en commençant par le Crétacé) et néotectoniques (pliocènes et quaternaires). Beaucoup de ces choses-là étaient connues, mais les études et les cartes parrues dans le dernier quart de siècle les ont remises en discussion sans arriver toujours à des solutions unanimement reconnues.

Par exemple, la division des Carpathes du Sud-Est en trois branches, principales d'après leur rapport à la grande dépression transylvanienne,

est unanimement admise, mais les limites de chacune de ces trois branches sont encore un sujet de discussion. Par exemple, pour les uns de nos géomorphologues, les Carpathes Orientales sont en contact avec les Carpathes Méridionales dans la vallée de la Dîmbovița et les Carpathes Occidentales s'étendent du Timoc (au Sud) jusqu'au massif de Rodna (au Nord), tandis que, pour les autres, les limites sont: la vallée de la Prahova dans le premier cas et la vallée du Someș dans le second. A notre avis, la cause est que les uns parlent surtout comme géologues; les autres, comme géographes. Tout le monde a donc raison.

Nous insisterons, sur la limite entre les Carpathes Méridionales et les Carpathes Occidentales (Roumaino-Yougoslaves). Dans ce problème, il y a accord entre tous les géomorphologues roumains. Ils incluent dans la branche occidentale des Carpathes du Sud-Est, les monts s'étendant entre Timoc et Mureș Carpathes des Portes de Fer tandis que les géologues considèrent ce groupe de montagnes comme la chaîne appartenant aux Carpathes Méridionales. Cependant, les géomorphologues partent, eux aussi, des faits d'ordre tectonique: l'effondrement en gradins des Carpathes de Portes de Fer vers l'Ouest (à une seule exception, les sommets ne dépassent pas 1500 m) et le démembrement tectonique avancé à un tel point qu'on peut considérer ce groupe des Carpathes comme une association de massifs montagneux et de dépressions en couloirs. Le reflet de ce passé tectonique dans les ressources souterraines, dans le relief et dans le paysage géographique en général est si évident et si spécifique, qu'on est obligé de reconnaître — au moins sur le plan géographique et morphologique — la parenté des Carpathes des Portes de Fer avec l'autre groupe des Carpathes Occidentales Roumaines, "Munții Apuseni".

Les effondrements tectoniques et les déformations axiales qui ont eu lieu dans tout l'espace des Carpathes du Sud-Est en commun avec des intrusions et des effusions volcaniques de différent âge ont divisé leurs trois branches en plusieurs unités bien distinctes.

Sur la base de ces divisions morphotectoniques indiquées sur les cartes géomorphologiques apparues ces dernières années, nous tâcherons de montrer s'il y avait — dans ce problème — un point de vue commun entre les spécialistes roumains. Sans considérer ce manque d'accord comme un défaut, nous demandons la permission d'exposer à ce sujet notre propre point de vue. Il ne sera peut-être sans importance générale de chercher le motif principal de ce désaccord: nous considérons de première importance — dans la formation des grandes unités morphotectoniques — les mouvements verticaux postorogéniques qui ont provoqué la différenciation de l'altitude absolue et de la massivité des multiples compartiments carpathiques lesquels on peut distinguer à l'intérieur de chacune des trois branches carpathiques. J'ajoute ici ma conviction personnelle: les mouvements

verticaux postorogéniques ont exercé une plus grande influence sur l'évolution du relief et — indirectement — sur le paysage géographique tel par exemple que la structure.

Voilà pourquoi nous trouvons que le massif de Bucegi, à cause de son altitude absolue qui dépasse 2500 m, de son massivité et par tout son paysage de caractère alpin, doit être inclus dans les Carpathes Méridionales et non dans les Carpathes Orientales. Pour des raisons similaires toujours liées aux mouvements diastrophiques postorogéniques — nous jalonnons la limite des Carpathes Occidentales (Roumaino-Yougoslaves) dans la vallée du Someş en considérant la large zone d'effondrement de l'édifice carpathique située plus au Nord comme une région hétérogène du passage entre les monts qui l'encadrent, "Munții Apuseni" et Carpathes Orientales), la Plaine de la Tisa et le Plateau de la Transylvanie. Nous avons proposé pour cette région du passage le nom: "La Plateforme du Someş".

Tout le monde est d'accord (qu'il faut séparer dans les Carpathes Orientales, la zone des monts volcaniques néogènes de la partie restante de cette branche carpathique socle cristallin et Flysch); mais il existe deux opinions en ce qui concerne la subdivision de l'orogène proprement dit. Il existe une théorie qui adopte l'existence des trois secteurs longitudinaux tels que: les monts des schistes cristallins; les monts du Flysch crétacé; les monts du Flysch paléogène. Une autre théorie résultant des effets des mouvements diastrophiques postorogéniques reflétés dans l'altitude absolue, la massivité et le paysage géographique général, reconnaît trois groupe montagneux complexes séparés l'un de l'autre par des dépressions en couloir transversales. Ce sont: le groupe Beskido-Maramureş, le groupe Moldo-Transylvain et le groupe des Carpathes de la Courbure. On reconnaît encore une fois le point de vue géographique opposé au point de vue géologique et on constate que cette fois aussi, tout le monde a raison.

LE MODÉLÉ SUBAÉRIEN

(formes différenciées et celles d'aplanissement on d'aplanissement)

Les Carpathes du Sud-Est ont hérité, eux-aussi, ce qui est resté du relief tectonique (lui même modifié sans cesse par des forces endogéniques) après l'action des agents subaériens, instables à cause des variations de climat. Nous rappelons ces généralités bien connues parceque nous sommes contre l'accent souvent exagéré mis sur l'importance de la structure et de la roche dans le modélé du relief. Nous n'aurions rien à dire si-non seulement dans notre pays-cette sympathie pour la géomorphologie structurale n'avait pas eu porté à la sousévaluation de l'action des agents externes; de même que-dans un passé pas trop éloigné-on négligeait la struc-

ture, parce que l'attention était accaparée par l'analyse des plateformes d'érosion. Nous nous permettons de rappeler aussi que l'apport original de la Géographie dans tous ces études — sans exception pour les recherches concernant le relief — est le sens de la proportion et de l'équilibre entre les facteurs qui collaborent à la modification ininterrompue de "l'écorce terrestre", donc du relief aussi.

Suivant la ligne de l'évolution du relief terrestre, nous avons commencé par les grandes formes tectoniques qu'on doit considérer, les uns, comme antérieures à l'action des agents subaériens; les autres (par exemple les surfaces d'aplanissement déformées), comme postérieures. Nous continuerons donc par le relief carpathique ancien (les plateformes d'érosion ou surfaces d'aplanissement), ayant pour cela un motif en plus: bien conservées — surtout dans les massifs cristallins — elles représentent un trait spécifique des Carpathes Roumaines.

Quoique les géographes qui se sont occupés — dans le passé du relief carpathique [9, 34, 35, 12, 38, 26, 42, 41] aient analysé les plateformes d'érosion, on constate que ni le nombre de ces surfaces d'aplanissement, ni leur âge, ni même leur répartition réelle sur le territoire étudié n'ont pas été précisés. L'unique analyse, de la carte et du terrain, très minutieuse que j'ai vue a été faite par Robert Ficheux dans les "Munții Apuseni" où l'auteur a identifié 20 surfaces nivélées. Malheureusement les résultats de ce grand effort n'ont pas été encore publiés. La synthèse d'André Nordon, publiée après sa mort, reste jusqu'aujourd'hui la plus vaste des synthèses concernant les Carpathes Orientales presque inconnues avant Nordon [12, 38, 41]. Après une interruption de quelques années — dûe, en partie, à la critique faite au cycle d'érosion de Davis — cette oeuvre a été reprise par des jeunes géomorphologues roumains [40, 8, 32, 36, 13, 37]. Ils ont confirmé l'existence des surfaces d'aplanissement étagées, ils ont ajouté l'analyse des rapports de ces niveaux avec la structure et la lithologie et ils ont introduit la technique des dépôts corrélatifs dans la datation des niveaux. En même temps continuait la lutte entre deux opinions concernant l'âge des surface d'aplanissement: l'une qui les rajeunissait; l'autre qui restait fidèle à la chronologie d'E. de Marton (la plus ancienne des plate-formes — Borescu — Eocène).

Dans un essai de synthèse [14] concernant le relief ancien des Carpathes du Sud-Est, nous avons reconnu l'existence des trois complexes géomorphologiques évolués (polycycliques): le premier, paléogène; le second, néogène; le troisième, pliocène-quatenaire. Une esquisse de la carte illustre la répartition générale de ces complexes dans chacune des trois branches carpathiques. Les niveaux structuraux, à peine modifiés par l'érosion fluviale, dans les monts volcaniques néogènes sont représentés par des signes distincts on reconnaît pourtant la présence du niveau pliocène-qua-

ternaire à la périphérie de ces monts. L'auteur ne croit ni vû l'état actuel de nos connaissances — à la possibilité d'une synthèse plus précise du relief carpathique évolué, ni d'une plus nette précision de l'âge des surfaces d'aplanissement à l'intérieur de chaque complexe géomorphologique. Cependant on peut affirmer, sur la base des dépôts corrélatifs (conglomérats et sables éocènes, miocènes et pliocènes-quaternaire), qu'au moins, l'âge des trois polycycles correspond à la réalité. Pour le même motif (énorme quantité de formations fluviales piémontaines éocènes, miocènes et pliocènes-quaternaires), on ne peut mettre plus en doute l'origine prédominante fluviale de ces surfaces d'aplanissement. La contribution des autres facteurs subaériens (vents, mer, gel etc.) doit être déterminée par l'analyse de chaque cas.

Nous voudrions de ce qui précède: le relief polycyclique étage; élevé (à des altitudes différentes) pendant les mouvements néotectoniques pliocènes et quaternaires, déformé ou non, constitue l'un des traits les plus caractéristiques des Carpathes Roumaines. Après une certaine interruption les problèmes liés au modélés cycliques ont été repris par nos jeunes géomorphologues. Nous sommes sûrs que la place occupée dans nos Carpathes par les surfaces d'aplanissement mérite une analyse approfondie effectuée dans le terrain étudié dont les résultats seraient indiqués sur les cartes topographiques à une grande échelle.

LE RELIEF DIFFERENCIE

Nous préférons cette expression parcequ'elle explique d'une façon assez juste, les formes de détail qui apparaissent surtout au début de chaque cycle et s'estompe vers son milieu.

Pour apprécier le démembrement maximum vertical et horizontal du relief carpathique on se sert des cartes élaborées sous la direction du Prof. T. Morariu de Cluj. L'une d'entre elles, la carte de l'énergie maximum du relief, a été publiée dans la *Monographie Géographique de la R. P. Roumaine*, vol. I, à l'échelle 1 : 1 500 000. Les cartes originales en manuscrit ont été élaborées au 1 : 100 000 [25].

En rapport avec l'évolution du réseau hydrographique au Pliocène et au Quaternaire, le problème des vallées transversales, a tout d'abord attiré l'attention. On constaté quant à ce problème, parmi les géographes roumains tels que N. Orghidan [35] et les auteurs des quelques études apparues après 1941, une tendance à l'hypothèse de l'antécédence. On a apporté d'arguments sérieux sur l'antécédence du Buzău [35], Jiu [3], Bistrița Moldave [20] Someș à Turbuța [18] etc. On a repris en même temps "la solution de l'enigme" des Portes de Fer du Danube en lumière des recher-

ches géologiques et géomorphologique récentes concernant la plaine de l'Olténie [6].

Les terrasses fluviales ont été l'objet des recherches détaillées précédées de considérations théoriques [2, 23] qui préconisaient l'exécution d'une analyse complète-morphologique et structurale — des terrasses et des niveaux le long des vallées. Les terrasses fluviales développées dans les collines et les plaines ont été étudiées avec plus d'attention, mais on n'a oublié non plus ni de terrasses des secteurs carpathiques (Nera, Bistra, Jiul, Doftana, Bistrița Moldave, Soemeșele). On a trouvé et décrit 7-10 terrasses; mais il y a encore beaucoup à faire dans ce domaine avant d'essayer de créer une synthèse concernant les Carpathes Roumaines.

Toujours en relation avec l'accélération des mouvements diastrophiques et, en conséquence, de l'érosion au Pliocène et au Quaternaire, des recherches portèrent aussi sur l'accumulation et les autres processus de piémont. Précédées elles aussi par des considérations théoriques et par des analyses sommaires de quelques cas typiques [20, 5, 21, 4], ces recherches sont entrées dans l'obligation de l'analyse du terrain et dans les représentations cartographiques.

En général, les plaines de piémonts pliocènes ont été élevées et transformées en régions des collines au Quaternaire; tandis que, les dépôts de piémont, quaternaires se sont conservés en gradins au contact avec la montagne à l'intérieur des dépressions intra ou sous-carpathiques. On a signalé aussi des piémonts d'origine périglaciaire ou fluvio-périglaciaire [5, 17].

Les recherches concernant l'évolution des pentes ont porté surtout sur les déplacements dûs à la gravitation (glissements de terrain, torrents de boue, éboulements). Dans les montagnes — plus fréquents dans les Carpathes Flyscheuses — les glissements ont été peu étudiés [53]; au contraire, les éboulements — très fréquents — ont commencé à attirer l'attention surtout depuis qu'ils ont été considérés comme phénomènes périglaciaires [16, 17, 25, 13, 37].

Dans l'étape actuelle de recherches géomorphologiques il faut signaler la place importante occupée par les études de géomorphologie structurale, sans négliger pourtant les autres préoccupations (surfaces d'aplanissement, relief glaciaire et périglaciaire, démembrement morphologique, évolution du réseau hydrographique, géomorphologie dynamique, etc.). On peut citer peu de recherches de géomorphologie structurale dans les Carpathes Orientales [40, 8], presque rien pour les monts volcaniques et les Carpathes Occidentales. Encore une fois, on a donné une priorité aux Carpathes Méridionales [10, 31, 11, 30].

En comblant les lacunes à l'aide de la littérature existante, l'analyse des cartes topographiques et géologiques et des sondages sur le terrain,

les auteurs du chapitre concernant la géomorphologie de la Monographie géographique R. P. Roumaine, ont présenté sur deux cartes très expressives et dans un commentaire du texte, les types et les régions géomorphologiques du pays roumain en polarisant le tout sur la structure [25].

Les problèmes de la géomorphologie climatique, se sont limités presque seulement aux formes et processus glaciaires, périglaciaires et ceux de piémont. On souligne l'effort fait pour préciser l'âge des formes et des processus respectifs en appliquant, dans ce but, des techniques nouvelles [36, 7] (analyses granulométriques, palynologiques, dépôts corrélatifs etc.). Pour le moment on ne peut parler cependant que d'une orientation nouvelle dans ce domaine.

La préférence accordée aux recherches de la géomorphologie structurale a eu aussi, pour un court laps de temps, une conséquence moins favorable: une moindre attention accordée aux mouvements néotectoniques. Pourtant on connaissait assez bien le rôle joué par ces mouvements au Pliocène et au Quaternaire. Pendant les dernières années, les géographes roumains de la jeune génération ont réagi. Par exemple deux géomorphologues de notre pays ont présenté une carte commentée sur cette question à la session INQUA tenue en Pologne [39].

Il nous sera, je crois, permis de terminer notre communication par une question: d'après quel critère on reconnaît les divisions géomorphologiques régionales? D'après le critère morphostructural ou d'après le critère géographique? Nous pensons que le premier est l'affaire surtout des géologues et l'autre, surtout des géographes. Tout le monde a donc raison.

Institut de Géographie
de l'Académie Roumaine des Sciences
Bucuresti

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Badea L., Popa G., Contributions à l'étude des terrasses de la Bistrița et les dépôts de terrasses entre Galu et Bicaz, *Probl. Geogr.*, 8, 1961 (en roumain).
- [2] Bratescu C., *Critéria de la détermination de l'âge des terrasses quaternaires* (en roumain), 1930.
- [3] Burileanu D. D., Recherches morphologiques dans la défilé du Jiu, *Lucr. Inst. Geogr. Cluj.*, 7, 1942.
- [4] Cotet P., La Dépression de Zarand, *Probl. Geogr.*, 4, 1957, (en roumain).
- [5] Cotet P., Les piémonts d'accumulation et l'importance de leur étude, *Probl. Geogr.*, 3, 1956, (en roumain).
- [6] Cotet P., *La Plaine de l'Olténie* (en roumain), Bucuresti 1957.
- [7] Ilie D. I., Application des quelques méthodes modernes à l'étude géomorphologique de la vallée Bistrița entre la Poiana Largă et Hangu, *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.*, 1, 1962 (en roumain).
- [8] Martiniuc C., Cotet P., Quelques observations géomorphologiques sur les Monts Ciucas-Zăgan, *Probl. Geogr.*, 4, 1957 (en roumain).

- [9] Martonne E. de, L'Europe Centrale, *Coll. Geogr. Univ. Vidal de la Blache*, Paris, 1930.
- [10] Mateescu F., Les terrasses de la Bistra, *Probl. Geogr.*, 6, 1959 (en roumain).
- [11] Mateescu F., Influences structurales dans le relief des Monts Caraș (Banat), *Probl. Geogr.*, 8, 1961 (en roumain).
- [12] Mayer R., Bericht über morphologische Studien in der Ostkarpathen, *An. Inst. Geol. Rom.*, 17, 1936.
- [13] Micalevich-Velcea V., *Le Massif de Bucegi. Etude géomorphologique*, Bucuresti, 1961 (en roumain).
- [14] Mihailescu V., *Les Carpathes SE* (avec une riche bibliographie), Bucuresti, 1963 (en roumain).
- [15] Mihailescu V., Carte des divisions géomorphologiques de la R. P. Roumaine, *Rev. Géol. Géogr. Ac. RPR*, 1, 1957.
- [16] Mihailescu V., Les éboulis de la vallée supérieure du Slănic Moldave, *Bul. SRR de geogr.*, 57, 1938 (en roumain).
- [17] Mihailescu V., Observations concernant certaines formes périglaciaires entre Sarmisegetuza et Riul de Mori, *Rev. Géol. Géogr. Ac. RPR*, 1, 1957.
- [18] Mihailescu V., *Observations géomorphologiques au NE de la Transylvanie* (en roumain), Bucuresti, 1938.
- [19] Mihailescu V., *Le pays des "Dorne"* (en roumain), Bucuresti, 1940.
- [20] Mihailescu V., Le piémont Gétique, *Rev. Geogr. ICGR*, 2, 1946 (en roumain).
- [21] Mihailescu V., Le piémonts (considérations théorétiques), *Com. Ac. RPR*, 7, 1957 (en roumain).
- [22] Mihailescu V., *La Roumanie. Géographie physique* (en roumain), Bucuresti, 1936.
- [23] Mihailescu V., Les terrasses fluviales, *Bul. SRR de Geogr.*, 56, 1937 (en roumain).
- [24] Mihailescu V., Stoenescu M., Vintilescu I. A., Les pays d'Olt, *Lucr. Inst. Cerc. Geogr. Rom.*, Bucuresti, 1950 (en roumain).
- [25] *La Monographie Géographique de la R. P. Roumaine* (en roumain), AC. RPR et AN IÛRSS, Bucuresti, 1960.
- [26] Morariu T., La vie pastorale dans les Monts Rodna, *Soc. RR de geogr. Studii si Cerc. geogr.*, 1, 1937 (en roumain).
- [27] Morariu T., Gîrbacea V., Les terrasses des rivières de la Transylvanie, *Com. Ac. RPR*, 10, 6, 1960.
- [28] Morariu T., Savu A., L'énergie maximum de relief de la R. P. Roumaine, *Rev. Géol. Géogr. Ac. RPR*, 3, 2, 1959.
- [29] Murgoci G., Synthèse géologiques des Carpathes Méridionales, *Com. XIème Congr. Int. de Géol., Stockholm*, 1910.
- [30] Naum T., Micalevich V., Contributions au problème de dégradation de terrain dans les Carpathes de la Courbure, *An. Univ. Parhon.*, 10, 27, 1961 (en roumain).
- [31] Nedelcu E., Aspects structuraux et lithologiques dans la morphologie glaciaire des Monts Făgăraș, *Probl. Géogr.*, 6, 1959.
- [32] Niculescu G., La surface d'érosion Boreescu dans les Montes Godeanu et Țarcu, *Com. Ac. RPR*, 8, 4, 1959.
- [33] Niculescu G., Nedelcu E., Contributions à l'étude du micro-relief cryo-nival dans la zone haute des Monts Retezat-Godeanu-Țarcu et Făgăraș, *Probl. Geogr.*, 8, 1961 (en roumain).
- [34] Nordon A., Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes Orientales roumaines, *Com. Congr. Int. Geogr.*, 2, 1, Paris, 1931.
- [35] Orghidan N., Dans les Monts de Buzău, *Tara Bîrsei*, 4, 1932 (en roumain).

- [36] Pop G., *Contributions à l'établissement de l'âge des conditions morphoclimatiques régissant la genèse de la surface d'érosion Mărișel (Muntii Apuseni)*, 1959.
- [37] Posea G., *Le pays de Lăpuș. Étude geomorphologique* (en roumain), Bucuresti, 1962.
- [38] Rădulescu N. A., Vrancea, *Soc RR de geogr. Studii si Cerc. Geogr.* 1, 1937 (en roumain).
- [39] Rădulescu I., Grumăzescu H., Les mouvements néotectoniques quaternaires sur le territoire de la RP Roumaine dépisté à l'aide de la méthode géomorphologique, *Probl. Geogr.*, 9, 1963 (en roumain).
- [40] Sîrcu I., Quelques aspects géomorphologiques dans les Monts Bîrgău (Carpathes Orientales), *Probl. Geogr.*, 4, 1957 (en roumain).
- [41] Tufescu V., Le problème des plateformes d'érosion, *ICGR, Cursuri*, Bucuresti, 1947 (en roumain).
- [42] Vîlsan G., La morphologie de la vallée supérieure de la Prahova, *Bul. SRR de Geogr.*, 58, 1940 (en roumain).
- [43] Zhukov M. M., Neotektonicheskie poperechnye preobrazovanija Sovietskikh Karpat (Transformations tectoniques transversales des Carpathes Soviétiques), *Izv. AN SSSR, ser. géol.*, 7, 1961.

LES PRINCIPAUX PROBLÈMES DES RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LES MONTAGNES HONGROISES MOYENNES

MARTIN PÉCSI

Depuis plus d'un demi siècle les géomorphologues et les géologues hongrois s'occupent des études de la géogénétique, de la géotectonique et de l'histoire du développement des montagnes moyennes des Carpathes internes de la Hongrie.

Une analyse du problème concernant la genèse de la géomorphologie (pris au sens moderne) des montagnes moyennes internes et des bassins carpathiques, dans beaucoup de cas aussi des Carpathes, évoque le problème relatif à l'existence et à l'histoire du développement d'un massif entouré de montagnes: Bien que depuis plus d'un demi siècle, de nombreux chercheurs admettent l'existence d'un tel massif central, l'influence de celui-ci sur la formation de l'entourage a été un objet de différents jugements.

L'histoire de son développement a été tout d'abord évoquée par J. Prinz (1924). Il a conçu la "masse Croate" de E. Suess comme formant deux blocs et a nommé la partie qui échoit sur le bassin des Carpathes: "massif de la Tisza".

Prinz a exposé dans l'hypothèse de son oeuvre, le rôle qui devrait incomber à la Tisza dans l'histoire du développement morphologique de tout le bassin des Carpathes. D'après cette conception, la Tisza devint au Permo Carbonifère, comme ligne une faite épirogénique, le socle paléogéographique pour ses environs.

Au Mésozoïque, le massif de la Tisza a éprouvé un affaissement général de caractère épirogénique, lequel par endroits a occasionné une transgression de la mer en direction des couches.

Ces concavités de la mer sous forme de fossés tectoniques, correspondent aux "paragéosynclinaux" de E. Vadász 1954 respectivement aux "cratosynclinaux" de R. Elig Schmidt. Par la transgression marine, le massif submergé fut alors recouvert de sédiments à direction du SW au NE, lesquels par l'élévation ultérieure, surtout au Crétacé supérieur, formèrent d'après Vadász, une "superstructure". Le procès de mouvement de la Tisza au Tertiaire, est caractérisé d'après Prinz, par une élévation épirogénique.

L'internide, qui avait subi alors une élévation fournit en tant que "Messa" au Paléogène le matériel à la formation de Flysch des Carpathes. Le bombement du massif de la Tisza fut remplacé à la suite d'une activité volcanique intense au Tertiaire supérieur par un nouvel affaissement et par la formation du bassin.

E. Vadász [18] ne s'est pas fait à l'idée de l'existence d'un bloc uniforme de la Tisza. Il était enclin plutôt d'accepter les blocs détachés comme étant les restes d'une chaîne de montagnes varisques démembrées par des méso-synclinaux.

T. Szalay [15] a essayé d'éclaircir récemment en raison des résultats publiés au cours des dix dernières années sur les recherches géologiques et géophysiques, ainsi que sur les nombreux résultats des sondages, la conception morphologique relative au Massif de la Tisza "Tisia-Massivs" de Prinz comme Internides.

T. Szalay [15] n'est pas disposé à adjuger le rôle du tronc aux montagnes intermédiaires du gradin pour l'arc des Carpathes.

Ce dernier se compose selon lui, d'éléments de construction étrangers liés, de différente genèse appelés soi-disant "prégéoantichlinaux" (Ur-Geoantiklinalen).

Les recherches géomécaniques (R. El. Schmidt 1931, 1957), ont aussi soutenu l'hypothèse de l'existence d'une masse interne entourée de Carpathes.

Sur la base des anomalies isostatiques et de leurs relations avec le déversement orogénique, V. Scheffer, [13, 14] place le rôle du massif central pour la formation du cadre des montagnes voisines sous un tout nouvel aspect.

Selon Scheffer, les fléchissements des plis allant des terrains des maxima isostatiques vers les dépressions isostatiques appuient la conception selon laquelle les charriages horizontaux des blocs qui se forment grâce à la formation des chaînes de montagnes ont un caractère isostatique. Il considère comme la chose essentielle de ces événements le phénomène, que pendant l'orogénèse, les masses de blocs provenant de la zone du surplus des masses (anomalies positives) par exemple du massif intermédiaire (sont transportées dans la zone du déficit des masses (anomalies négatives) par des mouvements de charriage.

En résumé nous pouvons constater que le massif intermédiaire se trouvant sous les bassins des Carpathes a exercé sur son entourage une influence toute décisive. En premier lieu il a eu une influence sur le développement des parties des blocs carpathiques nommés ainsi d'après la morphologie actuelle de la surface et sur l'encadrement volcanique des montagnes au cours des périodes géologiques.

La décision, s'il s'agissait ici de l'action d'une masse uniforme ou composée d'éléments partiels, et si ces mouvements possédaient un caractère épirogénique, cratogène ou isostatique revient à l'exploration ultérieure.

LES PROBLÈMES DES SURFACES DE TRONCS, DES GRADINS DES PÉDIMENTS ET DES PÉDIMENTS

Les Carpathes internes moyennes de la Hongrie ont une structure beaucoup plus variée que ne le démontre leur face morphologique.

Les éléments de formes structurales peuvent remonter dans les Carpathes moyennes internes au Paléozoïque inférieur, tandis que les formes superficielles ne sont pas plus anciennes que le Miocène [1, 2].

A la fin du Miocène a eu lieu en effet un effondrement et jusqu'à la Pannonie supérieure, plus du 80% de la Hongrie fut inondé.

Dans nos montagnes moyennes à structure différente et d'âges divers, apparaissent les formes-types les plus grandes et les plus caractéristiques de la dénudation des surfaces de troncs, ainsi que les surfaces d'érosion nouées. Leur vraie interprétation a toujours causé le plus grand travail aux géomorphologues.

Ces derniers temps, B. Bulla [1, 2] a décrit les surfaces ondulées hongroises comme un produit des formations de troncs massifs tropicaux. D'après lui la surface de ces blocs paléozoïques et mésozoïques a subi au Crétacé supérieur jusqu'au Miocène moyen une dénudation continue, dans des climats tropicaux jusqu'à la formation des surfaces de troncs. Cette surface s'étendait naturellement aussi sur les territoires des blocs de roches cristallines (encore non submergés) se trouvant en surface au Tertiaire supérieur. A cette époque, la région de la Tisza ne constituait pas encore un bassin, et l'image de la surface était juste le contraire de celle d'aujourd'hui [4, 11].

Le trait zonal des montagnes moyennes internes d'aujourd'hui était situé jusqu'au Miocène moyen à une altitude plus petite que les montagnes marginales, méridionales et septentrionales, des massifs cristallins.

Ce trait zonal pouvait être alors en ce moment la pédiplaine de l'ensemble des sédiments de ces montagnes.

Selon Bulla, la surface du tronc des montagnes moyennes qui au début du Miocène formait encore une surface unie, se divisa en parties, dans la vieille phase styrienne, parties qui, soit, s'élevèrent à des différentes altitudes, soit subirent un affaissement. L'action du valcanisme du Tertiaire supérieur arrive ensuite. Ainsi commença la deuxième période de la formation des surfaces de troncs pendant le Miocène, à la limite du Tortonien jusqu'au Samartien. Bulla suppose que cette deuxième période de formation des surfaces de troncs, qui pour ainsi dire forme la succession de l'ancienne période, durait sans interruption jusqu'à la fin de l'étage pannonien

et que l'influence de son activité s'étend aussi sur les jeunes montagnes volcaniques [1]. Székely [16] et Pinczés [10] ont confirmé l'existence des phases de la formation des surfaces de troncs tropicales en Hongrie.

Il est toujours resté à résoudre le problème concernant la manière et le moment de la formation des horizons de dénudations (es caliers, gradins du piémont) (que séparèrent les bordures des montagnes et des parties de celles-ci et possèdent un niveau plus inférieur que les soi-disants surfaces de troncs.

Pour avancer dans cette question nous avons recueilli dans les montagnes moyennes hongroises et aussi bien dans les terrains mésozoïques que dans les régions du volcanisme récent un nouveau matériel d'observation [16].

Les gradins marginaux de piémont observés ont été considérés par Pécsi [9] comme étant les restes du pédiment dirigé vers les niveaux maritimes inférieur et supérieur (sous et sus-pannonien). Etant donné que les surfaces actuelles de cette espèce se sont formées par suite du phénomène d'élévation générale à la fin du Pliocène et au début du Pleistocène, les anciennes surfaces au pied des montagnes sont devenues aujourd'hui des gradins marginaux. Parallèlement, l'auteur de cet article attire l'attention que, aussi bien les blocs de troncs que les jeunes montagnes volcaniques sont accompagnés d'une large zone de pédiments. Leur formation a dû se dérouler au cours de la période continentale après la déposition des sédiments du Pannonien supérieur, donc à la limite du Pliocène et du Pleistocène, car les dépôts du Pannonien supérieur ont aussi été entamés [7-9].

LES EFFETS DES MOUVEMENTS TECTONIQUES QUATERNAIRES SUR LA FORMATION DE GRANDE FORMES DE SURFACE

Les dépôts du bassin des Carpathes provenant des dernières transgressions de la mer pannonienne intra-continentale se font voir aujourd'hui au bord des montagnes à une altitude de 300 m montant par endroits, comme par exemple dans les montagnes de Buda et la forêt de Bakony jusqu'à 400 m. A l'Ouest, dans le bassin du Gratz et à l'Est dans le bassin l'altitude représente en moyenne même 600 m au-dessus du niveau de la Mer Adriatique.

Cependant dans le pays transdanubien des collines les dépôts vraisemblablement dénudés du Pannonien supérieur apparaissent à une altitude de +300 m environ, tandis que dans le petit Alföld, c'est-à-dire dans le bassin de Győr (Raab) ils n'atteignent que 200 m. Par contre, dans la plus grande dépression centrale postpannonienne ils surgissent même à 1000 m au-dessous du niveau de la mer actuelle (Sümegehy, Pécsi, Urbancsek).

Ainsi, dans les bassins sus-mentionnés la différence d'altitude représente au moins 1000 m. Les différenciations les plus importantes se sont effectuées au Quaternaire [5, 6].

Sur la base de nos recherches morphologiques de terrasses dans la plaine du Danube, nous avons considéré comme preuve, le fait que les montagnes moyennes de la Hongrie par rapport à la base d'érosion du Danube du Pliocène jusqu'au Pleistocène, — c'est-à-dire longtemps après la dernière régression de la mer pannonienne, se sont élevées à une altitude variant de 200-300 m.

Cela prouve que les montagnes mesozoïques transdanubiennes ne sont en vérité devenues des montagnes moyennes se dressant à une altitude de 500 m, qu'au cours du Quaternaire. Avant cette période, elles ne se sont émergées de la mer intra-continentale du Pannonien supérieur qu'à une altitude de 100 à 250 m au-dessus du niveau de la mer.

En bordure de nos montagnes moyennes, on ne peut attribuer l'âge pannonien ou plus ancien qu'aux anciennes surfaces de piémont (semi-plaines connues aujourd'hui sous le nom de gradins) qui apparaissent actuellement à une altitude supérieure à 350-400 m.

Dans le bassin post-pannonien, les surfaces de piémont postpannoniennes atteignent en bordure des montagnes, une altitude représentant de 250 à 350 m au-dessus du niveau de la mer, pendant que les anciennes terrasses (de la fin du Pliocène supérieur) reposent ordinairement à une altitude de 200 à 300 m sur des surfaces de piémont post-pannoniennes.

Une forte élévation de l'encadrement des montagnes, un abaissement périodique et inégale de l'Alföld, suivant les lignes structurales en forme d'échiquier s'est renouvelée au début du Pleistocène après la formation des formes de paysages mentionnées ci-dessus. Le retrait de la mer intra-continentale du Pannonien supérieur était en effet en rapport avec la phase d'élévation du Pliocène supérieur au cours de laquelle aussi se sont formées des dépressions du bassin dans l'élévation générale.

Les mouvements tectoniques très considérables qui avaient eu lieu au Pleistocène avaient donné des effets morphologiques profonds dans nos montagnes moyennes tels que: les vallées de terrasses profondément incisées avec de nombreuses [5-7] terrasses. Dans l'avant-fosse des montagnes se sont formés de puissants cônes de déjections et des bassins marginaux d'affaissements.

Pendant le Pleistocène l'énergie accrue de relief entre les montagnes élevées et les bassins et l'avant-fosse profondément enfoncées avait produit des escarpements croissants périodiquement. Ces derniers avaient offert toujours de nouvelles possibilités à la formation des surfaces de piémont, des terrasses de cryoplanations et des vallées d'érosion de cor-

rasions¹ (ceci selon la façon dont regnaient périodiquement les facteurs climatiques).

Il a été prouvé de différentes façons que dans les montagnes moyennes hongroises et en leurs bordures, les vallées se sont formées à la limite du Pliocène et du Pleistocène. Les processus de la formation générale du terrain regnèrent jusqu'à la fin du Pliocène supérieur. La formation des vallées terrassées commença seulement au Quaternaire. Dans l'espace du temps entre le commencement du Pliocène supérieur et le début du Quaternaire il s'était formé dans les montagnes un système fluvial, lequel sur de larges fonds de vallées englobait des cours d'eau de faible écoulement et se caractérisait par une direction verticale incertaine. L'érosion profonde ne s'ensuivit que dans le Pleistocène seulement, tandis que sur les cônes de déjections et les bassins, le système fluvial actuel a été fixé dans la dernière période du Pleistocène.

La formation des terrasses du Danube et de ses affluents se présente comme le résultat complexe des mouvements de la croûte terrestre qui ont eu lieu au cours des changements climatiques au Pleistocène. Sur la base de ces deux facteurs nous devons considérer le rôle des mouvements de la croûte terrestre comme décisif. Ceci a été prouvé par les données géologiques et celles de terrasses morphologiques que nous possédons.

Le point de vue, selon lequel la formation de terrasses fluviales constitue uniquement la suite des changements de climats est aujourd'hui insoutenable. Ceci ne concerne pas non seulement la formation des terrasses du Danube en tant que fleuve principal, mais aussi tous ses affluents dans les bassins des Carpathes. L'Alföld fonctionnait pendant le Pliocène et le Pleistocène comme une des plus grandes bases d'érosions locales dans les bassins des Carpathes. A cette époque la basse-Plaine s'était affaissée considérablement en comparaison avec des montagnes extérieures. Par suite de ces résultats il ne peut y avoir de doute que la dépression postpannonienne atteignant dans l'Alföld central une altitude de plus de 1000 m ne pouvait pas avoir aucune influence décisive sur la formation des terrasses du Danube et de ses affluents.

Nous arrivons au résultat final, qui démontre que la formation des terrasses fluviales, non seulement dans la vallée du Danube, mais vraisemblablement aussi dans les vallées de tous ses affluents, ne peut nullement s'expliquer simplement par des effets climatiques. La manière selon laquelle se sont disposées les terrasses du Danube dans leurs percées dans les montagnes moyennes et dans les secteurs de passage, dépend certainement des mouvements de la croûte terrestre, plus probablement de l'état momentané de mouvement de la grande région d'affaissement local au Quaternaire dans l'Alföld central. Le climat a naturellement aussi participé comme facteur d'action, je pense toutefois, que 7-8 terrasses dans

la vallée du Danube profondes de 150–200–300 m, n'auraient pu se former sans l'élévation de la croûte terrestre correspondant à un changement de climat aussi puissant.

Les mouvements de la croûte terrestre au Quaternaire se sont déroulés dans le bassin des Carpathes dans l'espace et le temps avec une intensité de puissance variable. Cependant les recherches géomorphologiques détaillées ont démontré au moins 3 phases de mouvements très distinctement accentuées, telles que:

- a) la phase du Préglaciaire durant jusqu'au début du Pleistocène,
- b) la phase interglaciaire du début de Mindel, traversant toute la période de Mindel jusqu'au début de Riss,
- c) la troisième phase de mouvements qui se partage en deux parties, durant de la fin de l'interglaciaire de Riss–Würm jusqu'à l'ancien–Würm et les sous-phases post-glaciaires.

LES EFFETS DE LA FORMATION DES SURFACES SUPÉRIEURES DES PHÉNOMÈNES CRYOPLANES PLEISTOCÈNES DANS LES CARPATHES MOYENNES INTERNES

Au cours des dernières années, les phénomènes périglaciaires du Pleistocène ont été étudiés de près. Leur rôle et l'importance de leur effet à la création du tableau morphologique de la Hongrie n'ont en effet jusqu'ici jamais été convenablement appréciés (Travaux de Pécsi, Székely, Szilárd).

1. Les phénomènes des geles du sol de la cryofraction et du développement des pentes de gel

Dans les parties de nos montagnes moyennes, qui se sont formées de calcaires et de marnes, on observe souvent sur les gradins de piémont et sur les semi-plaines des pédiments un phénomène de la cryoturbation: la formation des polygones de pierres. A l'occasion de l'exploitation du bauxite, des constructions géantes de polygones de pierres en forme de marmites ont été rencontrées sur les calcaires marneux de l'Eocène. Des coins de gel longs de 5 à 7 m pénétrant dans la profondeur, remplis de débris de roches ont aussi été découverts.

Dans les couches marneuses et argileuses de la couverture des affleurements dans les montagnes moyennes, des couches bombées et plates ainsi que des déformations de couches (cryotecte) sont à observer.

L'effet de la gélifraction pleistocène fut à un tel degré puissant dans nos montagnes moyennes qu'il influença d'une façon décisive le développement des versants. Graduellement elle pouvait pourtant être différemment grande. La gélifraction pouvait avoir un effet durable entre autres aux endroits, où par l'effet du gel, les masses de roches étaient re-

lachées et fracassées à un détritit granulaire continuellement éloigné de l'endroit de son origine. Dans nos montagnes moyennes on peut voir assez souvent des rochers à des formes bizarres. L'énorme quantité d'éboulis qui se sont formés par la cryofraction enveloppe comme un manteau adhérent les restes encore présents des surfaces primitives aux pieds des versants et parfois sur les versants mêmes.

2. Les terrasses et les surfaces de cryoplanation

Par suite de l'élévation énergique efficace de nos montagnes moyennes au Pleistocène et des changements climatiques renouvelés, l'extérieur des gradins de piémont et des surfaces de piémont du Pliocène supérieur a considérablement changé. Au cours des interglaciaires, les torrents venant des montagnes vers les avant-pays de plus en plus affaissés ont scié les soi-disant éléments de structures morphologiques et les vallées parallèles, et par cela de nombreuses côtes latérales. Les pentes des vallées qui s'entaillent toujours plus fortement et les crêtes restées debout entre elles, ont subi un aplatissement grâce au matériel de transport et par suite de l'action de dérasion et de cryoplanation.

Dans les avant-pays de plusieurs de nos montagnes moyennes se sont formés, soit de jeunes dépressions pleistocènes (Balaton, le lac de Velence etc.), soit la base d'une érosion des courants d'eau de l'avant-pays s'affaissa considérablement.

Dans de tels cas, le pédiment du Pliocène supérieur est devenu en bordure des montagnes en tant que surface en suspension et dans les conditions semi-arides des périodes glaciaires ils se sont formés en commun avec des processus de cryoplanation des pédiments pleistocènes. Ils ont été recouverts d'éboulis de gélivation formés par la suite du processus de la solifluction ou de cailloux à arêtes aiguës transportés le long des versants ou bien aussi de débris d'argiles loessiques.

C'est ainsi que dans les plus grandes vallées fluviales les terrasses supérieures furent transformées complètement en surfaces uniformes à pentes douces. On constate souvent d'un côté d'une vallée fluviale que des gradins de terrasses se disposent l'un sur l'autre, tandis que de l'autre côté de la vallée on observe un large versant légèrement incliné d'un pédiment cryoplané.

D'un autre côté les pédiments du Pliocène supérieur ont été fortement dénudés par des phénomènes de cryoplanation et d'érosion pleistocène, les vallées parallèles les ont démembrés en troncs larges et plats et la surface primitive au pied des montagnes a été morcelée en deux horizons. Une série de croupe plus élevées qui avancent en forme de doigt des pédiments

appartiennent aux pédiments primitifs pendant que les formes mentionnées de croupes moins élevées sont à considérer comme les restes dénudés des pédiments primitifs du Pleistocène. Les deux formes montrent aussi de plus petits gradins de cryoplanation (Pécsi, 1961).

Les terrasses de cryoplanation se trouvent souvent sur les hauts gradins de piémont. Elles ne se superposent pas tout à fait l'une sur l'autre, mais sont plutôt déplacées l'une contre l'autre en forme de coulisses. On les trouve cependant aussi rangées en groupes autour des bosses en forme de coupole des surfaces de troncs.

La cryoplanation a fortement abaissé les surfaces en bordures des larges gradins de piémont en direction des terrains inférieurs des vallées. La dénudation a eu lieu dans les vallées de corrasion, le plus souvent le long des lignes de failles et des lithoclastes. Entre ces vallées de corrasion on ne constate l'existence des surfaces primitives de piémont que sur la base des restes peu importants tels que les témoins. Ces derniers surgissent le plus souvent en entourage de gros débris, ce qui signifie que les surfaces inclinées ont été formées par suite de l'effet du gel et du transport, ainsi que de la solifluction de débris formés.

Sur les semi-plaines cryoplanées constituées de dolomies il arrive que celles-ci ont été détruites jusqu'à 5-15 m de profondeur par la pénétration du gel.

Dans les bassins spacieux entre les montagnes et les pentes de collines apparaissent sur des sédiments incohérents des semi-plaines en gradins qui ressemblent aux terrasses de cryoplanation.

Les surfaces et le front de ces formes sont également recouverts de débris de loess ou de limon parallèles aux pentes.

Nous avons nommé ces formations, des terrasses de dérassions, et nous les avons liées avec les effets du gel observés sur les pentes jusqu'à des profondeurs inégales.

3. Les sédiments des pentes periglaciaires, les dépôts de versants

Au cours des dernières années nous avons observé sur les pentes des montagnes moyennes, ainsi que sur les collines s'étendant devant leur front, toute une série de sédiments très répandus parallèlement stratifiés par rapport aux pentes [9].

Quant à l'apparition locale de ces sédiments de pentes il est caractéristique qu'ils s'attachent aux formes de terrains et enveloppent sous forme d'une couverture les pentes des avant-pays des montagnes et des collines. Ils sont stratifiés parallèlement par rapport aux pentes et plongent sous l'angle de 1,5 à 30°.

Nous avons observé sur l'exemple de tels sédiments de couverture une puissance atteignant jusqu' à 20 m. Nous nous limitons à citer les types principaux:

Les sédiments de pentes peuvent être groupés en trois groupes principaux suivants:

- a) Les dépôts de pentes stratifiés,
- b) les nappes d'argile de pentes,
- c) le loess stratifié de pentes, les sédiments loessoïdes de pentes en tant que sédiments de ce genre le plus répandus en Hongrie, et par endroits les sables argileux.

Les sédiments de pentes enregistrés dans ces trois types principaux montrent des sous-types très variés. Bien qu'ils soient séparés les uns des autres en direction horizontale, il est quand même frappant qu'ils se relaient aussi à l'intérieur du même affleurement en direction verticale. Leur accumulation peut être expliquée par une solifluction périglaciaire, en particulier par un ruissellement, ainsi que par un glissement par suite de la gravitation [9].

Au cours des dernières années j'ai employé l'expression: "dérasion" [9] pour exprimer le processus du transport de matériel ou de la dénudation des pentes qui ont lieu sur les pentes sous l'influence de la gravitation, de la solifluction à la suite d'une régélation et de l'action de lavage des eaux provenant des neiges fondues. Les processus de dérasion constituaient pendant la durée des types climatiques périglaciaires du Pleistocène les facteurs prédominants du modelage de la surface. Sa puissante activité retomba principalement sur les périodes de dégel du printemps et du commencement de l'été, sur les périodes de grands changements de degré de gel.

Le rôle des processus de la nature avec les mouvements continus de masses (dérasion) pendant la formation et la déformation des surfaces et leur véritable intensité, ne peut alors être évalué qu'après que nous ayons reconnu que ces processus avaient produit des dépôts de pentes très variés et très répandus.

Parmi les sédiments de pentes que nous avons mentionnés les plus répandus en Hongrie sont les différents types de loess de pentes.

4. La formation des surfaces périglaciaires par suite du processus de cryoplanation

Au cours des périodes climatiques sèches et froides dans la région périglaciaire, les phénomènes qui ont causé la régélation, la gélisolifluction et la cryoturbation, ainsi que par suite du ruissellement des pentes exercés sur le sol, continuellement ou périodiquement gelé par la cryofraction

et le mouvement du détritit de roches réduits par la gravitation ont eu un double effet:

1. Les parties plus raides des versants des montagnes et des collines ont été aplaties par le déblayement du matériel,

2. En même temps s'est entassé sur les pentes et au pied des pentes des vallées, ainsi qu'à leur fond, le matériel de débris de roches. Les pentes des vallées furent donc recouvertes d'un manteau déluviale, dont l'épaisseur accroît vers le bas.

Nous avons trouvé:

a) qu'il existe sur les pentes des traces distinctes de la dénudation de ces pentes occasionnée par la solifluction, telles que les lentilles de limon et d'argile qui par un mouvement d'écoulement de caractère laminaire ont été transportées vers le bas et sur lesquelles apparaissent des coins gelés, des guirlandes et des sols.

b) Le ruissellement des pentes est aussi prouvé par l'agglomération de grandes quantités d'éboulis stratifiés de pentes et par des vallées de corrasions et d'érosions, ainsi que par les pentes aplanies. Les deux derniers événements mentionnés ont par leur effet commun dans les conditions d'exposition déterminés fait naître des versants de vallées fortement asymétriques.

c) Par la cryofraction, des roches solides découvertes, ont été fortement et profondément désagrégées et par suite d'une dénudation sélective il s'est formé des formes de rochers bizarres.

Le détritit a été sur les pentes plus raides progressivement transporté en aval par la gravitation et a été ainsi soumis a un assortissement naturel suivant la dimension des grains.

Des "fossiles" mers de blocs, des coulées de blocs, des couvertures de détritit se sont conservés comme terrains de tels événements, mais les voies de coulées de boue d'autrefois, datant de la période de déglaciation sont marquées par un matériel stratifié de débris de pentes à gros grains.

d) Aux endroits, où autrefois le sous-sol fut humide, d'une humidité mométanée éventuelle survint par suite d'une régélation auprès des roches une pression de gel, une gélation, une boursouffure de gel, qui par suite de la pénétration de l'eau pendant les périodes de dégel dans les zones de débris jusqu'à une profondeur de 1-5 m a causé un changement profond dans les surfaces d'alors. Ceci est prouvé par beaucoup de types de phénomènes de cryoturbations et par les restes de la sphère de leurs formes [7, 8].

Les processus sus-mentionnés — brièvement — la dérasion par suite du processus de dénudation des pentes renforcées périodiquement par la cryodéflation ainsi que par l'érosion latérale dans les conditions sèches, semi-arides, dont l'activité peut être brièvement nommée cryoplanation, ont

fait naître au Pliocène, sur les versants des avant-pays des montagnes de larges et d'étroites surfaces de piémont (Pécsi 1961–1962).

Sur ces dernières, et sur les gradins de piémont plus élevés, se sont développés sur les roches solides de petits gradins de cryoplanationset de terrasses. Sur des sédiments incohérents surtout dans le pays des collines se sont formées de larges zones de terrasses de dérasions.

Les événements décrits se rapportant à la formation du relief périglaciaire. Ils se sont renouvelés au Pleistocène et au cours de plusieurs périodes n'ont pas pourtant complètement changé le caractère du paysage démembré par l'érosion fluviale normale, mais l'ont malgré tout fortement déformé. C'est ainsi que par exemple les collines qui se sont formées de matériel incohérent ont été transformées en des paysages de collines de dérasions cryoplanées.

Institut de Géographie
de l'Académie Hongroise des Sciences
Budapest.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Bulla B., *Magyarország természeti földrajza* (La géographie physique de la Hongrie), Tankönyvkiadó, 1962.
- [2] Bulla B., Megjegyzések a tönkfelszínek kialakulásának kérdésében (Remarques sur la question de la formation de surfaces de troncs), *Földr. Ért.*, 3, 1958.
- [3] Láng S., A Mátra és a Börzöny természeti földrajza (Géographie physique de Mátra et Börzöny-Montagnes), *Bp. Akadémiai Kiadó*, 1955.
- [4] Lóczy L., *A Balaton tanulmányozásának eredményei, I, A Balaton környékének geológiája és morfológiája* (Résultats des recherches du lac de Balaton, I Partie. Geologie et morphologie des environs de Balaton), Budapest.
- [5] Pécsi M., Das Ausmass der quartären tektonischen Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales (L'étendue des mouvements tectoniques dans les quartaires dans la partie hongroise des plaines du Danube), *Petermanns Geogr. Mitt.* 102, (1958), pp. 274–280.
- [6] Pécsi M., A Dona-völgy magyarországi szakaszának kialakulása és morfológiája (Le développement et la morphologie de la plaine du Danube en Hongrie), *Akad. Kiadó*, 1959, 345.
- [7] Pécsi M., Felsőpliocén hegylábi felszínek a Magyarországi középhegységekben (Les sédiments dans les moyennes montagnes hongroises), *Földr. Közl.*, 3 (1963).
- [8] Pécsi M., Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn (Les événements périglaciaires en Hongrie), *Petermanns Geogr. Mitt.*, 3 (1963).
- [9] Pécsi M., Die Pleistozänen Gehängeablagerungen in Ungarn und ihre Entstehung (Les dénudations des pentes pleistocenes en Hongrie et leurs formations), *Földr. Ért.*, 1962.
- [10] Pinczés Z., *A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza*, Kandidátusi értekezés, Kézirat, 1960.

- [11] Prinz G., Magyarország földrajza, I, *Tudományos Gyűjtemény 16* (Geography of Hungary, I., Scientific Collection 15 Budapest, 1926.
- [12] Prinz J., *Magyarország földrajza* (La Géographie de l'Hongrie), Budapest, 1942.
- [13] Scheffer V., Some Contributions to the Geophysical knowledge of the Carpathian Basins, *Acta Technica Ac. Sc. Hung.*, 30, 3, 4. Budapest, 1960.
- [14] Scheffer V., Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpatenbecken (Sur plusieurs problèmes régionaux-geophysicaux des bassins des Karpates), *Frieberger Forschungshefte C. 124*, 1962.
- [15] Szalay T., A Tisia és a pannonikum köztihegysege (La Tisza et les montagnes intermédiaires des bassins des Karpates), *M. Á ll. Eötvös Loránd Geofizikai Int. Geofizikai*, 11, 3-4 (1961).
- [16] Székely A., *A mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái*, Kandidátusi értekezés, Kézirat, 1961.
- [17] Urbancsek J., *Szolnok megye vízföldtana és vizellátása*, Szolnok, 1962.
- [18] Vadász E., *Magyarország Földtana* (La Geologie de la Hongrie), 1960.
1. Korrasionstal = Delle (Vallée de corrasion).

LA JEUNE TECTONIQUE ET SON REFLET DANS LE RELIEF SUR L'EXEMPLE DE L'ARC VOLCANIQUE DE VIHORLAT-POPRIČNY ET LA PLAINE DE LA SLOVAQUIE DE L'EST

JOZEF KVITKOVIČ

Au cours de l'exécution du levé de la carte géomorphologique au 200 000 de la région Carpathique de la Tchécoslovaquie on a pu constater que les jeunes mouvements étaient d'une grande importance pour le relief. Chez nous, comme à l'étranger, une attention particulière est prêtée actuellement, dans la littérature géomorphologique, à l'étude des jeunes mouvements et leur influence sur le modelé de la surface terrestre.

Se basant sur l'analyse morphologique de l'arc volcanique du Vihorlat-Popričny et de la plaine de la Slovaquie de l'Est j'essaierai de donner un aperçu de la fonction des dits mouvements et de leur expression dans le relief.

BRÈVE CARACTÉRISTIQUE MORPHOGRAPHICO-STRUCTURALE DU RELIEF

Les Montagnes de Vihorlat et de Popričny sont, sur notre territoire, les premiers chaînons de l'arc volcanique de la Slovaquie de l'Est qui se continue dans la Transcarpathie et la Roumanie. Les deux massifs dominant la région et forment une barrière naturelle limitant au Nord la plaine de la Slovaquie de l'Est. Les montagnes de Vihorlat commencent au Nord-Ouest de Michalovce et affectent la forme d'un fer à cheval irrégulier dont la convexité maximum, tournée vers le Nord, se trouve dans la région de Sninsky kamen (1007 m d'altitude). De la vallée de la Podhorodna voda jusqu'à la frontière d'Etat on a la partie occidentale du Popričny.

La partie occidentale du Vihorlat, qui conserve son caractère de plateau presque jusqu'à la région du Sninsky kamen, se distingue nettement de la partie restante du pays montagneux. Sa surface a une altitude de 500 à 800 m. Le cours subséquent de la Rika et ses tributaires conséquents ont découpés assez fortement le plateau en un système de crêtes aplaties. La dissection du relief varie de 150 à 250 m de profondeur. Dans cette partie du Vihorlat on n'observe des sommets plus élevés que là, où le plateau passe aux pentes sud et où s'élèvent, épargnées par l'érosion, des formes de relief plus aiguës (volcanisme très jeune). En partant de l'Ouest,

c'est le sommet Kyjov (825 m), Vihorlat (1074 m), Motrogon (1019 m) et autres.

De Sninsky kamen vers l'Est ce n'est plus qu'une crête mince dont l'altitude varie de 700 à 1000 m. Dans le partie-est du Vihorlat les différences relatives de hauteur sont plus grandes, par endroits jusqu'à 300–450 m. Le ruissellement excentrique sur les pentes du Popričny a donné lieu à un relief d'une valeur de 150 à 250 m.

L'activité volcanique au Vihorlat et ses alentours immédiats s'est manifestée en trois phases. Au cours de la première phase — sarmatienne inférieure — se sont produits localement des épanchements de rhyolites



Fig. 1. Structure en horst du rocher du château de Viniany. A l'arrière-plan, pente-faille du flanc du Vihorlat occidental. Photo J. Kvitkovič

[3]; leurs masses sortent au jour comme des monadnocks dans les environs de Michalovce et des restes épargnés par l'érosion sur la pente nord du Popričny près de Beňatin. La deuxième phase s'est manifestée au Sarmatien supérieur et engendrades andésites à amphibole et pyroxène [3, 9] dont les affleurements ne sont localisés que dans la partie sud-ouest du Vihorlat, où on observe des corps abyssaux mis en saillie et des restes démembrés de structures en graben (Fig. 1). Les points de vue sur l'âge

de la phase volcanique la plus puissante divergent. Certains auteurs l'attribuent au Pannonien [19, 21, 23] les autres au Pliocène moyen et supérieur [3, 9]. Du point de vue géomorphologique il est plus probable que les effusions principales dans l'arc volcanique se soient produites au Pannonien, peut-être au Pliocène moyen [16]. Durant ce cycle volcanique se forme l'arc volcanique constitué d'andésites à pyroxène et de matériel pyroclastique. Sa structure, compliquée par des failles et l'érosion, a l'allure de strato-volcan.

Les pentes nord raides de l'arc volcanique descendent vers le gradin de piémont. L'altitude de ce dernier varie de 300 m (à l'Ouest) à 400–450 m (à l'Est). Les torrents descendant des pentes l'ont incisé jusqu'à une profondeur de 100 à 120 m, c'est-à-dire on a ici un relief montueux. Ce gradin de piémont est constitué de paléogène des Carpathes Centrales et de Flysch de Magura affectés de plis-failles. La zone des Klippes est fortement réduite. Près de Modra sur la Cirocha on observe des lambeaux du Miocène inférieur qui n'ont pas été enlevés par l'érosion. Malgré sa diversité le relief du piémont résulte en premier lieu des phénomènes d'érosion, les influences structurales étant moins importantes.

Rappelons que dans la partie ouest, presque perpendiculairement à la direction de la chaîne du Vihorlat, s'étendent les Montagnes de Humenné formant une bande large de 2 à 3 km à peine qui s'enfonce sous les masses volcaniques du Vihorlat. La crête de la partie nord-ouest des Montagnes de Humenné atteint 556 m d'altitude, c'est-à-dire domine d'environ 400 m la plaine de la Slovaquie de l'Est. Les calcaires et les dolomies d'âge mésozoïque sont les principaux constituants de ces montagnes. Les plis charriés leur imposent un caractère alpin. Au point de vue morphologique c'est un horst. Du côté sud-ouest des montagnes existe également un gradin de piémont bien prononcé dont les collines sont constituées de Flysch du Podhale, de roches sédimentaires miocènes auxquelles sont liées, plus au Sud, les roches volcaniques de même âge. Après une interruption dans la partie sud-ouest du Vihorlat et du Popričny ce gradin de piémont réapparaît au bord sud de la partie orientale du Vihorlat et du Popričny; il n'est constitué là que d'andésites à pyroxène et de matériel pyroclastique.

La plaine de la Slovaquie de l'Est se présente comme une vaste région plate dont l'altitude varie de 96 à 135 m. Un réseau de bras morts, des formes sculptées par les phénomènes éoliens, par endroits des corps volcaniques (culots), parfois des structures tabulaires. Morphologiquement, on peut distinguer dans la plaine la partie plate proprement dite occupant la plus grande surface. Une bande étroite de collines dont les différences de hauteur ne dépassent pas 30 m s'étend au pied du Vihorlat et du Po-

pricny. Enfin, on observe des corps volcaniques exotiques s'élevant isolément de 50 à 150 m au-dessus de la plaine.

Vers ses bords ouest et nord la plaine structurale devient un terrain montueux plus élevé et plus disséqué. Ce sont, au fond, les pédiments qui, à l'Ouest, appartiennent aux montagnes Slanske, au Nord — au haut-pays de Ondava, à l'Est — au Vihorlat et au Popričny.

La surface plate de la plaine résulte du fait que son abaissement irrégulier au Tertiaire se continue au Quaternaire. C'est une surface structurale d'accumulation qui a aussi un caractère de horst effondré [15].

La partie sud-ouest de la plaine est dominée par les Monts de Zemplin formant une bande de 14 km de longueur et 7,5 km de largeur. Ces montagnes s'élèvent de 350 m au-dessus de la plaine. Appartenant aux massifs centraux des Carpathes Occidentales elles se présentent morphologiquement comme une structure en horst compliquée avec, en bordure, des corps effusifs.

RELIEF ANTÉVOLCANIQUE DE LA RÉGION DU VIHORLAT ET DU POPRIČNY

A la fin du Sarmatien le bassin lacustre de la plaine de la Slovaquie de l'Est disparaît et, selon J. Janáček [9], le démantèlement se poursuit au Pannonien inférieur et, par endroits, par exemple dans la partie nord-est de la plaine, même au Pannonien supérieur [3]. Antérieurement aux manifestations principales de l'activité volcanique dans le modelé de la région de Humenné, par endroits-surtout dans la région de Michalovce — des monadnocks de rhyolite, et dans la partie sud-ouest du Vihorlat une bande assez continue de collines constituées d'andésites à amphilbole et pyroxène. Dans la région de la plaine, à l'emplacement du bassin sarmatien disparu, faisaient çà et là saillie des culots et des monadnocks de roches volcaniques. Dans la partie Sud-Ouest de la plaine s'élevaient déjà les Monts de Zemplin avec un liseré de roches volcaniques; dans la partie ouest les Montagnes Slanske, surtout leurs parties sud et centrale, se dessinaient déjà dans la morphologie.

Avant le nouveau cycle volcanique qui engendra les andésites à pyroxène, la fin du Sarmatien et le Pannonien étaient caractérisés par une période d'accalmie et des conditions très favorables à une vaste dénudation. Tous les faits observés indiquent que c'est à ce temps, c'est-à-dire avant les manifestations principales de l'activité volcanique dans la région du Vihorlat et du Popričny, qu'a pu se former la surface de dénudation. Les crêtes des montagnes de Humenné noyées dans les jeunes roches volcaniques du Vihorlat, ainsi que les crêtes des Monts de Zemplin émergeant des roches volcaniques du Sarmatien confirment l'existence de cette surface d'aplanissement antévolcanique.

ACTIVITÉ VOLCANIQUE AU VIHORLAT ET AU POPRIGNY

C'est probablement au Pannonien — et en tout cas pas plus tard qu'au Pliocène moyen — qu'une forte activité tectonique se manifeste en Slovaquie de l'Est. Les dislocations de direction Carpathique et de direction N-S ouvrirent les voies aux puissants épanchements et effusions d'andésites



Fig. 2. Disposition presque horizontale des nappes d'andésite à pyroxène dans la vallée de la Rika. Photo J. Kvitkovič

à pyroxène et projections de matériel pyroclastique. Dans les Carpathes Orientales, cette activité volcanique a été accompagnée de soulèvements et de déformation des surfaces de dénudation, de dislocations des sédiments déposés antérieurement par rapport aux manifestations volcani-

ques dans les dépressions néogènes. L'activité volcanique de cette période est caractérisée par l'alternance de coulées d'andésite et de dépôts de matériel pyroclastique ce qui détermina la structure stratifiée des volcans du Vihorlat et du Popričny. Les roches volcaniques engendrées par cette phase pannonienne (et, peut-être, pliocène) constituent aujourd'hui plus de 90% de volume de toutes les roches de ces deux groupes de montagnes [22].

Durant l'activité volcanique se produisait, dans la région du Vihorlat et du Popričny un abaissement irrégulier du sol (on en parlera encore dans la suite). Les conditions géologiques qui existent au Sud de l'arc, tout près du pied des montagnes, ne sont pas en contradiction avec cette supposition. Les coulées s'accumulaient sur le territoire qui s'affaissait (dans la partie ouest de l'arc l'affaissement était plus intense, dans la partie est — plus faible). C'est pour cela que dans la partie-est les différences de hauteurs entre les montagnes et les régions avoisinantes étaient plus grandes. On en trouve une confirmation dans le fait que ce n'est que dans la partie-est de l'arc que les coulées de laves se sont épanchées dans la plaine flyscheuse du piémont et dans le lac d'eau douce au pied du Popričny. L'analyse des rapports entre les coulées de lave dans la partie-ouest du Vihorlat a montré que celles-ci s'étalaient horizontalement ou presque horizontalement (Fig. 2). Tous ces faits permettent de conclure que dans la région-ouest du Vihorlat l'activité volcanique donnait lieu à des épanchements tranquilles plus ou moins horizontaux sur un territoire qui s'affaissait.

Au Levantin, après l'effusion des andésites à pyroxène, dans la partie-nord de la région étudiée commence à se former une vaste surface d'aplanissement qui tronque même les roches néovolcaniques. L'aplanissement a lieu aussi au pied-nord du Vihorlat où les nappes de laves sont détruites et où on ne trouve que par endroits, dans le Flysch, à 1-5 m de distance des montagnes des restes de coulées de laves ou de filons de culots (Fig. 3). Toutefois il ne s'agit ici guère d'une surface antévolcanique qui s'est conservée ou a été exhumée, puisqu'on est en présence d'un pédiment bien prononcé (Fig. 4). Une surface d'érosion — tout inférieure — se forme, tronquant sur le pourtour de la plaine et au pied-nord du Vihorlat les formations mésozoïques et les roches volcaniques d'âge pliocène moyen. Les sédiments corrélatifs sont représentés au pied-sud de l'arc — ce sont les couches levantines dites productives et bigarrées. Actuellement, cette surface formée au pied des montagnes se trouve 30-120 m plus haut que le niveau des cours d'eau actuels; dans la région de la plaine elle est cachée par les formations quaternaires.

Au Levantin, le Vihorlat de l'Ouest faisait partie de cette surface. Je suppose que sa formation fut suivie de poussées verticales inégales — la partie occidentale du Vihorlat fut fortement soulevée, tandis que la partie



Fig. 3. Culot volcanique mis en saillie près de Inovec
au Nord de Popričný. Photo J. Kvitkovič

orientale de l'arc et la région flyscheuse beaucoup moins. Il me semble que cette supposition est confirmée aussi par le fait que dans la partie-est du Vihorlat on n'observe pas de relief volcanique d'après lequel il serait possible de juger des directions initiales et de l'orientation des coulées et reconstruire ainsi les formes volcanique originales. D'après les formes du relief qui se sont conservées et d'après leur constitution on peut conclure qu'elles sont dues à l'érosion et aux phénomènes tectoniques et ont l'allure de horsts puisque dans les vallées de l'Okna, du Barlahov, de Podhorodska voda et au pied sud du Vihorlat les versants se sont développés le long des cassures.



Fig. 4. Pédiment doucement incliné au pied du Vihorlat oriental. Photo J. Kvitkovic

Les faits suivants nous ont permis de tirer certaines conclusions sur l'élévation énergétique (200-400 m) du Vihorlat Occidental.

1. Le contact du Vihorlat avec la plaine, et les régions attenantes à son pied à l'Ouest et au Sud est tectonique. C'est pour cela que les complexes de roches d'âge antévolcanique représentés dans la région flyscheuse n'apparaissent pas dans les vallées d'érosion du Vihorlat.

2. L'étendue rectiligne des flancs nord-ouest et est du Vihorlat et la présence de brèches de friction (Fig. 5).

3. La disposition presque horizontale des nappes d'andésite visible dans les entailles des cours d'eau les affleurements (voir Fig. 2). Cette disposition horizontale est partiellement manifestée encore dans le relief actuel qui est tabulaire.

4. Si l'on admettait que le Vihorlat Occidental ne s'abaissait pas durant la période de l'activité volcanique on devrait être en présence d'un relief volcanique initial à une altitude absolue plus élevée, des différences de hauteurs relatives entre le Vihorlat et les régions attenantes plus grandes et, par conséquent, des épanchements de laves dans le piémont, dont les formes résiduelles s'y trouveraient encore actuellement, comme c'est le cas dans la partie orientale du Vihorlat et de Popričny (voir Fig. 3). Un

épanchement de lave dans les parties attenantes de la plaine de la Slovaquie de l'Est serait encore plus probable puisque, encore aujourd'hui, la différence d'altitude entre le Vihorlat Occidental et la plaine atteint 400-



Fig. 5. Brèches de friction sur la pente-faille du Vihorlat au Sud-Est de Kamenica sur la Cirocha.

Photo J. Kvitkovic

600 m sur une courte distance; néanmoins les sondages exécutés dans le gisement de houille de Hnojné à proximité immédiate du Vihorlat n'ont pas rencontré de coulées d'andésites à pyroxène, mais seulement des galets provenant des couches productives et bigarrées du Levantin [4].

5. Une preuve de l'élévation récente est donnée par la vallée de la Rika dont le cours est subséquent sur une distance de 10 km dans la direction des montagnes (La présence de brèches de friction et de miroirs de faille — voir Fig. 6 — confirme que la vallée suit, du moins en partie, une dislocation tectonique).

6. L'activité volcanique la plus récente (fin du Pliocène-Quaternaire) qui se manifesta au cours de l'élévation du Vihorlat Occidental et donna lieu à des épanchements locaux sur la surface structurale dénudée consti-



Fig. 6. Miroir de faille dans la vallée de la Rika.

Photo J. Kvitkovič

tué un autre fait attestant les mouvements récents au Vihorlat (Fig. 7) Ave J. Slavik [22] j'admets que Kyjov, Razdielna, Vihorlat, Motrogon et autres étaient les centres volcaniques. Un relief volcanique particulièrement frais est observé au Vihorlat.

Au cours de l'élévation, la surface originale fut déformée. Une dislocation importante de direction sensiblement SSE-NNW passe à l'Ouest des Sokolie Skaly; au Sud de la Rika la vallée d'un torrent pas nommé suit cette dislocation, au Nord elle est mise en évidence par un gradin de 30-50 m de hauteur qui traverse la surface. Dans les verrous périglaciaires de ce niveau on rencontre des miroirs de friction.

Les formes de détail actuelles des montagnes sont dues non seulement à la dénudation, mais aussi aux petits mouvements tectoniques. Le long de certaines failles les andésites ont subi une modification hydrothermale.

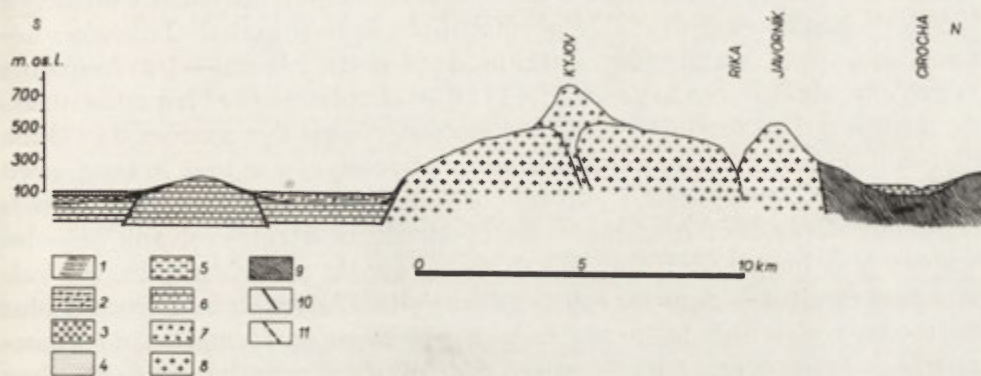


Fig. 7. Profil schématique du Vihorlat Occidental

1 — limons de pente, 2 — sédiments gréso-argileux, par places avec galets, du graben quaternaire, 3 — cailloutis fluviaux généralement gréseux, 4 — loess, 5 — dépôts fluviaux surtout gréso-argileux (1-5: Quaternaire), 6 — Couches bigarrées (d'âge pliocène supérieur et quaternaire inférieur), 7 — andésites (produits du néovolcanisme), 8 — andésites à pyroxène (Pannonien-Pliocène moyen), 9 — structures en nappes faillées antérieures au volcanisme, 10 — failles, 11 — failles supposées.

C'est dans ces zones que se sont souvent formées les vallées des cours d'eau, par exemple celles des torrents Karčavsky, Orešsky, Petrovecký au pied du Popričny [15]. Des transformations plus avancées — jusqu'à une propylisation — ne sont pas observées que dans le Vihorlat Occidental près du lac Velke Okno. Elles sont liées à une dislocation s'étendant du Sud-Ouest vers le Nord-Est à l'intérieur de la région montagneuse, qu'on suit à une longueur d'environ 8 km. Celle-ci s'exprime non seulement dans la géologie, mais aussi dans la morphologie, car c'est sur elle que se disposent les cols bien prononcés. Cette faille apparaît près du bassin de réception du torrent Porubský, suit la direction indiquée tout près de la crête et passe sur le col à l'Est de Sninsky kameň. Un autre type de dislocation est observé dans la région de la cote Kyjov, où l'accumulation du cône volcanique fut suivie par une inclinaison de la surface du terrain vers le Sud, vers la base du cône (alentours de la cote Čarna). Un caisson,

moins soulevé, est représenté par la cote Dolha limitée à l'Est et à l'Ouest par des vallées, et au Nord par un col bien prononcé vers lequel tourne presque sous un angle droit les parties supérieures des torrents. On peut considérer comme bande encore moins soulevée la crête de Hiriāca à l'Ouest de Dolha; à son pied à étendue presque rectiligne on voit apparaître localement dans la partie Sud-Ouest des masses de travertin.

Tout ce qui a été dit ci-dessus montre clairement que les jeunes mouvements ont eu une influence considérable sur le relief du Vihorlat. Les mouvements tectoniques ont joué un rôle très important comme précédésseurs de l'activité volcanique. C'est eux aussi qui ont fortement influencé les traits généraux du modelé géomorphologique actuel de la région décrite. L'activité tectonique continue dans cette région — les fréquents tremblements de terre le preuve [6, 24]. Les éboulements et les glissements de terrain qui se produisent surtout dans la région des sources de l'Okna dans les environs de Zemplinske Hamry et presque sur tout le bord-nord des montagnes ont, paraît-il, un rapport aux dits mouvements. Les formes de détail dépendent également de la structure strato-volcanique — les vallées plus larges sont creusées dans les dépôts pyroclastiques, les vallées plus étroites — dans les coulées d'andésite. L'alternance de roches plus ou moins résistantes influence considérablement la formation de glissements et les processus d'altération. Suivant la conception actuelle, l'arc volcanique du Vihorlat-Popričny, en tant que macrostructure, n'est pas une forme volcanique, mais une forme tectonique.

Les mouvements d'un autre type ont pris part à la formation de la plaine de la Slovaquie de l'Est. Son aire a été déterminée par les dislocations Carpathiques et les failles de direction nord-sud suivant lesquelles le fond de la plaine s'abaissait d'une façon inégale, par secteurs semblables à des pièces juxtaposées d'une mosaïque, au cours des différentes périodes du Néogène. Héritée, la subsidence se poursuit encore au Quaternaire.

Aux bords de la plaine proprement dite, on observe des gradins de piémont — des pédiments appartenant aux différents groupes de montagnes qui entourent la plaine. Les déformations de la surface de ces gradins sont bien visibles au Sud de l'arc volcanique. Sur les roches volcaniques la pédiplaine est fracturée en caissons s'élevant ou s'abaissant d'une manière inégale. On l'observe particulièrement bien entre Klokočov et Poruba sous le Vihorlat, où les cônes de déjection périglaciaires sont disposés en succession stratigraphique normale. Le gradin réapparaît à l'Est de Poruba sous le Vihorlat sous forme d'un glaciais. Plus loin on observe des secteurs à inclinaison inégale correspondant à la plaine de la Slovaquie de l'Est par une pente qui s'est développée d'une cassure ou bien s'enfonçant peu à peu sous les dépôts quaternaires de la plaine sans aucun changement visible dans la morphologie.

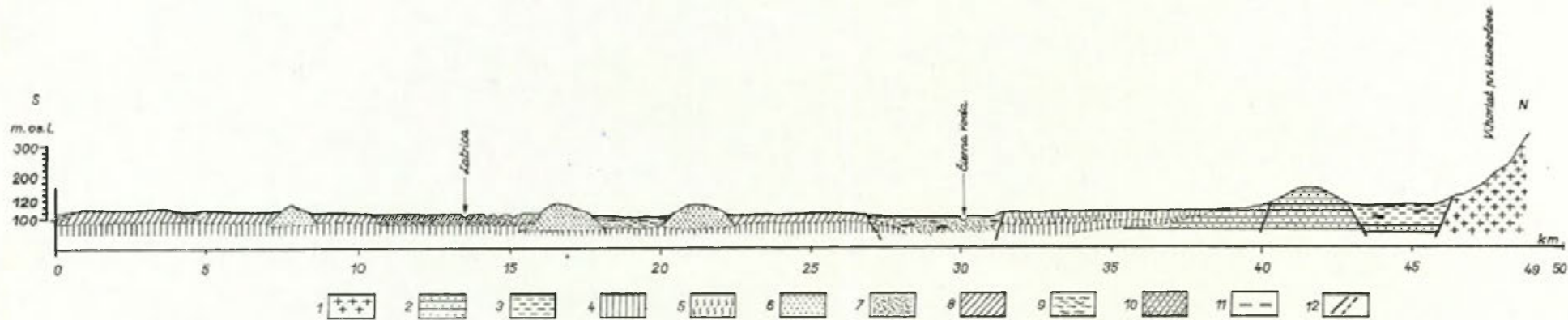


Fig. 8. Profil schématique de la plaine de la Slovaquie du l'Est

1 — andésites à pyroxène (Pannonien-Pliocène moyen), 2 — couches bigarrées (Pliocène supérieur — début du Quaternaire), 3 — sédiments grésio-argileux, par places avec galets, du graben quaternaire, 4 — alluvions argili-gréseuses du Pléistocène supérieur, 5 — loess (W_2), 6 — sables éoliens (dunes W_2), 7 — sédiments péltiques argilo-gréseux de la dépression près de Senné Pleistocène supérieur-Holocène), 8 — sédiments argilo-grésio-limoneux des bourrelets d'aggradation Holocène inférieur, 9 — sédiments grésio-argileux des sillons entre les bourrelets d'aggradation, 10 — sédiments grésio-argileux des bourrelets d'aggradation holocènes supérieurs, 11 — gisements de tourbe, 12 — failles.

Dans la région de la plaine, aux environs de Michalovce, les terrasses et les cônes de déjection périglaciaires disparaissent peu à peu, et un relief plat est observé. Dans le relief de la plaine ce sont les formes holocènes qui prédominent de beaucoup: bourrelets d'aggradation et, entre eux, sillons longitudinaux plats etc. (D'après les données qu'on possède la puissance des dépôts fluviaux holocènes est de 2–8 m). Moins répandues sont les couvertures de loess d'âge pléistocène supérieur situées au même niveau que les bourrelets d'aggradation (p. ex. plateau de Ináčov). Un autre plateau loessique dit "Malčicka" s'exprime morphologiquement par un escarpement de 1–4 m de hauteur et s'élève au-dessus des sédiments holocènes. La base de ces plateaux loessiques est inférieure par rapport au niveau des cours d'eau actuels. Il en est de même de la base d'une grande partie des dunes qui existent surtout dans la région de Medzibodrozie, Velke Kapusany et le cours inférieur de l'Ondava. Dans la région de la plaine, les corps volcaniques exotiques — élément plus stable de l'écorce terrestre que la plaine s'abaissant d'une manière inégale — occupent le terrain le plus petit.

Dans la partie nord de la plaine on trouve des structures tectoniques jeunes attestant l'existence d'un mouvement contraire à celui qui se manifeste ici fréquemment. On le constate dans la plaine onduleuse à l'Est de Michalovce où, des structures isolées du type d'horst s'élèvent, tandis que les terrains marécageux s'étendant plus près du Vihorlat appartiennent à une structure inverse — un graben — qui est en train de s'abaisser (Fig. 8). Le fait que la Čierna voda est un cours d'eau antécédent peut être considéré comme indice de l'élévation de l'horst.

Ces structures prouvent également qu'en dehors des dislocations antérieures, à directions surtout Carpathiques et nord-sud, se sont formées, à la fin du Pliocène et au Quaternaire, des failles à direction ouest-est qui limitent, dans la plaine, les structures nouvellement formées.

D'autres structures ayant l'allure de horsts et de dépressions sont observées au pied de l'arc volcanique et dans la région de la plaine.

La carte sur laquelle nous avons rendu les jeunes mouvements ne comporte pas d'affaissements importants qui se produisent à la fin du Pléistocène et à l'Holocène dans la partie sud de la plaine. D'après les études des auteurs hongrois au Pléistocène la rivière Tisa, sortant des Portes de Chust, coulait dans la direction sud-ouest vers le centre de l'Alföld. Sa direction-nord le long du Nyírség vers Čop est de date plus récente. A la fin du Pléistocène se forme le relief éolien du Nyírség et celui de la plaine de la Slovaquie de l'Est, des affaissements importants ont lieu et une modification du réseau fluvial s'en suit. C'est le cours de la Tisa qui le premier a subi un changement — dans les nouvelles conditions

d'inclinaison elle se fraie passage vers le Nord le long du bord-est du Nyírség. De Čop elle prend la direction-nord et coule entre le Kralovský Chlmec et la Latorica d'aujourd'hui vers le Bodrog. En fait de preuves morphologiques on a affaire avec les méandres abandonnés dont la zone de courbure correspond bien à celle des méandres de la Tisa. Selon Z. Borsi [2] après les nouveaux affaissements du sol au temps des chênaies et certainement durant les phases ultérieures de l'Holocène se forme le coude actuel de la Tisa près de Čop dont un court tronçon seulement touche notre zone limitrophe.

Parmi les autres faits parlant en faveur de l'abaissement de la plaine au Quaternaire il faut citer la forte puissance des dépôts quaternaires (environ 100 m), la tourbe "ensevelie", les niveaux de terre fossile en surface structurale, les déviations négatives constatées lors des nouveaux nivellements [13, 15] et autres.

Tout ce qui a été dit ci-dessus montre que les jeunes mouvements tectoniques ont imprimé au relief — aux formes en saillie comme aux dépressions — ses traits fondamentaux. Soulignons que le modelé actuel des terrains plats, montueux et des montagnes moyennes, est étroitement lié aux mouvements très jeunes, et aux mouvements tectoniques différents qui se produisent actuellement. Le jeune relief des montagnes moyennes et des gradins de piémont entourant la plaine, qui était le résultat de l'érosion et de la tectonique, a été refaçonné durant le Pléistocène par les processus exogènes dus aux fortes variations climatiques.

Notre aperçu sur le relief de l'arc volcanique du Vihorlat-Popričny et de la plaine de la Slovaquie de l'Est montre que le modelé des terrains fut déterminé surtout par les jeunes mouvements tectoniques. Il est naturel de supposer que la néotectonique a joué un rôle tout aussi important dans les autres régions des Carpathes, et notre tâche est de s'en occuper de plus près.

Institut de Géographie
de l'Académie Slovaque des Sciences
Bratislava

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Alferiev G. P., Nekotorye soobrazhenija a mlodykh dvizhenijakh Karpat (Quelques conceptions concernant les mouvements récents des Carpathes), *Trudy Lvov. Geol. Obsh.*, 1, 1948.
- [2] Borsi Z., A Bodrogeköz felszínének kilakulása, *Földr. ert.*, 3, 1953.
- [3] Čech F., Geologická stavba zapadnej časti podvihorlatskej uholnej panvy (Structure géologique de la partie occidentale de bassin houiller de Sub-Vihorlat).
- [4] Čech F., Zur Stratigraphie des Neogen im Kohlenbecken von Vihorlat in der Ostslowakei, *Geol. prace*, 63, Bratislava, 1962.
- [5] Gerasimov P., Sovremennye dvizhenija i novejšaja tektonika (Les mouvements contemporains et la néotectonique), *Probl. fiz. geogr.*, AN SSSR, 15, Moskva 1950.
- [6] Gofshtejn I. O., Sejsmotektonika Zakarpatija (La seismotectonique de la Transcarpathie), *Doklady AN SSSR*, 148, 3, Moskva 1963.
- [7] Chardonnet J., Précis de morphologie I. Relief et Structure. *Publ. Techn. de l'Inst. Géogr. nat.*, Paris 1955.
- [8] Janaček J., Poznamky k tektonike a paleogeografii vychodoslovenskeho neogenu (Remarques sur la tectonique et paléogéographie du Néogène de la Slovaquie Orientale), *Vest. ustr. ust. Geol. ČSAV*, 33, 5, Praha 1958.
- [9] Janaček J., Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogenu vychodneho Slovenska (Stratigraphie, tectonique et paléogéographie du Néogène de la Slovaquie Orientale), *Vest. ustr. ust. Geol. ČSAV*, 33, 5, Praha 1958.
- [10] Kaldrovič J., Seizmická aktivita na uzemi vychodneho Slovenska (Activité sismique sur le région de la Slovaquie Orientale), *Techn. obzor slov. s prírodov. a elektrotech. pril.*, 6, 6, Bratislava 1942.
- [11] Kraus E., Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen, *Geol. Rund.*, 1, Stuttgart 1955.
- [12] Küpper H., Art und Ausmass der jüngsten Bewegungen in Wiener Becken, *Geol. Rund.*, 1, Stuttgart 1955.
- [13] Kvitkovič J., Die Geomorphologischen Verhältnisse des Südöstlichen Teiles der Tissa Ebene, *Geogr. čas.* 7, 1-2, Bratislava 1955.
- [14] Kvitkovič J., Luknis M., Mazur E., Geologie und Quartär der Ebenen der Slovakei *Geogr. čas.*, 8, 2-3, Bratislava 1956.
- [15] Kvitkovič J., Ein Beitrag zur Kenntnis der neotektonischen Bewegungen in der ostslowakischen Tiefebene und in den anliegenden Gebieten, *Geogr. čas.*, 8, 3, Bratislava 1961.
- [16] Kvitkovič J., Harman M., Einige Bemerkungen zum Vorkommen der Verwitterungsrinde und ihrer Beziehung zum Relief des Bergfusses des Vulkanbogens Vihorlat-Popričny, *Geogr. čas.*, 14, 3, Bratislava 1962.
- [17] Mescherjakov J. A., Sinjagina M. I., Sovremennye dvizhenija zemnoj kory i metody ikh izuchenija (Mouvements récents de l'écorce terrestre et méthodes de leur étude), *Vopr. geogr.*, Moskva-Leningrad 1956.
- [18] Nikolaev N. I., Neotektonika (Neotéctonique), *Mosk. Obsh. ispyt. prir. Ser. geol.*, 23, 5, 1948.
- [19] Senes J., Poznamky ku tektonickemu a paleogeografickemu vyvoju neogenu vychodneho Slovenska (Remarques sur le développement tectonique et paléogéographique de la Slovaquie Orientale), *Geol. prac.*, 7, Bratislava 1956.

- [20] Senes J., Nove nazory na vek a vyvoj Podvihorlatskej uholnej panvy (Nouvelles opinions concernant l'âge et la développement du bassin houiller du Sub-Vihorlat), *Geol. prac.*, Bratislava 1956.
- [21] Senes J., Svagrovsky J., Neogen vychodniho Slovenska (Néogène de la Slovaquie Orientale), *Geol. prac.*, 46, Bratislava 1957.
- [22] Slavik J., Bemerkungen zu den vulkanisch-tektonischen Grundproblemen des mittleren Teiles des vulkanischen Gebirges Vihorlat in der Ostslowakei. *Geol. prac.*, 8, Bratislava 1956.
- [23] Slavik J., Polasek S., Poznámky ku geologickej stavbe Podvihorlatskej uholnej panvy — oblasť Hnojne. (Remarques sur la structure géologique du bassin houiller du Sub-Vihorlat), *Geol. prac.*, 10, Bratislava 1957.
- [24] Rethly A., *A. Kárpátmedencék Földrengesei (455–1918)* Akadémiai Kiadó, Budapest 1952.
- [25] Rittmann A., *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Stuttgart 1960.

L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU PRÉBALKAN MOYEN AU NÉOGÈNE ET AU QUATERNAIRE

K. MISHEV, V. POPOV

R É S U M É

La partie moyenne du Prébalkan est limitée à l'Ouest par les rivières Vit et Malyk Istyr, à l'Est par la rivière Stara, au Nord par la plaine ondulée du Danube et au Sud par la chaîne principale de Stara Plana. Sa surface de 6579 km carrés représente 6‰ du territoire de la Bulgarie.

Au point de vue de la morphostructure le Prébalkan se caractérise par des plis normaux, se succédant en forme de coulisses dans la direction Ouest-Est, de style tectonique différencié. Certains plis sont sujets à des démembrements dénudateurs en longueur et en profondeur, qui découvrent parfois leurs noyaux triasiques et jurassiques (anticlinal de Teteven, etc.). Ces anticlinaux sont constitués pour la plupart par des marnes grès et calcaires néocomiens, barremiennes et aptiens Crétacé supérieur. On trouve dans le Prébalkan moyen deux surfaces de dénudation, des formes structurales et substructurales et des vestiges de sept terrasses fluviales. L'évolution géomorphologique de cette partie du Prébalkan a commencé au Sarmatien au début de la formation de la surface de dénudation sarmatienne, qui a continué encore au Pontien. Cette surface constitue le niveau initial de dénudation, qui fait le point de départ de l'évolution du relief contemporain. En conséquence de l'élévation épeirogénique en forme de voûte du géosynclinal de Stara Plana, la surface de dénudation sarmato-pontienne change de niveau et s'incline du Sud au Nord. Son altitude s'élève donc à 1000-800 m dans la partie méridionale et s'abaisse à 450-400 m au Nord. Cette élévation épeirogénique devient la cause d'un démembrement de la surface de dénudation sarmato-pontienne. Avec le temps, la dénudation et l'érosion façonnent les formes substructurales typiques pour le Prébalkan moyen — des crêtes monoclinales et des plateaux synclinaux — recouverts surtout de calcaires barremiens et aptiens, parmi lesquels apparaissent des affaissements de dénudation plus jeunes, ainsi que des vallées anticlinales, synclinales et monoclinales.

Dans la partie Nord du Prébalkan moyen règnent surtout des formes de relief de structure de dénudation — des plateaux anticlinaux profondément karstifiés tels que les plateaux de Dévetaque, de Tyrncvo, etc., connexes aux larges et plates parties supérieures de la structure anticlinale de Tyrnovo. Les principaux fleuves qui traversent le Prébalkan, comme la rivière Ossym près de Lovetch, Yantra au Nord de Gabrovo et près de Tyrnovo, forment des gorges profondes et pittoresques. L'enfoncement du bassin de la Mer Noire et l'élévation intense du géosynclinal de Stara Plana au Pliocène supérieur ont favorisé la formation d'une jeune surface de dénudation pliocène au tracé sinueux, répandue surtout dans les vallées de Yantra, Belitza, Djouliuniche, etc.

Des mouvements épeirogéniques rythmiques quaternaires ont eu pour résultat la formation d'une série de terrasses à altitude relative de: 2-4 m; 55-8 m; 10-15 m; 20-25 m; 35-40 m; 60-80 m; 100-120 m. Les mouvements néotectoniques quaternaires englobant le Prébalkan moyen, se sont manifesté d'une manière différenciée. Ils ont déformé les niveaux des terrasses. Dans les limites de certaines structures la déformation de quelques — mes des terrasses a atteint 30 m (sur la rivière Veselina). Au contraire, dans le cadre de certains synclinaux (synclinal de Minden, etc.) apparaît un abaissement du socle des terrasses. Les terrasses du Prébalkan moyen sont à peu près du même âge que celles du Danube et des rivages de la Mer Noire.

Institut de Géographie
de l'Académie Bulgare des Sciences
Sofia

CONTENTS OF FIRST VOLUMES OF
GEOGRAPHIA POLONICA

Vol. 1. 11 papers devoted to the present status of geography in Poland and 3 papers giving the results of research. List of Polish geographers, geographical institutions and geographical periodicals. 262 pp., 20 Figures.

Vol. 2. 34 papers prepared by Polish geographers for the XXth International Geographical Congress in London, July 1964, 259 pp., 91 Figures.

Vol. 3. Problems of Applied Geography II. Proceedings of the Second Anglo-Polish Seminar at Keele-Great Britan, September 9—20, 1962, Co-edited by the Institute of British Geographers. 21 papers by British and Polish geographers, 274 pp., 69 Figures.

Vol. 4. Methods of Economic Regionalization. Materials of the Second General Meeting of the Commission on Methods of Economic Regionalization, International Geographical Union, Jablonna — Poland, September 9—14, 1963. Reports, communications and discussion, 200 pp., 6 Figures.

Vol. 5. Land Utilization in East-Central Europe. 17 case studies on land use in Bulgaria, Hungary, Poland and Yugoslavia.

Vol. 6. 14 papers prepared by Polish geographers for the Seventh World Conference of INQUA in USA, September 1965, 150 pp., 86 Figures.

Vol. 7. 10 papers on the geography of Poland, mostly dealing with the economic-geographical problems of Poland.

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.

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.

Subscription orders for the
GEOGRAPHIA POLONICA
should be placed with

FOREIGN TRADE ENTERPRISE
ARS POLONA

Warszawa, Krakowskie Przedmieście 7, Poland
Cables, Arspolona, Warszawa