

JURAJ ČINČURA

PRÍSPEVOK K VEKU PORIEČNEJ ROVNE V ZÁPADNÝCH KARPATOCH

(na príklade južnej časti Turčianskej kotliny)

The author deals with the age of the river plain in the southern part of the Turiec Basin in Slovakia. River plain in the Western Carpathians represents a pediment standing out in a form of not-wide strips along all major streams and reaching its classical development especially in basins. On the basis of waste material standing out in the river plain as well as of the river plain position regarding the oldest Pleistocene river accumulation in the area studied, the author supposes that the period of rise of this pediment may be spread even to the older phases of the Pleistocene Epoch, perhaps as far as Mindel.

1. ÚVOD

V závislosti od rôznej intenzity a mechaniky radiálnych pohybov počas neogénu, najmä pliocénu, došlo k rozdeleniu Západných Karpát na dve oblasti, ktoré sa líšili navzájom svojím tektonickým režimom. V hrubých črtách možno jednu oblasť označiť za územie poklesávajúce (prikarpatské nížiny) a druhú oblasť za územie dvíhajúce sa (vlastné pohorie). Generálny obraz súčasného vyzdvihovania pohoria a poklesu nížin počas pliocénu (4, 13, 14) komplikovali čiastkové kryhové pohyby, odrazom ktorých bol vznik vnútrokarpatských kotlín.

Turčianska kotlina — morfológicky najvýraznejšia kotlina Západných Karpát — predstavuje výraznú tektonickú depresiu charakteru priekopovej prepadliny, vklesnutú hlboko medzi Velkou Fatrou na východe, Malou Fatrou na severe a západe, Žiarom na juhozápade a severnými výbežkami Kremnických vrchov na juhovýchode.

Štruktúrne predstavuje Turčianska kotlina útvár, ktorého základy boli položené už pri popaleogénnom vrásnení, no morfológická individualizácia kotliny súvisí až s nahromadením tortónskych a najmä sarmatských vulkanitov na juhovýchode (11). Súčasnú výškovú reláciu medzi Turčianskou kotlinou a jej horskou obrubou sú ešte mladšieho dáta. Viazu sa najmä na pliocénne radiálne pohyby. V prospech tejto skutočnosti svedčí hiát medzi martinskými a diviackymi vrstvami Turčianskej kotliny (3). Indikátorom pliocénnych radiálnych pohybov sú tiež zvyšky preplavenej kôry zvetrávania kaolinickej povahy z panónskych vrcholových plošín Žiaru vo výplni kotliny (7).

Nadmorské výšky kotliny sa pohybujú medzi 300—700 m, pričom relatívne výškové rozdiely v južnej časti Turčianskej kotliny nepresahujú spravidla 100 m. V reliéfe kotliny sa výrazne uplatňujú dva morfológické stupne:

1. rovinné územie, ktoré je tvorené poriečnymi nivami Turca a jeho prítokov,
2. pahorkatina, ktorá je tvorená zvyškami predkvartérneho a starokvartérneho reliéfu kotliny.

Poriečnu roveň, ktorá je predmetom nášho štúdia, považujeme spoločne s E. Mazúrom (12, 13, 14) za plochu vystupujúcu v podobe neširokých pruhov pozdĺž všetkých väčších tokov v Západných Karpatoch, dosahujúcu klasický vývoj najmä v kotlinách. Poriečna roveň je sčasti výtvorom laterálnej erózie, najmä jej dolné časti pozdĺž väčších vodných tokov (v kotlinách sú pokryté kvartérnymi sedimentmi), avšak hlavne vznikala procesom ústupu svahov, ide teda o pediment (12, 13, 14).

Oproti starším studeným obdobiam pleistocénu, keď Turčianska kotlina mala s najväčšou pravdepodobnosťou tundrový, bezslesný ráz krajiny (7), možno jej dnešnú klímu v zmysle M. Končeka (8) charakterizovať ako mierne teplú, vlhkú, s miernou zimou.

2. ERÓZNO-DENUDAČNÉ FORMY A ICH ZVETRALINOVÝ A ZVETRALINOVO-DELUVIÁLNY PLÁŠŤ

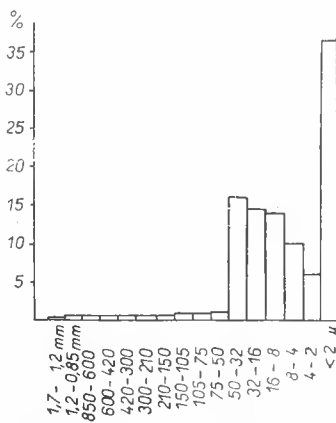
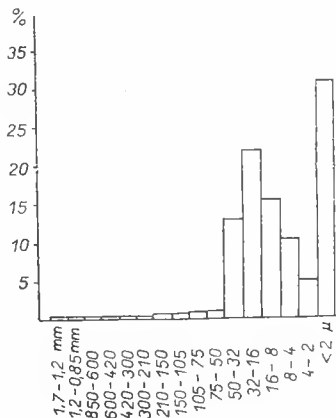
V juhovýchodnej a južnej časti Turčianskej kotliny, na jej hranici s Veľkou Fatrou a Kremnickými vrchmi na pyroklastikách mladotretohorných vulkanitov, na paleogénnych pieskovochoch výplne Turčianskej kotliny a sčasti na mezozoiku Veľkej Fatry vystupuje markantne plocha s miernym úklonom k osi kotliny. Sklon plochy sa pohybuje najčastejšie medzi 5–9°. Je menší v jej nižších častiach a väčší vo vyšších. Najlepšie je plocha vyvinutá medzi obcami Dolná Štubňa a Horná Štubňa a južným obmedzením Turčianskej kotliny na pyroklastikách mladotretohorných vulkanitov a medzi obcami Turčiansky Michal, Rakša a Háj na paleogénnych pieskovochoch a sčasti na mezozoiku. Smerom po toku Turca možno sledovať miernu konvergenciu plochy. Nad najvyššie položenými časťami plochy vystupuje pohorie, jej najnižšie časti sa prakticky výškovo zhodujú s najstaršou kvartérou akumuláciou Turca. Najmä vo svojich najjužnejších výbežkoch je plocha len veľmi mierne členená ojedinelými úvalinami a plytkými úvalinovitými dolinami a nesie znaky foriem, ktoré sú označované ako pediment (12, 13, 14, 15). Smerom na sever sa stáva povrch plochy členitejším a možno ho označiť ako rozčlenenú pediplanacnú plochu — glacis (13, 15).

Na rozdiel od sedimentov je datovanie morfológických foriem podstatne zložitejšie. Najpoužívanejšími kritériami pri zisťovaní veku zarovnaných povrchov sú korelátne sedimenty a vek zarovnaných hornín. Oba tieto údaje však často nestačia pre jednoznačné vyriešenie otázky veku zarovnaného povrchu. Medzi dolnou a hornou hranicou možného obdobia vzniku zarovnaného povrchu ostáva príliš široká časová medzera. Ďalej sa pokúsime prispieť štúdiom zvetralinového a zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentov k metodike výskumu možného obdobia vzniku zarovnaných povrchov.

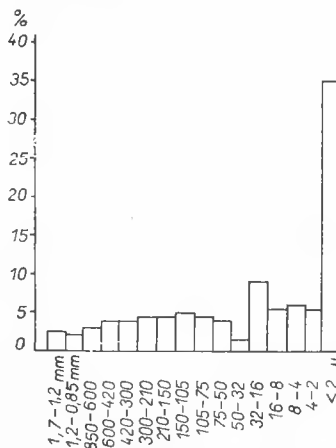
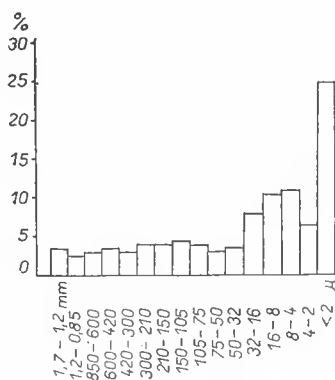
A. Zvetralinovo-deluviálny plášť pedimentu na pyroklastikách

Čo do rozsahu a mocnosti zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu na mladotretohorných pyroklastikách sú značné rozdiely. Všeobecne možno konštatovať, že mocnosť zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu sa zväčšuje smerom od úpätia pohoria do stredu kotliny. Len malú časť materiálu vystupujúceho na ojedinelých miestach pedimentu možno označiť ešte za zvyšky ortoelúvia. Na ostatných miestach nesie materiál už stopy premiestovania.

Medián zrnitosti zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu sa pohybuje medzi 0,006–0,01 mm a koeficient vytriedenia materiálu medzi 3,5–3,6. Ak hodnoty mediánu zrnitosti a koeficientu vytriedenia zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu porovnáme s parametrami typických zvetralín zvyškov starého zarovnaného povrchu severnej časti



Obr. 1. Zrnitostné zloženie zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu na pyroklastikách mladotretóhomyňch vulkanitov južnej časti Turčianskej kotliny.



Obr. 2. Zrnitostné zloženie zvetralinového plášťa zvyškov starého zarovnaného povrchu severnej časti Kremnických vrchov.

Kremnických vrchov, vidíme, že hodnoty sa líšia. Už samo porovnanie histogramov typických zvetralín a zvetralinovo-deluviálneho plášťa svedčí o rozdieloch (obr. 1, 2). Medián typických zvetralín je väčší ako 0,01 a ich koeficient vytriedenia sa pohybuje medzi 7,7–9,7. Z tejto skutočnosti vyplýva, že aj menšie preplavenie mení podstatne charakter zvetraliny, čo sa prejavuje v poklese hodnôt mediánu a koeficientu vytriedenia. Pokles oboch týchto hodnôt znamená rast vytriedenia materiálu v dôsledku transportu.

Zvetralinovo-deluviálny plášť pedimentu sa študoval tiež z hľadiska semikvantitatívneho zastúpenia ílových minerálov.¹

¹ Prof. Dr. J. P. Bakkerovi som hlboko zaviazaný za možnosť spracovať rad vzoriek v jeho laboratóriu a jeho spolupracovníkom za cennú pomoc pri interpretácii výsledkov štúdia ílových minerálov.

Charakter tvoriacich sa ílových minerálov závisí v podstatnej miere od klímy, čo sa prejavuje najmä pri suchozemských uloženiach. S touto skutočnosťou je v súlade napríklad aj mineralogické zloženie recentných pôd, ktoré sa v rôznych klimatických zónach mení. Podobný príklad poskytujú aj závislosť obsahu ílových minerálov v morských prúdoch od charakteru zvetrávania okrajových zón kontinentov (2). Možno konštatovať, že zloženie ílových minerálov je ukazovateľom fyzicko-geografických pomerov v období ich tvorby, pričom však je potrebné vziať do úvahy účinky procesov počas diagenézy, ktoré by mohli zmeniť obraz ich zloženia (16).

Na základe mineralogického zloženia sa rozlišujú najmä tri typy ílov: kaolinické, montmorilonitické a ílitické. Podmienky vzniku jednotlivých typov možno stručne charakterizovať nasledovne: Kaolinit vyžaduje k svojmu vzniku kyslé prostredie. Pri dlhšie trvajúcich procesoch zvetrávania sú alkálie z produktov rozpadu materskej horniny odstránené a zvyšuje sa obsah kaolinitu. Kaolinické íly vznikajú prevažne vo vlhkej tropickej alebo subtropickej klíme na pevnine s plochým reliéfom. V miernej klíme, teplej a vlhkej vznikajú väčšinou kaolinicko-hydrosudové a hydrosudovo-kaolinické íly (16).

Ílit sa tvorí v kyslom prostredí a neutrálnom prostredí, zriedkavejšie tiež v alkalickom. Vznik ílitických ílov sa pripisuje krátko trvajúcim procesom zvetrávania, keď klastický materiál podlieha len malým zmenám. Výsledkom takýchto procesov je vysoký obsah hydrosudových ílov. Zvetralinové íly takého typu sa tvoria v prvých štádiách zvetrávania (16). H. Louis (9) predpokladá, že ílit vzniká predovšetkým pri pomalom zvetrávaní v chladnej vlhkej klíme.

Montmorilonit. Minerály tejto skupiny vyžadujú k svojmu vzniku alkalické prostredie — napríklad stepi, resp. polopúšte. Podľa L. B. Ruchina (16) montmorilonity vznikajú na pevnine v kôre zvetrávania bazických hornín. I. D. Sedleckij usudzuje, že montmorilonity majú veľké zastúpenie v stepných pôdach.

Výsledky röntgenových analýz zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu udáva tab. 1. Pre porovnanie podávame aj výsledky röntgenových analýz typických zvetralín zo severnej časti Kremnických vrchov (tab. 2).

Zvetralinovo-deluviálny plášť pokrývajúci pediment na pyroklastikách mladotrefohorných vulkanitov vo svojom dnešnom stave predstavuje polygenetický útvar. V ďalšom texte sa pokúsime načrtnúť históriu jeho vývoja:

1. Materiál zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu je svojím mineralogickým zložením veľmi príbuzný typickým zvetralinám, ktoré vystupujú v severnej časti Kremnických vrchov.

2. Prevládajúcim ílovým minerálom zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu je ílit. Množstvo kaolinitu kolíše okolo 20 %. Kaolinit v zvetralinovo-deluviálnom plášti pedimentu chápeme ako produkt zvetrávania, a nie ako produkt hydrotermálnych premenení, ktorým podľahli mnohé z mladotrefohorných vulkanitov. Vedie nás k tomu skutočnosť, že niet podstatných rozdielov v množstve kaolinitu medzi zvetralinami ležiacimi na vulkanitoch hydrotermálne premenených a na vulkanitoch, ktoré neboli hydrotermálnymi procesmi postihnuté.

3. V porovnaní so staršími zvetralinami, resp. sedimentmi neobsahujú vrchnopliocénne zvetraliny a sedimenty nikdy viac ako 20 % kaolinitu (1). Určité analógie, ktoré by sme pri interpretácii obsahu kaolinitu ako indikátora intenzity zvetrávacích procesov a tým aj veku zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu s výsledkami J. P. Bakker (1) mohli hľadať, dovoľuje aj tá skutočnosť, že pediment na pyroklastikách južnej časti Turčianskej kotliny je paralelou poriečnej rovne (13, 14).

4. V zvetralinovo-deluviálnom materiáli vystupuje už popri zrnitostne charakterizovanej časti i väčšie množstvo hrubšieho materiálu, ktorý poskytli zvetrávajúce vulkanity. Hrubý materiál sa nachádza nepravidelne rozmiestnený uprostred jemnejšieho na celom pedimente a často siaha až na kvartérne akumulácie Turca. Ide zrejme o materiál, ktorý bol počas chladných fáz pleistocénu premiestňovaný na nižšie položené miesta soliflukčnými procesmi.

Tabuľka 1

Röntgenové analýzy zvetralinovo-deluviálneho plášťa pedimentu na pyroklastikách mladotretóhorských vulkanitov južnej časti Turčianskej kotliny (WK 12, 13, 14, 15 medzi Hornou Štubňou a južným ukončením Turčianskej kotliny)

	Montm.	Chlor.	Ilit	Kaol.	Kremeň
WK 12	st	(+)	++	+	7-9 %
WK 13	st	+	+(+)	+	7-9 %
WK 14	(+)	+	+(+)	+	6-8 %
WK 15	(+)	+	+(+)	+	6-8 %

Tabuľka 2

Röntgenové analýzy zvetralinového plášťa zvyškov starého zarovnaného povrchu severnej časti Kremnických vrchov (WK 1, 2, 7, 8, 9, 10 medzi obcami Kunešov a Kremnické Bane)

	Montm.	Chlor.	Ilit	Kaol.	Kremeň
WK 2	+(+)	st	?	st	1-2 %
WK 1	+	st	?	st	1-2 %
WK 7	st	(+)	+(+)	st	2 %
WK 9	+(+)	st	?	st	1-2 %
WK 8	st	+	++	st	1-2 %
WK 10	+	st	?	+	1-2 %

Tabuľka 3

Röntgenové analýzy zvetralinového plášťa na paleogéne južnej časti Turčianskej kotliny (WK 16, 17 — materské horniny, WK 18, 19 — spodné zóny zvetralinového plášťa, WK 20, 21 — najvyššie zóny zvetralinového plášťa, medzi obcami Turčiansky Michal a Rakša)

	Montm.	Chlor.	Ilit	Kaol.	Kremeň	Getit
WK 16	+	?	++(+)	+	2-4 %	(+)
WK 17	+	?	++(+)	+(+)	2-4 %	(+)
WK 18	(+)	?	+(+)	(+)	2 %	+++
WK 19	st	?	+	st	1-2 %	++
WK 20	(+)	+	(+)	st	2 %	+
WK 21	+	+	(+)	st	2 %	+

5. Ako polygenetický útvar chápeme vo svojej dnešnej forme zvetralinovo-deluviálny plášť pedimentu z toho dôvodu, že odráža vrchnopliocénne, ako aj pleistocénne fázy zvetrávania, aj pleistocénne soliflukčné procesy.

Zvetralinový plášť pedimentu na paleogéne vystupuje už len ojedinele na izolovaných miestach. Jeho najčastejšie výskyty sa nachádzajú medzi obcami Turčiansky Michal, Rakša a Háj. Ide o žltohnedé, miestami hrdzavohnedé piesčité hliny, ktorých mocnosť sa pohybuje od 1 do 1,5 m.

Výsledky röntgenových analýz zvetralinového plášťa pedimentu na paleogéne udáva tab. 3.

Z mineralogického zloženia zvetralinového plášťa pedimentu a materskej horniny možno usudzovať, že niet podstatných rozdielov vytvorených procesmi zvetrávania. Pri posudzovaní zvetralinového profilu pedimentu na paleogéne musíme brať do úvahy viac skutočností.

1. Pravdepodobne ide o profil, v ktorom sa nachádzajú už len zvyšky pôvodne oveľa mocnejšej zvetralinovej pokrývky, ktorej časť bola odstránená. Možnosť odnosu zvyšuje skutočnosť, že na povrchu pedimentu, na ktorom vystupujú zvyšky zvetralinového plášťa, sa nachádza väčšie množstvo štrkov. Ide o karbonatické štrky, ktorých znosovou oblasťou bolo mezozoikum Veľkej Fatry. Po vytvorení zvetralinového plášťa tiekol, zrejme, po povrchu pedimentu menší miestny tok, ktorému patria štrky, vystupujúce dnes na povrchu. Sypký a málo súdržný materiál zvetralinového plášťa bol, zrejme, pri prekladaní koryta toku z väčšej časti odstránený a zachoval sa len miestami.

2. Určité rozdiely v množstve getitu medzi jednotlivými zónami zvetraliny súvisia, zrejme, s jeho menšou mechanickou odolnosťou — v našom prípade voči mechanickým zmenám spôsobeným menším miestnym tokom, ktorý stekal zo západných svahov Veľkej Fatry.

3. Na základe zmien v typoch zvetrávania rozlišuje J. P. Bakker (1) počnúc miocénom tri nasledovné periódy:

a) žltočervený zvetrávací typ s dominanciou kaolinitu v ílovej frakcii — spodný pliocén a staršie útvary,

b) žltočervený zvetrávací typ s dominanciou ilitu v ílovej frakcii — teplejšie periódy zhruba od stredného pliocénu až po veľký interglaciál mindel/riss,

c) popolavošedé, šedohnedé a hnedé profily s dominanciou ilitu — studenšie periódy, počínajúc stredným pliocénom.

4. Pri pokuse o paralelizáciu zvetralinového plášťa pedimentu na paleogéne južnej časti Turčianskej kotliny so schémou zvetrávacích typov, ktorú navrhol J. P. Bakker (1), je najbližším typom schémy žltočervený zvetrávací typ s dominanciou ilitu, ktorý siaha od stredného pliocénu po veľký interglaciál mindel/riss, zahrnujúc teplejšie periódy tohto obdobia.

5. Podobný zvetralinový profil ako na paleogéne južnej časti Turčianskej kotliny (čo do morfolologickej pozície, materskej horniny, mineralogického zloženia a farby) vystupuje pri Arlone (Belgicko). Tu na sinemurských pieskovochoch vystupuje poloha zvetralín žltej, miestami žltočervenej farby. Zvetralinový materiál sa vyznačuje dominanciou ilitu, za prítomnosti ca 15 % kaolinitu. Vek tejto zvetraliny sa udáva ako najvyšší pliocén, resp. hranica medzi pliocénom a pleistocénom.

6. Nielen analógia so zvetralinovým profilom pri Arlone a pokus o paralelizáciu so schémou J. P. Bakker (1), ale aj morfológická pozícia zvetralinového profilu na paleogéne južnej časti Turčianskej kotliny nás vedú k tomu, že zvetraline pripisujeme ako najpravdepodobnejší staropleistocénny, resp. vrchnopliocénny vek. Zvetralina vystupuje na ploche, ktorá je paralelou poriečnej rovne vyvinutej na paleogéne severnej časti Turčianskej kotliny medzi Turcom a Veľkou Fatrou, severne od Blatnického potoka (11).

3. OBDOBIE VZNIKU PEDIMENTOV

Počas neogénu boli pôvodné štruktúrne a tektonické formy vystavené opakovaným účinkom deštruktívnych síl a procesov. Odrazom týchto procesov je v študovanom území erózne-denudačný systém na pyroklastikách mladotrefohorných vulkanitov a paleogénnych pieskovochoch. Vývoj erózne-denudačného systému tu zodpovedá určitej jednotke času, do ktorej sa na základe uskutočnených analýz pokúsime jeho formy zaradiť.

A. Vek pedimentu na pyroklastikách

Spodnú možnú hranicu veku erózne-denudačného systému vystupujúceho na pyroklastikách mladotrefohorných vulkanitov udáva vek zarovnaných hornín. Ide o horniny sčasti tortónskeho a zväčša sarmatského veku. Pediment na pyroklastikách pokrýva zvetralinovo-deluviálny plášť, ktorého analýzy ukázali, že vznikol počas najmladších fáz pliocénu, resp. najstarších fáz pleistocénu. Touto skutočnosťou je daná horná možná hranica veku pedimentu. Čisto teoreticky by teda najpravdepodobnejším obdobím vzniku študovaného erózne-denudačného systému mal byť pliocén.

Morfologická pozícia pedimentu voči iným formám dovoľuje ešte ďalšie spresnenie možného obdobia vzniku. Vo svojej dolnej časti prechádza pediment pomerne plynule do najstaršej kvartérnej akumulácie Turca a jeho najnižšie časti sú pokryté materiálom tejto akumulácie formy. Obdobie vzniku najstaršej kvartérnej akumulácie bolo späté s negatívnymi pohybmi kôry, ktoré zároveň zamedzili aj ďalší vývoj pedimentu. Teda vek najstaršej kvartérnej akumulácie indikuje do určitej miery hornú možnú hranicu obdobia vzniku pedimentu.

Vývoj riečnych akumuláčnych foriem južnej časti Turčianskej kotliny sa do značnej miery líši od vývoja riečnych akumulácií v prilahlých kotlinách. Oproti prilahlým kotlinám, v ktorých najstaršie kvartérne akumulácie dosahujú miestami relatívne výšky aj

Tabuľka 4

Porovnanie stupňa rozrušenia hypersténu najstaršej kvartérnej akumulácie Turca so stupňom rozrušenia hypersténu v risských terasách Turca a Váhu (t = hodnota Studentovho testu)

x_i	$x_i - a$	$(x_i - a)^2$	x_i	$x_i - a$	$(x_i - a)^2$
52,4	2,4	5,76	36,5	- 13,5	182,25
47,9	-2,1	4,41	34,7	- 15,3	234,09
53,7	3,7	13,69	34,3	- 15,7	246,49
54,0	4,0	16,00	37,0	- 13,0	169,00
53,7	3,7	13,69	38,5	- 11,5	132,25
50,7	0,7	0,49	40,2	- 9,8	96,04
50,6	0,6	0,36	39,3	- 10,7	114,49
53,8	3,8	14,44	40,3	- 9,7	94,09
			41,2	- 8,8	77,14
	16,8	68,84	37,0	- 13,0	169,00
			39,0	- 11,0	121,00

$N_1=8$, $a=50$

-132,0

$N_2=11$, $a=50$ 1636,14

$x_1=52,10$, $x_2=38,00$, $s_1=2,19$, $s_1^2=4,79$, $s_2=2,30$, $s_2^2=5,21$, $s_d=2,25$, $t_{tab}=2,110$, $t=13,45$.

viac ako 100 m, najstaršia kvartérna akumulácia Turca v južnej časti Turčianskej kotliny dosahuje maximálne výšku 27 m, a to tiež len v niektorých svojich častiach.

Pretože zvyčajne používané metódy pri korelácii jednotlivých akumulácií nebolo možné vzhľadom na odlišnosť pomerov panujúcich v južnej časti Turčianskej kotliny a príľahlých kotlinách stredného Považia použiť, vychádzame pri pokuse o datovanie zo štúdia foriém a stupňa rozrušenia hypersténu (5, 6) a porovnávajú sa hodnoty získané v akumuláciách známeho veku s hodnotami akumulácií neznámeho veku (tab. 4).

Dosiahnutý výsledok ukazuje (t_{tab} je menšie ako t), že rozdiely v stupni rozrušenia hypersténu medzi risskými terasami Turca a Váhu a najstaršou kvartérou akumuláciou v južnej časti Turčianskej kotliny nie sú náhodné (5, 6). S 95 % štatistickou istotou možno tvrdiť, že nejde o sedimenty, ktoré si vekove zodpovedajú. Na základe vyššieho stupňa rozrušenia hypersténu v najstaršej kvartérnej akumulácii Turca v južnej časti Turčianskej kotliny ako v risských terasách Turca a Váhu predpokladáme, že ide o akumuláciu formu, ktorá je staršia ako risské terasy, a to s najväčšou pravdepodobnosťou o mindel (5, 6), maximálne günz.

Táto skutočnosť dovoľuje posunúť možnosť obdobia vzniku pedimentu — paralely vrchnopliocénnej poriečnej rovne stredného Považia (12) — z najmladšieho pliocénu aj do období staršieho pleistocénu, azda až po mindel, dokedy v študovanom území panovala relatívna tektonická stabilita, jeden z najdôležitejších predpokladov potrebných na vznik zarovnaných plôch. Určité analógie pre relatívnu tektonickú stabilitu počas najstarších pleistocénnych období indikujú aj v príľahlej Žilinskej kotline vysoké kužele, ktoré pri svojej veľkej šírke sú len málo výškovo diferencované, čo vyplýva zo skutočnosti, že boli uložené ešte v čase, keď pediment nebol podstatnejšie rozčlenený a kuželotvorné toky mohli svoje korytá laterálne prekladať (12).

B. Vek pedimentu na paleogéne

Hornú hranicu možného veku pedimentu na paleogénnych pieskovočoch južnej časti Turčianskej kotliny udáva vek zvetralinového plášťa pedimentu. Na základe uskutočnených analýz je vek zvetralinového plášťa pedimentu s najväčšou pravdepodobnosťou staropleistocénny, resp. vrchnopliocénny. Do starších fáz pleistocénu tiež spadá sedimentácia štrkov na povrchu pedimentu, pričom tok, ktorý ich ukladal, pri laterálnych zmenách koryta denudoval podstatnú časť zvetralinového plášťa. Pediment na paleogéne je súčasťou rozsiahlejšej zarovnanej plochy, ktorá sa v severnej časti Turčianskej kotliny zachovala v oveľa väčšej rozlohe (11) ako v študovanom území. Ide o zvyšky poriečnej rovne medzi Turcom a Veľkou Fatrou, severne od Blatnického potoka.

Výsledky, ktoré sa dosiahli štúdiom zvetralinového plášťa pedimentu na paleogéne a zvetralinovo-deluviálneho plášťa na pyroklastikách mladotretiohorných vulkanitov, poukazujú na skutočnosť, že pedimenty študovaného územia sa začali vyvíjať vo vrchnom pliocéne, pričom obdobie ich formovania siahalo aj do najstarších fáz pleistocénu, azda až po mindel.

LITERATÚRA

1. Bakker J. P., *Some observations in connection with the recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climate changes*. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. B. I, 1960. — 2. Bakker J. P., *Grossregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen*. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlands

Aardrijkskundig Genootschap LXXX, 2, 1963. — 3. Buday T., *Neogén Turčianské kotliny*. Sborník ÚĽG, odd. geol. XXVII, 1962. — 4. Buday T., Cicha I., Seneš J., *Miozän der Westkarpaten*. Bratislava 1965. — 5. Činčura J., *O niektorých nových možnostiach korelácie riečnych terás na príklade stredného Považia*. Geografický čas. XVIII, č. 4, 1966. — 6. Činčura J., *Abhängigkeit der Hypersthenzerstörung am Alter der Flussterrassen*. Geologický sborník XVIII, 1, 1967. — 7. Činčura J., *Kvartér južnej časti Turčianskej kotliny*. Archív PFUK, Bratislava 1967. — 8. Konček M., *Sketch of climatic conditions in Slovakia*. Geografický čas. XVI, č. 2, 1964. — 9. Louis H., *Allgemeine Geomorphologie*. Mníchov 1961. — 10. Lukniš M., *Die Reliefentwicklung der Westkarpaten*. Wiss. Ztschr. d. Martin Luther Univ. Halle-Witt. Math.-Nat. XI/10, 1962.

11. Mazúr E., *Geomorfologický prehľad. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Žilina*. Bratislava 1962. — 12. Mazúr E., *Žilinská kotlina a príhlé pohoria*. Bratislava 1963. — 13. Mazúr E., *Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia*. Geografický čas. XVI, č. 2, 1964. — 14. Mazúr E., *Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements*. Geomorphological Problems of Carpathians, Bratislava 1965. — 15. Mensching H., *Glacis-Fussfläche-Pediment*. Ztschr. f. Geomorphologie 2, 1958. — 16. Ruchin L. B., *Grundzüge der Lithologie*. Berlin 1958.

Recenzoval E. Mazúr

Juraj Činčura

EIN BEITRAG ZUM ALTER DES FLUSSNIVEAUS IN DEN WESTKARPATEN

(am Beispiel des südlichen Teiles des Kessels Turčianska kotlina)

Der morphologisch am meisten ausgeprägte Kessel der Westkarpaten — Turčianska kotlina — stellt eine markante tektonische Depression dar, die den Charakter eines Grabens hat. Was die Struktur anbelangt, bildet der Kessel Turčianska kotlina eine Gestaltung, deren Grundlage schon bei der nachpaläogenen Faltung gelegt wurde, doch hängt die Individualisierung des Kessels erst mit dem Anhäufen der tortonischen und sarmatischen Vulkaniten im Südosten zusammen (11). Die gegenwärtigen Höhenrelationen zwischen dem Kessel Turčianska kotlina und seinem Gebirgssaum sind noch jüngeren Datums. Sie binden sich an pliozäne, radiale Bewegungen.

Gegenüber der älteren, kalten Perioden des Pleistozäns, als der Kessel Turčianska kotlina einen tundraartigen und entwaldeten Charakter hatte (7), kann man das heutige Klima im Sinne M. Konček (8) als mässig warm, feucht mit mässigem Winter charakterisieren.

Im Relief des Kessels kommen ausgeprägt zwei morphographische Stufen zur Geltung:

1. Flachlandgebiet, das aus den Flussauen des Turiec und seinen Zuflüssen gebildet ist,
2. Hügelland, aus den Resten des vor- und altquartären Reliefs des Kessels gebildet.

Gegenstand unseres Studiums ist das Flussniveau, das wir zusammen mit E. Mazúr (12, 13, 14) für eine Fläche halten, die in Form nicht sehr breiter Streifen längs aller grösserer Ströme in den Westkarpaten vorkommt und die klassische Entwicklung in den Kesseln erreicht. Das Flussniveau entstand hauptsächlich infolge des Hangrückzuges, jedoch die unteren Teile längs der grösseren Ströme (vergleiche 12, 13, 14) entstanden teilweise durch laterale Erosion.

Im südöstlichen und südlichen Teil des Kessels Turčianska kotlina an der Grenze mit den Gebirgen Velká Fatra und Kremnické vrchy an den Pyroklastiken jungtertiären Vulkaniten, an paläogenen Sandsteinen der Kesselausfüllung und teilweise auch am Mesozoikum treten markant das Flussniveau hervor. Über ihren höchstgelegenen Teilen liegt das Gebirge, die niedrigsten Teile stimmen praktisch mit der ältesten quartären Akkumulation des Turiec überein. Das Flussniveau ist hauptsächlich in ihren südlichen Teilen nur sehr wenig gegliedert und stellt ein typisches Pediment dar. In Richtung N beginnt sich die Oberfläche des Flussniveaus gliedern und man kann sie als gegliederte Pediplainfläche — Glazis bezeichnen (13, 15).

Die Verwitterungs-deluvialdecke, welche das Pediment an den Pyroklastiken bedeckt stellt in

ihrem heutigen Zustand eine polygenetische Formation dar. Sie besteht aus Ton bis tonigen Silt in dem grosse Blöcke pyroxenischer Andesite vorkommen. Das vorwiegende Tonmineral der Verwitterungs-deluvialdecke ist der Illit, mit Beimischung von 20 % Kaolinit. Das grobe Blockmaterial, dass in der Verwitterungs-deluvialdecke vorkommt befindet sich auch in der ältesten Quartärakkumulation des Turiec. Es handelt sich deutlich um Material, dass während der kälteren Phasen des Pleistozäns durch Solifluktion an niedriger gelegene Stellen verlegt wurde. Da die älteste Quartärakkumulation das Material der am Pediment hervortretenden Verwitterungserscheinungen enthält kann man feststellen, dass die Verwitterungsdecke des Pediments die Phasen der Verwitterung vor der Entstehung der ältesten Quartärakkumulation (höchstwahrscheinlich Mindel) widerspiegelt, so wie auch die pleistozäne Solifluktionsprozesse. Es wird vorausgesetzt, dass die Verwitterungsdecke des Pediments während des ältesten Pleistozän und oberen Pliozän entstanden ist.

Die Verwitterungsdecke des Pediments an paläogenen Sandsteinen tritt nur an wenigen Stellen hervor. Es handelt sich um braungelbe bis rostbraune sandige Lehme, dessen Mächtigkeit sich um 1 — 1,5 bewegt. Die ursprünglich viel mächtigere Verwitterungsdecke wurde von der Pedimentoberfläche durch einen kleineren örtlichen Strom beseitigt, der an der Pedimentoberfläche nach der Entstehung der Verwitterungsdecke floss und lateral sein Flussbet verlegte. Die Sedimente dieses Stromes treten an der Pedimentoberfläche in Form karbonatischen Schotter hervor. Die Unterschiede zwischen der mineralogischen Zusammensetzung des Muttergesteines und der Verwitterungsdecke sind gering. Das Verwitterungsmaterial des Pediments am Paläogen zeichnet sich durch die Dominanz des Illit aus. Die Veränderungen im Inhalt des Goethit im Verwitterungsprofil hängen wahrscheinlich mit der kleinen Widerstandsfähigkeit des Goethit gegen die mechanischen Einflüsse zusammen. In unserem Falle entstanden diese Veränderungen durch den mechanischen Einfluss des örtlichen Stromes, der nach der Entstehung der Verwitterungsdecke an der Pedimentoberfläche floss. Die Verwitterungsdecke am Paläogen des südlichen Teiles des Kessels Turčianska kotlina ist ähnlich dem Typ, welchen J. P. Bakker (1) für wärmere Perioden vom Mittelpliozän bis zum grossen Interglazial Mindel Riss beschreibt (gelbroter Typ mit vorwiegenden Illit). Nicht nur diese Analogie, sondern auch die morphologische Position der Verwitterungsdecke am Flussniveau führen uns zur Annahme, dass diese mit grösster Wahrscheinlichkeit in den Altleistozän, bezw. Oberpliozän entstand.

Die morphologische Position des Pediments an den Pyroklastiken so wie auch seine Beziehung zur Mindelakkumulation des Turiec und das Alter der Verwitterungsdecke erlauben uns eine gewisse Präzisierung der möglichen Entstehungsperiode des Pediments. Die Entstehung der Mindelakkumulation war im besprochenen Gebiet mit negativen Krustenbewegungen verbunden, welche gleichzeitig auch die weitere Pedimententwicklung verhinderten. Demnach indiziert gewissermassen das Alter dieser Akkumulation auch die obere mögliche Grenze der Entstehung des Pediments. Diese Tatsache erlaubt uns die mögliche Entstehungsperiode des Pediments vom oberen Pliozän auch in die ältesten Phasen des Pleistozäns verschieben, vermutlich bis in den Mindel, als noch im besprochenen Gebiet relative tektonische Stabilität herrschte, eine der wichtigsten Voraussetzungen zur Entstehung der Verebnungsflächen. Das Pediment an paläogenen Sandsteinen ist eine Parallele des Pediments an Pyroklastiken und wir schreiben ihm mit grösster Wahrscheinlichkeit das Oberpliozän-bis altleistozänalter zu.

Abschliessend kann man feststellen, dass die Gestaltung des Flussniveaus im besprochenen Gebiet auch nach dem Oberpliozän fortsetzte und bis in die ältesten Phasen des Pleistozäns vermutlich bis in den Mindel reicht.

Aus dem Slowakischen übersetzt von J. Kováčsová

Tab. 1. Röntgenanalysen der Verwitterungsdeluvialdecke des Pediments an Pyroklastiken jungtertiärer Vulkaniten im südlichen Teil des Turčianska kotlina Kessels (WK 12, 13, 14, 15 zwischen Horná Štubňa und dem Südende des Kessels Turčianska kotlina).

Tab. 2. Röntgenanalysen der Verwitterungsdecke der Reste einer älteren Verebnungsfläche (Panon) des südlichen Teiles der Gebirge Kremnické vrchy (WK 1, 2, 7, 8, 9, 10 zwischen den Gemeinden Kunešov und Kremnické Bane).

Tab. 3. Röntgenanalysen der Verwitterungsdecke am Paläogen des südlichen Teiles des Turčianska kotlina Kessels (WK 16, 17 — ursprüngliche Gesteine, WK 18, 19 — untere Zonen der Verwitterungsdecke, WK 20, 21 — höchste Zonen der Verwitterungsdecke zwischen den Gemeinden Turčiansky Michal und Rakša).

Tab. 4. Vergleich des Zerstörungsgrades des Hypersthen der ältesten quartären Akkumulation des Turiec mit dem Zerstörungsgrad des Hypersthen in den Rissterrassen des Turiec und Váh (t-Wert des Studenttestes).

Abb. 1. Korngrößenverteilung der Verwitterungs-deluvialdecke des Pediments an Pyroklastiken der jungtertiären Vulkaniten im südlichen Teil des Kessels Turčianska kotlina.

Abb. 2. Korngrößenverteilung der Verwitterungsdecke der Reste einer älteren Verebnungsfläche (Panon) im nördlichen Teil des Gebirges Kremnické vrchy.