

MICHAL LUKNIŠ

POZOSTATKY STARŠÍCH POVRCHOV ZAROVNÁVANIA RELIÉFU V ČESKOSLOVENSKÝCH KARPATOCH*

The contribution deals with remains of older surfaces of levellings in the Czechoslovakian Carpathians, from the period before the Eocene transgression, from the Helvetian, the Tortonian, the lower Pliocene, and from the end of the Pliocene. The author points out their different genesis. He emphasizes the significance of the fixation of old levelled surfaces by the products of the Neogene vulcanism and by the sediments of Eocene and Neogene seas. The different elevations of the present have been caused by the tectonic movements.

V reliéfe Československých Karpát uchovali sa hojné stopy foriem, ktoré nezodpovedajú súčasnej zostave geomorfologických procesov. Sú to pozostatky starých zarovnaných povrchov, ktoré odpovedajú procesom dávno odumretým. Tieto zdedené formy majú pre poznanie vývoja reliéfu veľký význam.

Genéza týchto zvyškov starého plochejšieho povrchu Západných Karpát sa v minulosti vysvetľovala deštrukciou ešte staršieho povrchu k úrovni riek ako erózných báz, poloha ktorých súvisela s vysokou polohou hladiny morí — jazier. Niektorí geomorfológovia, ktorí boli pod vplyvom J. Cvijíca (19) a H. Hassingera (8, 9), videli vo vysoko ležiacich zarovnaných povrchoch na obvodě neogénnych panví abrázne plošiny transgredujúcich alebo dokonca i regredujúcich morí (24, 10, 30, 13). Všeobecne sa prijala mienka, že vývoj zarovnaných plôch reliéfu môže spadať do fáz dlhého tektonického pokoja alebo epeirogenetického poklesávania kôry.

Zarovnané povrchy sa zoraďovali a sčasti sa aj zoraďujú do systémov na základe absolútnych alebo relatívnych výšok s nedostatočným ohľadom na dodatočné prenikavé tektonické deformácie. Na nedostatky tejto metódy už r. 1932 poukázal D. Andrusov (1). Najnovšie prehĺbenie poznatkov stratigrafie neogénu dovoľuje do istej miery pokúsiť sa o koreláciu pozostatkov foriem zarovnávaní s príslušnými uzavretými sedimentačnými cyklami a posunúť vpred riešenie týchto otázok, ktoré pred 60 rokmi nastolil B. Willis (31). L. Sawicki (26) vo svojich štúdiách, ktoré zhrnul r. 1909, ich širšie rozviedol.

Je už dosť dávno známe, že flyš Západných Karpát na sever od vnútorného pásma bradiel bol medzi eocénom a oligocénom, v aquitáne a tiež medzi spodným a vrchným tortónom intenzívne zvrásnený a laterálne presunutý. Preto geomorfológovia okrem výnimky nepovažovali za potrebné venovať pozornosť aj otázke štúdia foriem reliéfu pred transgresiou eocénu. Na juh od bradlového pásma nemôžeme a priori vylučovať

* Referát predniesol na Medzinárodnom sympóziu o geomorfológii Karpát v Krakove prof. dr. M. Lukniš. Katedra fyzickej geografie PFUK. Bratislava.

možnosť zachovania pozostatkov foriem reliéfu staršieho ako transgresia eocénu. Centrálné Západné Karpaty, najmä Slovenské rudohorie, boli konsolidované vrásnením v kriede už tak, že neboli náchylné k intenzívnemu prevrášneniu.

Bazálne konglomeráty eocénu centrálnych Západných Karpát obsahujú v doline hornej Nitry, pozdĺž Hornádu a na iných miestach mnoho valúnov alebo aj prevahu valúnov paleozoika a kryštalickej hornín. Miestami tieto zlepenice ležia normálne transgresívne na kryštaliniku. Erózia odstránila pred transgresiou eocénu z povrchu centrálnych Západných Karpát viac tisíc metrov hrubú vrstvu mezozoických hornín veporidných príkrovov a tatrídnej série. Na erodovanom povrchu sa pri Mojtiáne v Strážovskej hornatine (25) v doline horného Hrona nad Lopejom a v Kluknavskej kotline (33) zistili pod eocénom zvyšky kôry zvetrávania v podobe bauxitu. Tieto skutočnosti svedčia, že povrch centrálnych Západných Karpát bol aspoň sčasti pred transgresiou eocénu tak zarovnaný, že ho mohla kryť kôra zvetrávania, ktorá vylučuje hlboko členitý reliéf.

Erózne ohraničený južný okraj bazálnych konglomerátov eocénu pozdĺž severného okraja Slovenského rudohoria lemuje pás povrchu s hojnými zvyškami zarovnaných plôch. Už r. 1924 Machatschek—M. Danzer (22) tušili v nich zvyšky exhumovaného predpaleogénneho povrchu. Ešte r. 1945 som takúto možnosť nepripúšťal (17). Na nivlizovaných plochách sa vyskytujú ostrovky bazálnych konglomerátov alebo len valúny kremeňa po rozpadnutých bazálnych konglomerátoch. Sú to dôkazy, že v mieste rozšírenia týchto zvyškov zarovnaných plôch severného okraja Slovenského rudohoria skutočne existoval plochý povrch, ktorý sa vytvoril pred transgresiou eocénu. Tento zafixovaný povrch bol pomerne nedávno spod eocénu exhumovaný.

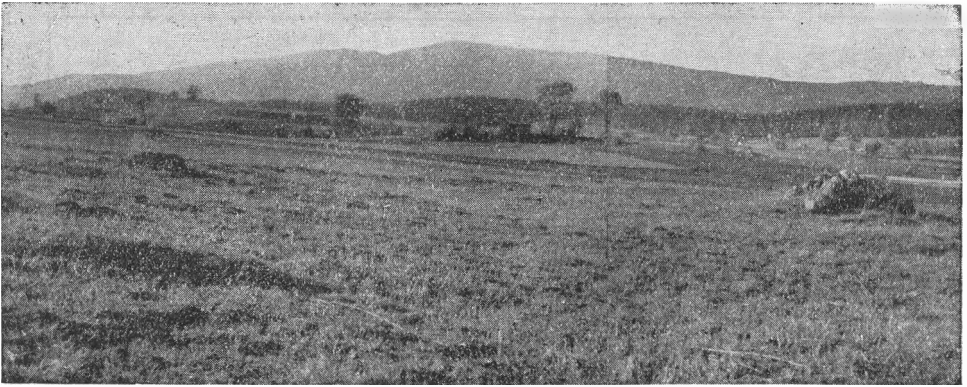
Výskyty takýchto zarovnaných plôch v horizontálnej alebo subhorizontálnej polohe musíme pokladať za výnimočné vzhľadom na dodatočné značné tektonické denivelácie. Svedčí o tom hlboko do vápencov Stratenskej hornatiny poklesnutý ostrov paleogénu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Možnosť výskytu zarovnaných plôch povrchu, nefixovaných súvrstvím centrálno-karpatského flyšu treba považovať za iluzórnu.

Značne rozšírené zvyšky starého mierne členitého reliéfu sa vo vrcholových partiách Slovenského rudohoria vyvinuli rozhodne oveľa neskoršie. Ukazujú to zvyšky neogénnej kôry zvetrávania. Tento sediment z puklín vápencov Slovenského krasu a Muránskej planiny podľa Andrusova, Borzu, Martinyho, Pospíšila (2) obsahuje asociáciu ťažkých minerálov, ktorá ukazuje na súvislosť s neovulkanickou oblasťou znosu. Tieto reziduálne fosílné hliny môžu byť súčasné, ale skôr niečo mladšie ako vyvretie neovulkanitov Slovenského stredohoria.

Ako preplavený sediment sa rozrušená kôra zvetrávania dostala aj do vrstiev poltárskej a banskobystrickej formácie, kde tvorí do rozličného stupňa pestro sfarbené vložky. Reziduálna kôra zvetrávania zachovala sa aj na povrchu zarovnaných plôch neovulkanitov, najmä na povrchu neovulkanických úpätných tabúl. Vyskytuje sa na tufovo-aglomerátovej úpätnej vulkanickej tabuli v okolí Krupiny, na zvyškoch takejto dnes rozrušenej úpätnej tufovej tabuli v západnej časti Slovenského rudohoria, najmä v okolí Kraskova, Španieho Poľa a Lukovišť. Na zvyškoch zarovnaných povrchov neovulkanických pohorí vo vrcholových častiach Pohronskeho Inovca, Štiavnického pohoria, Kremnického pohoria, Slánskeho pohoria a Vihorlatu vyskytuje sa dosť často fosilná kôra zvetrávania v puklinách. Zo susednej Zakarpatskej Ukrajiny takúto kôru zvetrávania opísal V. F. Lesnjak (16) a z Vihorlatu J. Kvítovič—M. Harman (14). Tvorí tu jednak pevne stmelенú výplň puklín. Jej prímies sfarbuje do okrova aj dnešný ílovitohlinitý kryt. Pri terajšom stave stratigrafického roztriedenia vulkanitov a zaradenia poltárskej, bansko-bystrickej a košickej štrkovej formácie tvorba reziduálnych kôr

zvetrávania spadá najmä do sarmatu a do panónu (spodný pliocén). Preto do tejto doby kladieme aj hlavné obdobie dotvárania zarovnaných povrchov vo vrcholovej oblasti Slovenského rudohoria a Slovenského stredohoria. Pritom musíme mať na zreteli, že polohy fosílnej kôry zvetrávania vyskytujú sa aj medzi jednotlivými prúdmi lávy. To svedčí o zachovaní fosílnej kôry zo staršej tortónsko-sarmatskej vulkanickej fázy aj z panónskej fázy, keď vyvreli pyroxenické andezity. Na zarovnanie povrchu vulkanických pohorí severného Maďarska presvedčivo poukázal aj S. Láng (15).

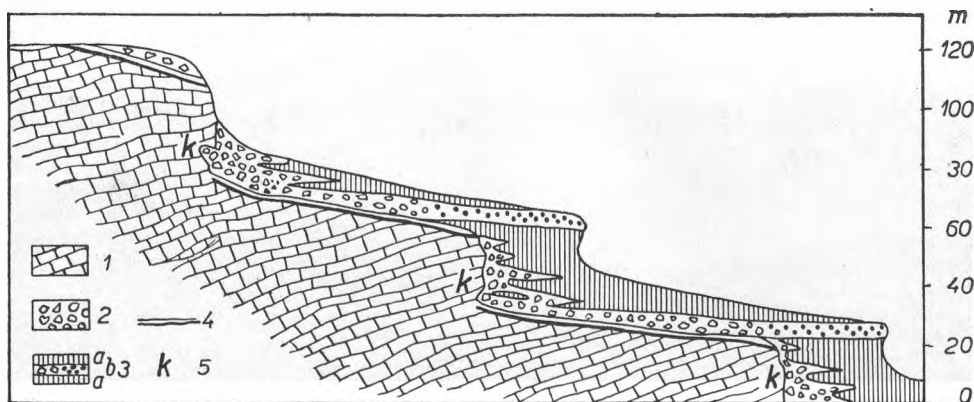
Vo východnej časti Slovenského rudohoria sa zvyšky starého vyrovnanejšieho povrchu



Obr. 1. Polygeneticky zarovnaný povrch západnej časti Slovenského rudohoria. Na zlome, podľa ktorého poklesla v panóne Zvolenská kotlina, dvíha sa stratovulkán Poľana.

Západných Karpát konzervovali najlepšie na triasových vápencoch Muránskej planiny, na planinách Slovenského raja, na Galmuse a na planinách Slovenského krasu. V západnej časti Slovenského rudohoria boli priaznivé okolnosti pre uchovanie týchto starých foriem povrchu aj na iných horninách. Uchovali sa tu aj na paleozoických bridliciach a na granitoch, a to hlavne v povodí Blhu, Horného Ipla, Slatiny, Rimavice a Čierneho Hrona. Starý nivelizovaný povrch v okolí Detvianskej Huty pokrýva dosiaľ miestami hrubá kôra zvetrávania. V odkryvoch vystupuje ako hlboko rozložený granit. Zdravšie partie granitu vystupujú z piesčito-hlinitej zvetraliny až na povrch. Majú charakteristické guľovité zvetrávanie, ktoré sa považuje za jeden z dôkazov zvetrávania v podmienkach subtropickej až tropickej klímy. Na povrchu týchto náhorných plošín sa dosiaľ zachovali hojné zvyšky pokrovov andezitových tufov a aglomerátov. Zriedkavo sa tu vyskytujú aj zvyšky prúdov andezitu, akými sú Klenovský a Ľubietovský Vepor. Ich vek kladú naši geológovia do tortónu až sarmatu. Roztratené sú od stratovulkánu Poľany (1456 m) (obr. 1) po Muránsku planinu a po Sirocký Turiec. Na báze pokrovu v okolí Blhu a Rimavskej Soboty vystupujú tufity. Zistilo sa, že v pokrove horizontálne ležiacich tufov a konglomerátov vyskytuje sa drobný kremenný štrk. Tufity a tento drobný, dobre zaokrúhlený štrk dokazuje, že pokrov tufov a konglomerátov uložili sa na veľmi plochom povrchu s močiarmi v podhorí vulkánov. Blatovo-štrkové prúdy pelléského typu rozplavované riekami akumulovali podhorskú tufovo-aglomerátovú tabuľu, podobnú dodnes zachovanej Krupinskej tabuľi. Jej pokrov zafixoval na dlho silne zarovnaný predtortónsky povrch západnej časti Slovenského rudohoria. Začal sa exhumať neskôr, najmä následkom megantiklinoriálneho vykleňovania a uklonenia svahov Slovenského rudohoria po spodnom pliocéne.

Účasť abrázie neogénnych morí na vytváraní plochých foriem reliéfu Karpát sa u nás v mezivojnovom období precenila. Stopy po nej sa v reliéfe dnešných Karpát zachovali len výnimočne. Chrbty horských svahov v susedstve okrajov neogénnych morských panví môžu niesť viac alebo menej pozmenené plochy, na ktorých formovaní sa mohla miestne zúčastňovať aj abrázia. Dnes ju možno dokazovať len tam, kde erózia nedávno odniesla z abráznej plošiny vŕatej do tvrdej skaly jej menej odolný kryt. V takom prípade exhumovaná abradovaná plocha nebola ešte pre krátkosť času úplne rozrušená.



Profil 1. Fosílné abrázne terasy a štruktúrne stupne na SZ svahu Devínskej Kobyly. 1. — spodnotriasové dolomitické vápence, 2 — bazálna transgresná brekcia (tortón), 3 — tortónske vápnité piesky (a) a piesčitý vápenec (b), 4 — povrch fosílnych abráznych plošín, k — abrázne klify.

Západný svah Malých Karpát pozdĺž okraja Viedenskej panvy budujú bazálne tortónske štrky. Sú z granitu, kremencov a vápencov. Tam, kde sú z granitu, erózia ich ľahko rozrušuje, lebo žulové valúny v nich úplne zvetrali. Len kremencový podiel štrkov sa nezvetral. Plocha, z ktorej boli bazálne štrky spodného tortónu odnesené, dá sa tu niekedy čiastočne rekonštruovať. Naznačuje ju pás plochého povrchu, posiaty husto alebo len ojedinele veľkými blokmi kremencov, ako reziduálnym materiálom po odrodovaných bazálnych štrkoch tortónu. Pravda, aj tu súčasná viac-menej rovná plocha sa nemôže doslovne považovať za pôvodnú plochu. Je do istej miery už premodelovaná. Na tento problém, s ktorým som sa po rokoch opäť stretol nad Lozornom, poukázal som už r. 1949 (19).

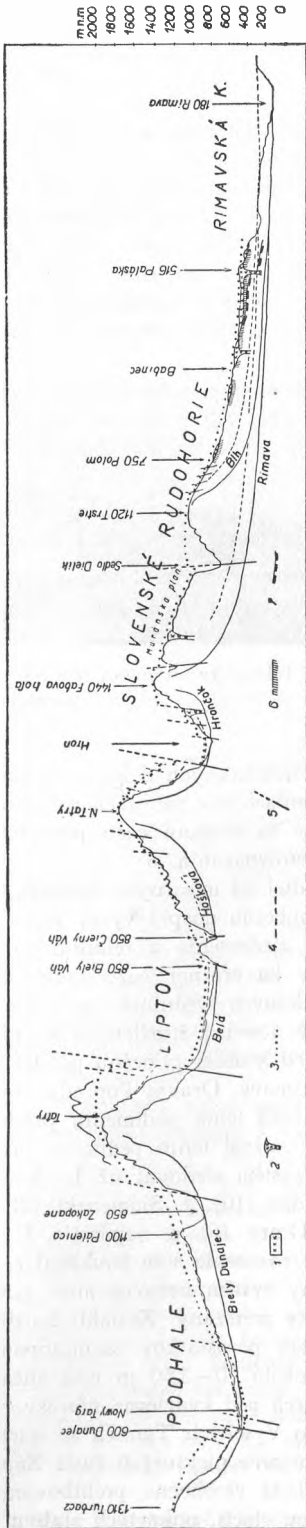
Svahy Devínskej Kobyly v Malých Karpatoch lemujú tortónske vápnité piesky, pieskovce a brekcie. Odkryté sú v kameňolomoch a pieskovištiach. V horizontoch povrchov jednotlivých abráznych terás, vyfatých do triasového vápencu, vkladajú sa do vápnitých pieskov dobre stmelené brekcie, ďalej od klifov do lavíc vápnitých pieskovcov (profil 1). Erózia tu neexhumovala abrázne plošiny. Prispôbila sa vložkám odolných brekcií a vápnitých pieskovcov. Na erodovanom svahu sa vytvorilo toľko štruktúrnych stupňov, koľko je tu dosiaľ pochovaných abráznych terás. Abrázne terasy sa tak iba nepriamo prejavujú v súčasnom reliéfe, cez štruktúru pobrežnej fácie sedimentov.

Doteraz som poukázal na to, že zvyšky zarovnaného starého povrchu v Západných Karpatoch možno sledovať od počiatku paleogénu. Sú prípady, že zvyšky staršieho zarovnaného povrchu ležia nižšie ako mladšie. Je to vtedy, keď sú to exhumované

plošiny. Treba zdôrazniť, že je to prípad dost' častý. Poukázal som, že abrázia vplývala na vytváranie zarovnaných povrchov, ale že abrázne terasy sa mohli zachovať len za zvlášť priaznivých podmienok a len tam, kde dochádza k ich neskorému exhumovaniu. Prevažná časť zvyškov zarovnávaného povrchu Československých Karpát je subaerického pôvodu. Ukazujú na to reziduálne kôry zvetrávania. Z uvedeného vyplýva, že zvyšky zarovnaného starého reliéfu Západných Karpát sú veľmi rozdielneho veku. Sú z doby pred eocénou transgresiou, z doby pred tortónsko-sarmatskou vulkanickou fázou, t. j. asi z vrchného helvéty, ďalej z konca sarmatu a zo spodného pliocénu.

Povrch Západných Karpát bol podľa všetkých náznakov v spodnom panóne silne nivelizovaný, ale nebol celkom plochý. Vystupovali z neho izolované monadnocky. V ústrednej fatransko-tatranskej časti ho prevyšovali podľa M. Klimaszewského (12) a E. Mazúra (23) pásma vrchov charakteru nižších stredohôr. Tieto nižšie stredohoria obtáčali predchodcov dnešných vnútrohorských kotlín. Do značne nivelizovaného povrchu splynuli sčasti aj pozostatky starších povrchov zarovnávaného, odpovedajúce eocénemu, burdigalsko-helvétskemu a tortónskemu sedimentačnému cyklu na obvode Západných Karpát, kým nepodľahli denudácii, alebo neboli zakryté sedimentmi.

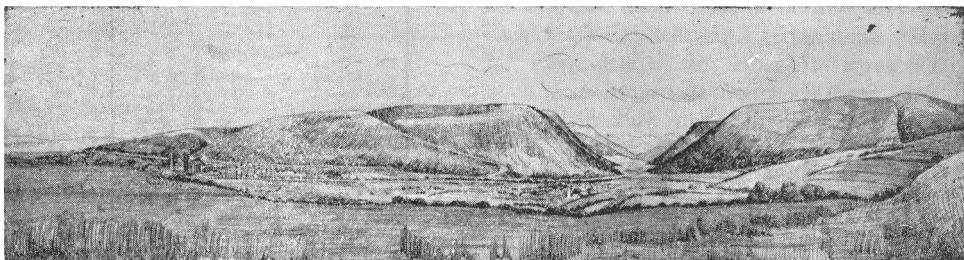
Po spodnom panóne a potom aj po vrchnom panóne prebiehalo v Západných Karpatoch významné tektonické rozčleňovanie silne nivelizovaného reliéfu. Pokúsil som sa to schematicky znázorniť na profile 2. Pohyby kôry mali charakter germanotypných deformácií. Stará riečna sieť bola nimi sčasti dezorganizovaná. Túto fázu intenzívnych deformácií povrchu sledovala mladšia fáza vulkanizmu. Charakterizuje ju vyliatie prúdov pyroxenického a bazaltoidného andezitu. Ich prúdy pokrývajú už povrch tektonicky deformovaný (Poľana, Vtáčnik, Kremnické pohorie, Slánske pohorie). Potom nasledoval silný zdvih pohoria a zahĺbovanie riek. Súčasne ustupovali jazerá z depresí na obvode Západných Karpát. Za



Profil 2. Schéma vývoja povrchov zarovnávaného Československých Karpát. 1 — zvyšky podhorskej vulkanickej tufovo-konglomerátovej tabule, 2 — sopečné sopúchy, 3 — rekonštrukcia miernejšie členitého reliéfu zo sarmatu až spodného pliocénu, 4 — poloha zvyškov povrchu zarovnávaného z konca pliocénu, 5 — zlomy a flexúry, 6 — helvétsko-tortónsky povrch, 7 — predeocénny povrch.

ustupujúcou hladinou jazier rieky predlžovali svoje delty. Svahové toky zanesli dná vnútrokarpatských kotlín a zvyšky jazier v nich štrkami a pieskami pestrej štrkovej formácie, pestro sfarbenej od splavenej kôry zvetrávania.

Niektoré časti tektonicky deformovaného povrchu sa koncom pliocénu na kratší alebo dlhší čas dostali do úrovne blízkej pozdĺžnym profilom korýt riek. Reliéf takýchto častí povrchu mohol sa aj ďalej zarovnávať, alebo aspoň udržiavať zarovnaný. Do iných častí deformovaného sarmatsko-panónskeho reliéfu rieky s novonadobudnutou energiou vtínali úzke a hlboké zárezy (obr. 2). Miestne podmienky spôsobili, že v čase najinten-



Obr. 2. Tektonicky uklonený povrch zarovnávanía Slovenského krasu. (Podľa fotografickej predlohy kreslila L. Hricová.)

zívnejších tektonických deformácií dochádzalo nielen k silnej erózii, ale aj k akumulácii. Na rozhraniach a v miestach rovnovážneho stavu pozdĺžnych profilov korýt riek v tom istom čase sa niektoré časti povrchu aj zarovnávali. Tak sa vytvárali miestne úpätné povrchy zarovnávanía.

Na rozdiel od miestnych úpätných povrchov zarovnávanía možno pozorovať, že pred koncom pliocénu dospel vývoj pozdĺžnych profilov veľkej časti západokarpatských riek do štádia zjednotenia a relatívneho ustálenia. K takto ustáleným pozdĺžnym profilom korýt ako ku eróznej báze začali sa dná dolín rozširovať. Najrýchlejšie sa rozšírili v málo odolných výplniach vnútrokarpatských kotlín a v eróznych brázdach flyšu, ktorý je zložený z menej stmelených hornín. Svahová modelácia mohla tu prebiehať energickejšie. Pred koncom pliocénu pozdĺž mnohých riek, ako napr. pozdĺž toku Váhu, Hrona, Slanej, Rimavy, Oravy, Popradu, vyvinul sa miestami úzky, miestami širší pediment. Niektoré časti tohto pedimentu predstavujú do neho včlenený starší zarovnaný povrch. E. Mazúr nazval tento pediment priliehavo poriečnym systémom rovni.

Tento systém sledoval už L. Sawicki (26), Fr. Machatschek — M. Danzer (22), J. Hromádka (10), J. Smolenski (28), M. Klimaszewski (12), Gotkiewicz — Szaflarski (7), L. Dinev (6) a najnovšie E. Mazúr (23) a J. Kvitkovič (14). Na jeho dosť všeobecné rozšírenie som poukázal r. 1945, 1946, 1949, 1955, 1956 a opäť r. 1963.

Poriečny systém zarovnávanía povrchu Západných Karpát bol predčasne prerušený a do hĺbky prerezaný. Zasiahli ho diferenciálne pohyby kôry, ale v oveľa menšej miere ako systém pozostatkov sarmatopanónskeho reliéfu. Jeho zvyšky sledujú údolia vo výškach okolo 70—150 m nad súčasnými dnami dolín. V komárňanskej panve klesá tento povrch pod kvartérne nánosy riek. V antecedenčných prelomoch riek vystupuje aj vyššie. Vo Vysokých Tatrách sa nachádzajú jeho zvyšky 300—350 m nad dnami dolín.

Zarovnávanie niektorých častí Západných Karpát neprestalo ani v kvartérnej epoche, keď prevláda všeobecne prehlbovanie dolín. Prebieha v podobe vytvárania úpätných plošín typu glacis, pokrytých slabými povlakmi sutín a naplavených štrkov. Majú sklon

od 1—2° do 5—6°. Ich vytváranie do veľkej miery podporilo preťažovanie riek štrkom, ktorý im dodávala soliflukcia.

Poznatky, ktoré sme získali štúdiom povrchov zarovňavania československej časti Západných Karpát, nútia nás vystríhať sa schematizmu pri posudzovaní ich genézy a veku. Pochovávanie a exhumovanie niekdajších povrchov zarovňavania a tektonické denivelácie spôsobujú, že sa rôzne staré povrchy zarovňavania zachovali do našich čias v rozličných výškach. Vytváranie miestnych úpätných povrchov zarovňavania sa dialo aj počas fáz značných tektonických deformácií. Podmienky pre ich vytváranie boli práve v tomto období najpriaznivejšie. Toto všetko sťažuje štúdium starých plôch zarovňavania, ale súčasne dáva geomorfológom možnosť do väčšej hĺbky preniknúť do problémov vývoja povrchu Západných Karpát počas trefohôr.

Široká problematika, ktorá tu bola v krátkosti a len v náznakoch predložená, nie je týmto ani zďaleka vyčerpaná, a tým skôr nemohla byť do všetkých dôsledkov doriešená. Štúdium starých zarovnaných povrchov vo vzťahu ku sedimentačným cyklom, vo vzťahu ku fosílnym kôram zvetrávania a vo vzťahu ku mladej tektonike ostáva základnou a najťažšou úlohou karpatskej geomorfológie.

LITERATÚRA

1. Andrusov D., *Poznámky o mladých pohybech kúry zemské v Západných Karpatech*. Sborník II. sjezdu čs. geografů v Bratislavě, 1933. — 2. Andrusov D., Borza K., Martiny E., Pospíšil A., *O pôvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska*. Geol. sborník IX, Bratislava 1958. — 3. Buday T., Kodym O., Maheľ M., Máška M., Matějka A., Svoboda J., Zoubek V., *Tectonic Development of Czechoslovakia*, Praha 1960. — 4. Cvijić J., *Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores*. Pet. Mitteil. Ergänzungsheft 1907—1908, Gotha. — 5. Cys P. N., *Poloninskij peneplen i denudacionnyje urovni Sovetskich Karpat*. Geologičeskij sbornik Lvovskogo geologičeskogo občestva 4, Lvov 1957. — 6. Dinev L., *Morfologija na Centralnity Zapadni Karpati*. Izvestija na Blgarskoho geograf. družestva, Sofia 1942. — 7. Gotkiewicz M., Szaflarski J., *Dyluwjalne i predyluwjalne poziomy dolinne na Orawie*. Wiadomości Służby Geograficznej, Warszawa 1934. — 8. Hassinger H., *Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge*. Geograph. Abhandlungen VIII, 3, 1905. — 9. Hassinger H., *Die mährische Porte und ihre Benachbarten Landschaften*. Abhandlungen d. k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien, XI, Wien 1914. — 10. Hromádka J., *Povrchové formy Slovenska a jejich výskum*. Časopis Uč. spol. Šafaříkovy V, Bratislava 1931.

11. Hromádka J., *Průlom dunajský a půda Bratislavy*. Časopis Učené spol. Šafaříkovy III, Bratislava 1929. — 12. Klimaszewski M., *Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich*. Wiadomości geograficzne XII, Krakow 1934. — 13. Krejčí J., *Príspevek k otázce abrasních teras ve Žďánském lese*. Spisy přírod. fak. Masarykovy univer. Brno 1931. — 14. Kvitkovič J., Harman M., *Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťahu k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat-Popriční*. Geografický časopis XIV, č. 3, Bratislava 1962. — 15. Láng S., *Vývoj treťohorných vulkanických parovní v Maďarsku*. GČ XI, č. 2, Bratislava 1959. — 16. Lesnjak V. F., *O geologii železnorudnych projavlenij v kore vyvetrivaniya effuzivov Zakarpatskoj oblasti*. Geologičeskij sbornik Lvovskogo geolog. občestva, 4, Lvov 1955. — 17. Lukniš M., *Prispevok ku geomorfologii povrchového krasu Zitratskej hornatiny (Slov. raja)*. Sborník prác Prír. fak. Slov. univerzity XII, Bratislava 1945. — 18. Lukniš M., *Poznámky ku geomorfológii Beckovskej brány a prilahlých území*. Práce Štát. geolog. ústavu, zoš. 15, Bratislava 1946. — 19. Lukniš M., *Morfologická štúdia Tribča*. Geographica Slovaca. I. Bratislava 1949. — 20. Lukniš M., Mazúr E., *Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska*. Geografický časopis VIII, č. 2—3, Bratislava 1956.

21. Lukniš M., *Die Reliefentwicklung der Westkarpaten*. Wissenschaftliche Zeitschrift der

Martin Luther Universität Halle—Wittenberg. Math. Nat. XI, 10, Halle 1962. — 22. Machatschek Fr., Danzer M., *Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpaten*. Arbeiten d. Geogr. Instit. d. deutschen Universität in Prag, zoš. 5, Praha 1924. — 23. Mazúr E., *Žilinská kotlina a prilahlé pohoria*. Bratislava 1963. — 24. Novák J. V., *Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě*. Věstn. Král. Čes. spol. nauk, Praha 1924. — 25. Orlov A., *První výskyt bauxitu v Československu*. Rozpravy české akademie XLVII, č. 13, Praha 1937. — 26. Sawicki L., *Physiographische Studien aus den westgalizischen Karpathen*. Geogr. Jahrb. aus Österreich VII, 1909. — 27. Sawicki L., *Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen*. Mitteilungen d. Geol. Gesellschaft, Wien 1909. — 28. Smoleňský J., *W sprawie wieku i genezy Beskidów Zachodnich*. Wiadomości Geograficzne, Kraków 1937. — 29. Vettors H., *Beiträge zur Geologie d. Zjargebirges u. des angrenzenden Teiles des Mala Magura in Oberungarn*. Denkschriften der K. K. Geol. Reichsanstalt LXXXV, Wien 1910. — 30. Vitásek Fr., *Les plates — formes d'abrasion en Moravie*. Compte rendus du III. Congr. des geogr. et. ethnogr. slaves en Jugoslavie. Beograd 1930.

31. Willis B., *Raport on geological investigations* 4. Yearbook of the Carnegie Institution of Washington 1906. — 32. Winkler—Hermaden A., *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. Wien 1957. — 33. Zorkovský V., *Súhrnná zpráva o výsledku prieskumu surovin na výrobu Al*. Rukopis — Katedra geol. a min. VŠT, Košice 1952.

Michal Lukniš

DIE ÜBERRESTE ÄLTERER VEREBNUNGSFLÄCHEN DES RELIEFS IN DEN TSSCHECHOSLOWAKISCHEN KARPATEN

Auf dem Gebiete der Westkarpaten befinden sich Reste von Verebnungsflächen verschiedenen Ursprungs und verschiedenen Alters.

Die ältesten Reste einer Verebnungsfläche sind aus der stabilsten Scholle der Westkarpaten, aus dem Slowakischen Erzgebirge bekannt. Es ist dies eine Fläche, die sich vor der Transgression des Eozäns bildete. In den Depressionen und Klüften blieb auf ihr die fossile Verwitterungskruste auf Kalksteinen in der Form von Bauxiten. Diese Oberfläche erscheint heute dort, wo sie unlängst exhumiert wurde.

Der grösste Teil der alten Verebnungsoberflächen entwickelte sich später, denn die vor der eozänen Transgression vorhandene Oberfläche wurde zumeist stark tektonisch deformiert und von der Erosion zerstört.

Ein Teil der verebneten Oberflächen ist vortortonischen, wahrscheinlich helvetischen Alters. So eine Oberfläche erscheint zum Beispiel im Westteil des Slowakischen Erzgebirges unter Tuffiten, Tuffen, Konglomeraten und Strömen des Andesitvulkanismus der tortonisch-sarmatischen Phase. Diese Gesteine treten heute in vielen isolierten Zeugenhügeln der gestörten Tuff-Konglomerattafel auf. Diese Tafel bedeckte und schützte lange Zeit das untertortonische bis helvetische Relief von der Zerstörung. Bisher haben solche Tuff-Konglomerattafeln in der Umgebung von Krupina und Rimavská Sobota erhalten (siehe Profil Nr. 2).

Im vulkanischen Slowakischen Mittelgebirge, im Slanecgebirge und im Vihorlat in der Ostslowakei erhielten sich die Reste der eingebneten Oberfläche, welche die Gesteine der tortonisch-sarmatischen vulkanischen Phasen schneiden (Rhyolite, Dazite, amphibolpyroxenische Andesite). Einzelne Ströme und ganze stratovulkanische Gebilde der pliozänen Phasen des Vulkanismus (Pyroxenandesit, Basaltoidandesit, Basalt) liegen schon auf einer merklich denudierten und teilweise tektonisch deformierten Oberfläche. In den Klüften der älteren Vulkanite befinden sich oft Reste von Verwitterungskrusten in der Form von Eisenerzen. Auf der eingebneten Oberfläche des Slowakischen Karstes befinden sich in den Klüften Reste der Verwitterungskruste. Die Assoziation der Minerale zeigt, dass diese Sedimente aus dem vulkanischen Gebiet

der Abtragung stammen. Die eingeebnete Oberfläche des Granodioritmassivs im Westteil des Slowakischen Erzgebirges unterliegt kugelförmiger Auswitterung und ist mit einer tiefen Verwitterungsrinde bedeckt. Am Westrand dieser Oberfläche liegt der Stratovulkan Poľana (Abb. 1). Die ziemlich nivellierte Oberfläche geht auch ins Paleogän der Flischzone über. Vor der pliozänen Phase des Vulkanismus, welche bis ins Pont reichte, musste die Oberfläche der Westkarpaten noch ziemlich flach gewesen sein. Wie die Reste der Verwitterungskruste zeigen, erfolgte die Verebnung vorwiegend auf subaerischem Wege.

Die Abrasion kam nur ausnahmsweise zur Geltung. Die Stufen, die im Relief des Thebener Kogels zwischen Wien und Bratislava erhalten sind, und die für Abrasionsplattformen gehalten werden, sind Strukturformen. Sie schliessen sich an Schichten von Basalbrekzie und Sandkalkstein des Torton und des Sarmats in den Sandschichten der Küstenfazies an. Sie setzten sich immer im Niveau der einzelnen Abrasionsplatten ab (Profil Nr. 1).

Am Ende des Pannons (Pont) wurden die Westkarpaten von starken Differentialbewegungen heimgesucht, denen eine epirogenetische Erhebung folgte. Einige Teile der verebneten Oberflächen sanken relativ ab, andere neigten sich (Abb. 2). Einige wurden hoch emporgehoben. Es waren dies Bewegungen germanotypen Charakters. Durch sie wurde die Wölbungstektonik verstärkt. Einige Teile der nivellierten Oberfläche blieben in der Nähe der neugebildeten Erosionsbasen. Andere Teile, die sich nieigten, wurden von Flüssen durchschnitten und die Denudation zerstörte sie. Diejenigen Teile der älteren Oberfläche, die in die Gipfel der Wölbungen oder in die Mitte breiter Horste gerieten, sind teilweise bis heute erhalten. Die abgesunkenen Teile der alten Oberfläche waren teilweise mit bunten Schichten von Seekies, Sandkruste, Ton, die von den Beimischungen der abgeschwemmten älteren Verwitterungskruste bunt gefärbt sind, bedeckt.

Infolge der späteren epirogenetischen Erhebung und der Erosion, die sich nach den zurückgehenden Resten der Seen auch die Ränder der neogenen Becken ausbreitete, decken sich auch die Reste von tektonisch dislozierten neogenen Einebnungsflächen verschiedenen Alters ab. Heute finden wir die älteren Verebnungsflächen am häufigsten:

1. An den Übergängen der Gebirge in die Ebenen. Es sind dies zum Teil exhumierte verebnete Oberflächen, oder solche, die in der Höhe der sich neu bildenden Erosionsbasis blieben.
2. Auf den Gipfeln der Gewölbe und Horste.
3. Seltener auch auf den Abhängen, die von stufenförmigen Brucherhebungen heimgesucht sind, oder wo die ältere Oberfläche nur sanft geneigt war (Abb. 2).

Am Ende des Pliozäns glichen sich die Längsprofile der Flüsse ziemlich aus. Längs der grösseren Flussläufe entwickelten sich auf den weicheren Gesteinen breitere, auf den härteren Gesteinen schmalere Pedimente im trockeneren subtropischen Klima. Heute folgen sie den Flüssen hauptsächlich in den relativen Höhen von 70 bis 150 m. Örtlich begrenzte Verebnungsflächen bildeten sich infolge der starken tektonischen Gliederung und der plötzlichen Veränderung der kinetischen Energie der Wasserläufe an den Begrenzungen der mit verschiedener Intensität sich erhebenden Schollen.

Die Reste der eingeebneten Oberflächen im Relief der Westkarpaten sind verschiedenen Alters und Ursprungs. Ihr Vergleich nach absoluten und relativen Höhen ist nicht richtig. Die niedriger gelegene Verebnungsfläche kann älter oder auch gleich alt sein als eine in der Nachbarschaft gelegene andere Oberfläche in höherer Lage. Es gibt Fälle der Konvergenz zweier verschieden alter Oberflächen, die in eine einzige Oberfläche zusammenfliessen. Wenigstens ein Teil von ihnen hat den Charakter polygenetischer Verebnungsflächen.

Aus dem Slowakischen übersetzt von R. Lindner

Profil 1. Querschnitt, durch die fossilen Abrasionsterrassen und die Strukturstufen am NW-Hang des Thebener Kogels. 1 — Untertrias Dolomitkalksteine, 2 — Basale Transgressionsbrekzie (Torton), 3 — Tortonische Kalksande (a) und sandiger Kalkstein (b), 4 — Oberfläche der fossilen Abrasionsplattformen, K — Abrasionskliff.

Profil 2. Schematisches Profil der Entwicklung der Verebnungsflächen der tschechoslowakischen Karpaten. 1 — Reste der vulkanischen Tuff-Konglomerattafel, 2 — Vulkanschlot, 3 — Rekonstruktion des geringer gegliederten Sarmat-Untерpliozänsreliefs, 4 — Lage der Reste der Verebnungsfläche am Ende des Pliozäns, 5 — Brüche und Flexuren, 6 — Helvetisch-tortonische Oberfläche, 7 — Voreozäne Oberfläche.

Abb. 1. Polygenetische Verebnungsfläche des Westteils des Slowakischen Erzgebirges. Auf dem Bruch, demzufolge im Pannon der Kessel von Zvolen abgesunken ist, erhebt sich der Stratovulkan Poľana.

Abb. 2. Die tektonisch geneigte Verebnungsfläche des Slowakischen Karstes. Nach der fotografischen Vorlage gezeichnet von E. Hricová.