
GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

53

2001

1

*Jozef Jakál**

POROVNÁVACIA ANALÝZA KRASOVÝCH PLANÍN ZÁPADNÝCH KARPÁT

J. Jakál: Comparative analysis of karst plateaux in the Western Carpathians. Geografický časopis, 53, 2001, 1, 8 figs., 1 tab., 50 refs.

The study deals with comparative analysis of the karst relief of the plateau type in the Western Carpathians. Firstly, it identifies the common features of the geological building and tectonic development of geomorphic wholes of the Slovak Karst, the Slovenský raj (Mts.), Muráň plateau, and a part of the Hnilec Hills. Then it assesses the degree of its karstification relying on the thickness and the typological scale of the karst and fluviokarst relief forms. Finally, the study presents the development of opinion and suggests genesis of karstification process from the Upper Cretaceous as evidenced by the filling of the karst hollows, and also emphasizes the stage of karstification, which occurred after the neotectonic uplifting and dissection of the plateau into a system of karst plateaux.

Key words: karst plateaux, comparative analysis, Western Carpathians

ÚVOD

Planinový kras je najlepšie rozvinutým krasovým reliéfom Západných Karpát, Slovenský kras je základnými morfológickými znakmi a stupňom skrasovania porovnateľný s planinovým krasom Grand Causses vo Francúzsku alebo krasom Slovinska. Azda s výnimkou morfológicky a hydrologicky aktívnych krasových polí sa tu stretávame so všetkými, pre kras charakteristickými formami exo- i endokrasu.

* Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava

Typ planinového krasu bol jednoznačne vymedzený i v starších klasifikáciách ako typ causses (Michovská 1957), planinový kras (Droppa 1966, Mazúr a Jakál 1969). Rozdielne zastúpenie foriem krasového reliéfu, autogénnosť, resp. alogénnosť vývoja krasu nás viedli k diferenciacii planinového krasu do dvoch skupín podľa stupňa skrasovatenia (Jakál 1993). Na určitý rozdiel v zastúpení prevažne fluviokrasových procesov na Muránskej planine oproti Slovenskému krasu upozornili Droppa (1966) a Mitter (1975).

K planinovému typu krasu zaraďujeme geomorfologické celky a podcelky Slovenský kras s rozlohou 365 km², Slovenský raj 168 km², Muránska planina 115 km² a Galmus 70 km² (údaje podľa Hochmutha 1989), čo predstavuje vyše 27 % z rozlohy krasových území Slovenska.

Kým základné morfoštruktúrne znaky jednotlivých geomorfologických jednotiek (celkov a podcelkov), ako i morfológické črty ich makroforiem sú porovnateľné, tak určité mezotvary, ale najmä zastúpenie individuálnych foriem reliéfu, štádium ich vývoja, prejavujú určité odlišnosti, a to nielen pri vzájomnom porovnaní geomorfologických jednotiek, ale i na jednotlivých planinách vo vnútri geomorfologických jednotiek. V tomto príspevku chceme tieto podobnosti a anomálie analyzovať.



Obr. 1. Pohľad na planiny Slovenského krasu, vľavo Silická planina, vpravo Plešivská planina, v popredí Rožňavská kotlina.

PLANINOVÝ KRAS SLOVENSKA

Planiny ako základné morfoštruktúrne jednotky (typu hrástí) sa vyznačujú vysokopoloženými náhornými plošinami, lemované strmými svahmi, s ktorými sa stretávajú v ostrej hrane. Strmé svahy oddeľujú planiny od fluviokrasových dolín a kotlín, miestami s miernejším prechodom do nekrasových morfoštruktúr susedných pohorí.

Vychádzajúc z geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš 1978), doplneného o naše poznatky týkajúce sa najmä vnútorného členenia reliéfu vyšších geomorfologických jednotiek, pokladáme za klasicky vyvinutý planinový kras tieto celky a podcelky (obr. 2):

1. Slovenský kras

Koniarska planina, Plešivská planina, Silická planina, Horný vrch, Zádielská planina, Jasovská planina, Dolný vrch. Navyše sem zaradíme aj morfologicky podobnú Borčiansku planinu (cf. Jakál 1975).

2. Spišsko-gemerský kras

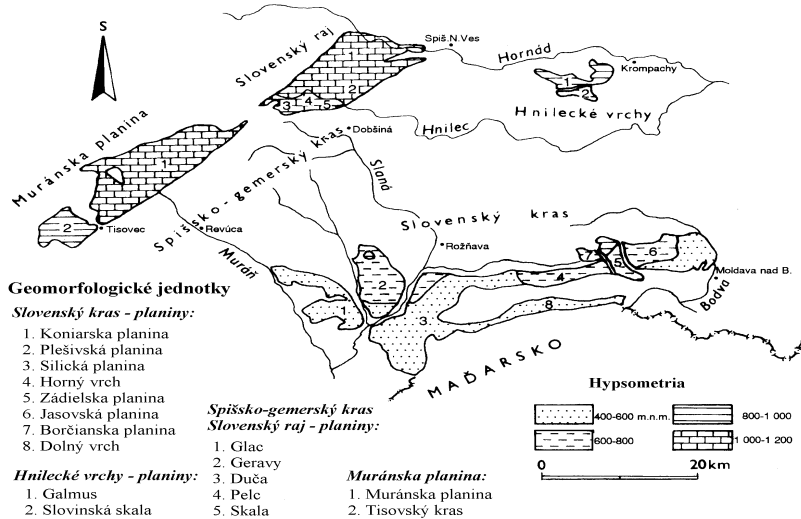
a) Muránska planina (ku ktorej priradíme aj časť Tisovského krasu, ktorý nesie niektoré znaky planiny).

b) Slovenský raj zahŕňajúci planiny Glac, Geravy, Duča, Pelc a Skala, pričom Duča predstavuje najmenej výraznú formu planiny.

3. Hnilecké vrchy

Planiny Galmus a Slovinská skala.

Určité znaky planinového krasu nesú i krasové územia severnej časti Bystrickej a Ponickej vrchoviny, ktorých svahy budované z karbonátových hornín sa strmo zvažujú do doliny Hrona. Náhorné plošiny majú zastúpenú širokú škálu krasových foriem (Môlčanský, Ponický kras) a smerom na juh pozvoľne prechádzajú do nekrasového reliéfu.



Obr. 2. Orientačná mapa a hypsometria planinového krasu Slovenska.

ŠTRUKTÚRNO-GEOLOGICKÉ PODMIENKY VÝVOJA PLANINOVÉHO KRASU

Planinový kras nesie celý rad spoločných štruktúrno-geologických vlastností umožňujúcich plný vývoj krasu. Planinový kras Západných Karpát sa viaže na oblasť tektonickej jednotky silicika. Horniny silického príkrovu budujú z pod-

statnej časti planiny Slovenského krasu, horniny muránskeho príkrovu Muránsku planinu a stratenský príkrov planiny Slovenského raja (Mello et al. 1997, Mello et al. 2000). Z litologického hľadiska sú najrozšírenejšie masívne wettersteinské vápence, plošne menší výskyt majú gutensteinské, steinalmské a reiflinske vápence (anis-karn). Wettersteinské vápence tvoria najčastejšie jadro planín a viažu na seba skrasovatelé centrálné časti náhorných plošín (najmä planín Slovenského krasu, Muránskej planiny a Slovenského raja). Spoločným znakom uvedených vápencov je ich vysoká chemická čistota, ktorá umožnila uplatnenie čisto korózneho krasového procesu v priebehu vývoja krasu od vrchnej kriedy a vytvorenie takmer úplného fenoménu krasového reliéfu viacerých generácií paleoforiem.

Dolomity, ktoré sú najčastejšie zastúpené v okrajových polohách krasových planín (južná časť Silickej planiny, východná Muránskej planiny a západná časť Slovenského raja), podmienili uplatnenie fluviokrasového procesu, čo sa odrazilo v tvorbe členitejšieho reliéfu s výskytom suchých valcovitých dolín, vyúsťujúcich do okolitého nekrasového reliéfu. Prejavuje sa tu nižšie zastúpenie, lokálne až absencia endokrasu.

Ďalším spoločným znakom je väzba planín na karbonátovú výplň mohutných synklinál, kým okolité erózne brázdy a kotliny sledujú antiklinálne výplne menej odolných nerozpustných hornín, ktoré najčastejšie patria spodnému triasu.

Pre vývoj hlbokého krasu je podstatná veľká mocnosť vápencov. Wettersteinské vápence Slovenského krasu dosahujú mocnosť 800 – 1200 m (Mello et al. 1997), v Slovenskom raji 330 – 500 m (Tulis a Novotný 1989). Veľká mocnosť vápencov ponorených pod súčasnú eróziu bázu umožňuje proces krasovatenia vo freatickej zóne.

Staré hlbinné zlomy svojim rozsahom poznačili reliéf viacerých geomorfologických celkov. Muránska zlomová línia vyvolala vznik 600 m vysokého strmého zlomového svahu Muránskej planiny a dolinou Veľkej Bielej vody rozčlenila Slovenský raj. Štítnické zlomové pásmo, prebiehajúce cez planinu Duča, usmernilo priebeh podzemných priestorov Stratenskej jaskyne (Tulis a Novotný 1989). Ďalej toto pásmo prebieha cez dolinu Štítnika, ktorou oddelilo Koniarsku a Plešivskú planinu a z juhu ohraničuje Silickú planinu oproti Bodvianskej pahorkatine.

Naznačené spoločné geologické znaky sa javia ako zjednocujúca črta planinového krasu. Treba zdôrazniť, že geologické pomery predurčili rozsah krasu a formovanie základných morfoštruktúrnych rysov krasu, predurčili hĺbku krasovatenia. Zlomy usmernili priebeh procesov, smer rozloženia a zoskupenia foriem, najmä fluviokrasových dolín a krasových jám (Jakál et al. 1992). Fáza neotektonického vývoja vyvolala diferencovaný pohyb krýh. Intenzita ich výzdvihu podmienila aktiváciu hĺbkového krasovatenia vo vyzdvihnutých kryhách, resp. u poklesnutých krýh (Rimavská kotlina) spôsobila následné pokrytie a fosilizáciu krasu. Anomálie v zastúpení foriem, v ich genetickej a morfolologickej škále sú výsledkom zmien paleoklimatických podmienok.

ANOMÁLIE V PREJAVE POVRCHOVÉHO KRASU NA PLOŠINÁCH PLANINOVÉHO KRASU

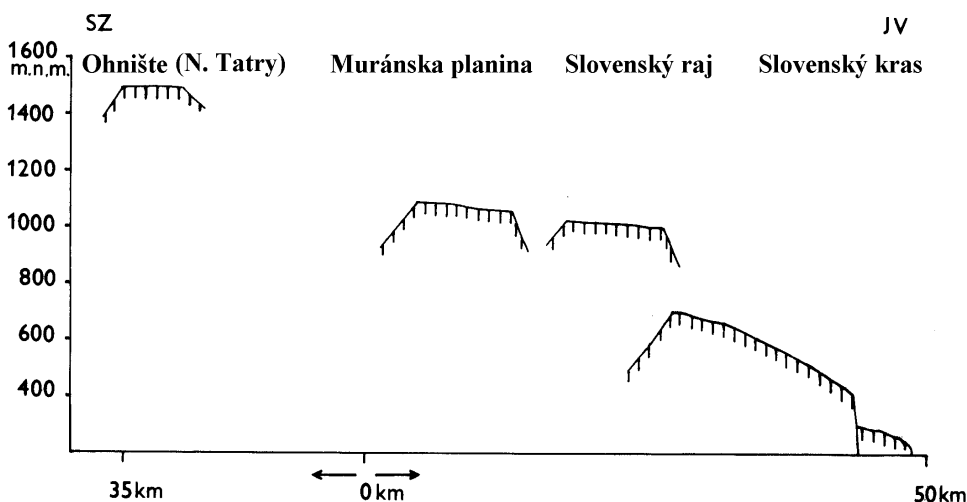
Morfometrické parametre

Morfometrické parametre ukazujú na nápadný rozdiel v postavení náhorných plošín v hypsometrickej mape Slovenska a na určitú zhodu v horizontálnej a čiastočne aj vertikálnej členitosti.

Hypsometrické parametre dokumentujú zvyšovanie absolútnej nadmorskej výšky náhorných plošín od juhovýchodu smerom na severozápad: Slovenský kras – centrálna časť 600 – 700 m n.m., Galmus 800 – 900 m n.m., Slovenský raj 1000 – 1100 m n.m., Muránska planina 1000 – 1200 m n.m., Ohnište (geneticky príbuzný zvyšok zarovnaného povrchu v Nízkych Tatrách) 1500 m n.m. Uvedené údaje indikujú klenbovité vyzdvihovanie Západných Karpát, nie však v zmysle celkového úklonu zarovnaných povrchov, ale formou stupňovitého vyzdvihovania čiastkových hrástí, ktorých intenzita výzdvihu stúpa smerom do centra Západných Karpát (obr. 3).

V rámci Slovenského krasu pozorujeme tiež diferencovaný tektonický vývoj, ktorý našiel odraz v štyroch hypsometrických stupňoch (od juhu na sever): 401 – 500 m n.m. (Koniarska planina), 501 – 600 m n.m. (centrálna časť Silickej planiny, Dolný vrch a juh Plešivskej planiny), 601 – 700 m n.m. (centrálna časť Plešivskej planiny, sever Silickej planiny) a 701 – 800 m n.m. (sever Plešivskej planiny, sever východných planín). Hypsometria Slovenského krasu naznačuje na stupňovitý výzdvih a naklonenie jednotlivých blokov planín (krýh druhého rádu). Tento vývoj potvrdzuje aj analýza radarového záznamu (Jakál et al. 1992).

Celkový sklon náhorných plošín Slovenského krasu k juhu a východu vykazuje $2-4^{\circ}$ a naznačuje, že je výsledkom neotektonického vývoja územia s najin-



Obr. 3. Rozloženie hrástí a výšková poloha ich náhorných krasových plošín v priestore Západných Karpát.

tenzívnejším výzdvihom v severozápadnej časti kulminujúcej na severe Plešivskej planiny. Na juhu Slovenského krasu došlo k relatívnemu poklesu krýh ležiacich južne od štítnického zlomu a k ich následnému pokrytiu poltárskym súvrstvím.

Relatívna výšková členitosť vykazuje určité rozdiely medzi geomorfologickými celkami. Na plošinách centrálnej časti Slovenského krasu dosahuje 30 – 100 m, v severnej časti 100 – 180 m, podobne ako v Slovenskom raji a na Muránskej planine. Tomuto rozloženiu zodpovedá aj *horizontálna členitosť* v Slovenskom krase 0,5 – 1,25 km/km², v Slovenskom raji a na Muránskej planine 1,25 – 1,75 km/km². Tieto rozdiely pripisujeme väčšej geologickej pestrosti, hlbšie ležiacej eróznej báze a silnejšiemu uplatneniu fluvialných procesov v Slovenskom raji, na Muránskej planine a v Galmuse oproti Slovenskému krasu.

Stupeň skrasovatenia

Stupeň povrchového skrasovatenia nesie znaky značnej odlišnosti medzi náhornými plošinami jednotlivých geomorfologických celkov a podcelkov. Slovenský kras sa vyznačuje takmer úplným zastúpením foriem povrchového krasu. Jednotlivé formy (škrapy, krasové jamy, typy dolín a okrajových foriem) sú zastúpené v širokej morfolologickej i genetickej škále (obr. 4). Ostatné geomorfologické celky Slovenský raj, Muránska planina a Galmus majú typologicky užšiu škálu a početne menšie zastúpenie krasových foriem na km². Prejav foriem exokrasu na povrchu týchto celkov je čiastočne zotretý mocnejšou pôdnou pokrývkou oproti takmer odokrytému povrchu Slovenského krasu.



Obr. 4. Plošina Silickej planiny s vysokým stupňom skrasovatenia.

Výrazné rozdiely pozorujeme pri porovnaní stupňa skrasovatenia medzi klasicky vyvinutými planinami s ostro ohraničenou plošinou (Muránska planina, planiny Geravy a Glac v Slovenskom raji) a menej výraznými formami planín (Tisovský kras, Galmus). Kým v prvej skupine ide o relatívne širokú škálu foriem, v druhej sa povrchový kras obmedzuje na staré senilné doliny, ktoré sú miestami prehĺbené krasovými jamami do uvalovitých foriem. Krasové jamy sú tu najčastejšie lievikovitého tvaru.

Veľmi široká škála foriem krasu nám v rozsahu tejto práce neumožňuje ich podrobnú analýzu, a tak ich prehľad a zastúpenie v geomorfologických celkoch uvádzame v tab. 1.

Určité anomálie sa však vyskytujú aj vo vnútri geomorfologických celkov. V Slovenskom krase sú stupňom povrchového skrasovatenia porovnateľné všetky planiny s výnimkou Jasovskej planiny, na ktorej sa len sporadicky vyskytujú povrchové formy a takmer absentujú krasové jamy, najmä v južnej časti (obr. 5). Príčinou len veľmi sporadického výskytu krasových jám na Jasovskej planine je pravdepodobne častejší výskyt dolomitov, ktoré nie sú tak vhodné pre korózy proces ako vápence. V starších geologických mapách 1:200 000 (1963) sú zakreslené v tejto oblasti pelson-ladinské svetlé vápence a cukrovité dolomity, kým v novších mapách 1:50 000 (1997) iba wettersteinské vápence. Wettersteinské vápence v iných častiach Slovenského krasu sú poznačené množstvom krasových jám. Planina Pelc v Slovenskom raji vyniká oproti iným planinám tohto územia širokou škálou dokonale vyvinutých foriem a charakterom svojho reliéfu a stupňom skrasovatenia sa približuje planinám Slovenského krasu. Rozdiely nie sú podmienené litologickým podkladom, ale určitou anomáliou v ich vývoji.

Rozloženie neogénnych foriem krasu v priestore náhorných plošín

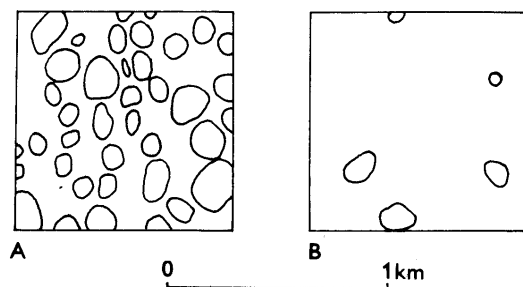
Dominantnými formami starších fáz krasovatenia sú *kuželové vrchy*, vystupujúce nad úrovňou stredohorského povrchu a geneticky mladšie krasové priehlbne (paleopolja), ktoré sú vhlbené do tohto povrchu.

Kuželové vrchy niektorí autori pokladajú za zvyšky tropického kuželového krasu (Kemeny 1961, Lukniš 1962, Činčura 1999). Ich výskyt sa viaže na severozápadnú časť Slovenského krasu, a to na Koniarsku a Plešivskú planinu (vždy v okrajových častiach náhornej plošiny). Tvarom a okrajovou polohou ich môžeme skôr charakterizovať ako premodelované tektonicky vyššie vyzdvihnuté kryhy. Ich poloha sponchýbňuje vznik kuželového krasu pediplanačným ústupom svahov a prienikom korózie pozdĺž tektonicky oslabených zón smerom do masívu (Jakál 1975, 1983). Tvarom plochého kužela nepripomínajú kužele tropického krasu (terénne konzultácie s H. Lehmannom a J. Roglicom). Niektoré kužele, napríklad Ostré vŕšky na Plešivskej planine, sa viažu na tisovské vápence (karn) vystupujúce z priestoru budovaného wettersteinskými vápencami (ladin). V Slovenskom raji kuželové formy vystupujú na planine Pelc (Jakál 1983; Novotný a Tulis 1998). Väčšinu kopovitých foriem Slovenského krasu môžeme zaradiť medzi klasické humy, ako napr. kopovitú formu Veľkej Poľany na planine Glac. Kopovité vrchy na Borčianskej planine Slovenského krasu predstavujú typické štruktúrne tvrdoše (Jakál 1975).

Tab. 1. Zastúpenie foriem exokrasu podľa geomorfologických jednotiek planinového krasu

Formy náhorných plošín										Formy rozčleňujúce plošiny				
Geomorfologická jednotka	Krasové formy							Fluviokrasové formy						
	Škrapy	Krasové jamy (závrty)	Uvaly	Paleopolja	Semipolja	Kuželové vrchy	Humy	Štruktúrne tvrdose	Senilné doliny	Slepé-poloslepe doliny	Rokliny	Tiesňavy	Kaňony	Okrajové polja
	A/5	A/6	A/1	A/1	-	B/1	-	C/1	C/1	B/2	-	B/1	A/1	B/1
Slovenský kras	B/4	B/4	B/1	B/1	-	C/1	B/1	-	B/1	-	A/1	A/2	-	
Slovenský raj	B/4	B/5	B/1	-	C/1	-	-	-	B/1	C/1		B/2	-	
Muránska planina	C/2	C/3	C/1	-		-	B/1	-	B/1			C/1	-	
Galmus (Hmielecké vrchy)														

Hustota výskytu foriem:
A – vysoká hustota, B – priemerná hustota, C – sporadický výskyt
Číslo 1 až 6: počet morfologických a genetických typov príslušnej formy



Obr. 5. Hustota krasových jám v Slovenskom krase (A – Plešivská planina, B – Jasovská planina).

Krasové priehlbne (Jakál 1971) sú formou, ktorá sa vyskytuje v centrálnej časti Slovenského krasu (Plešivská a Silická planina) a v Slovenskom raji (planiny Geravy a Glac). Ich uzavretosť a plochosť dna, rozloha (asi 1 km²) spĺňajú morfológické kritériá polji. Hydrologicky však stratili svoju funkciu v dôsledku tektonického vyzdvihnutia územia a zníženia úrovne podzemných krasových vôd. Tým sa stali morfológicky i hydrologicky inaktívne, čo nám umožňuje označiť ich za *paleopolja*.

Senilné doliny rozčleňujú náhorné plošiny a sú zahĺbené do stredohorského povrchu. Spravidla vyúsťujú na okraj plošín, sú suché a ich dno rozčleňujú mladšie krasové jamy. Sú sprievodným javom planín Slovenského raja (Lukniš 1945), Galmusu (Droppa 1972) a Muránskej planiny (Mitter 1975). Takmer absentujú v Slovenskom krase.

Krasové jamy sú kontinuálne zväčšované a prehĺbované od popanónskeho vyzdvihnutia plošín, teda počas pliocénu i kvartéru. V kvartéri významne pozmenili dno senilných dolín, čím tieto nadobudli miestami tvar uval.

Fluviokrasové formy

V miernej klimatickej zóne je súčasné formovanie dolín v krase výsledkom viac erózneho ako čisto krasového – korózneho procesu. Úpätné suťové kužele sú pleistocénneho až holocénneho veku, čo dokazuje podobný vývoj počas celého kvartéru. Riečna sieť a smer dolín boli predurčené starými zlomovými líniami, na ktorých bol obnovený pohyb v neotektonickej fáze alebo sa viažu na zlomy, ktoré v tejto fáze vznikli.

Vývoj dnešnej riečnej siete bol ovplyvnený i kvartérnym vyzdvihom územia, niektoré doliny v krase sa silnejšie prehĺbili (Hnilec, Hornád), iné rozširovali v relatívnom tektonickom pokoji svoje dna (Slaná, Štítnik). Produktom kvartérneho vývoja sú doliny Blatnice a Hajského potoka vo východnej časti Slovenského krasu (Jakál 1975, Čílek 1999).

Väčšinu dolín, vzhľadom na procesy ich vzniku a tvar, by sme mohli skôr označiť za „doliny v krase“ ako fluviokrasové. Z hydrologického hľadiska častý výskyt ponorov a vyvieráčiek v úrovni ich dna nás oprávňuje používať termín fluviokrasové doliny.

V našej literatúre dochádza často k zamieňaniu pojmov kaňon a tiesňava (obr. 6 a 7). Pre doliny Slanej a Štítnika sa jednoznačne zaužíval termín kaňon. V karpatskej geomorfológii pod kaňonom rozumieme hlbokú dolinu rozčleňujúcu náhornú plošinu s charakteristickými strmými svahmi a širokou nivou bez riečnych terás. Kaňonom označujú niektorí autori aj určité úseky Hnilca v Slovenskom raji (Lukniš 1945, Tulis a Novotný 1989), resp. Poračského potoka v Hnileckých vrchoch (Droppa 1972). Typickými tiesňavami sú Zádielska dolina a Hájska dolina Slovenského krasu. Ide o hlboké doliny so strmými svahmi, len niekoľko metrov širokým dnom a nevyrovnaným pozdĺžnym profilom koryta s kaskádami a krútnavovými hrncami na ich dne. Prechodnou formou sú úseky dolín Hnilca a Poračského potoka, ktoré majú širšie dno s formovaním nivy a miernejší spád koryta oproti tiesňavám, ale sú zovretejšie, užšie ako kaňony.

Riečna sieť nesie znaky rozdielnosti medzi krasovými geomorfologickými celkami. Slovenský raj sa vyznačuje veľmi hustou sieťou riečnych dolín, ktoré vo vnútornej časti územia prevažne formovali krátke autochtónne toky. Preto je tu aj najčastejší výskyt úsekov s charakterom roklín, ktoré prechádzajú v tiesňavy (Kysel', Suchá Belá, Piecky, Veľký Sokol a iné). Okrajové časti Slovenského raja prerazávajú alochtónne rieky, na juhu antecedentná dolina Hnilca, na severe prelomová antecedentno-epigenetická dolina Hornádu.

Slovenský kras má nižšiu hustotu riečnej siete ako Slovenský raj, pričom značná časť riečnej siete je premiestnená do podzemia. Textúra riečnej siete je predurčená starými zlomovými líniami (kaňony Štítnika a Slanej, dolina Čremošnej) a mladotektonickým vyzdvihnutím územia (tiesňavy Blatnice a Hájskeho potoka). V Slovenskom krase sú zastúpené takmer výlučne alochtónne riečne povrchové toky.



Obr. 6. Tiesňava Blatnického potoka – Zádielska dolina.



Obr. 7. Kaňon rieky Slanej.

SPOLOČNÉ ČRTY VÝVOJA ZÁKLADNÝCH MORFOLOGICKÝCH RYSOV PLANINOVÉHO KRASU

Pri hľadaní spoločných reliéfnych znakov sme sa opierali o porovnávanie morfometrických parametrov reliéfu, ktoré jednoznačne nasvedčujú na podobný vývoj makrotvarov. Okrem toho sme vzali do úvahy aj nálezy výplne krasových dutín a jaskýň, ktoré potvrdzujú vývojové fázy krasovatenia od vrchnej, resp. strednej kriedy. Stopy po najstarších fázach krasovatenia nenachádzame na všetkých planinách krasu Slovenska, predsa však torzá nálezov dopĺňujú celkovú mozaiku paleogeografického vývoja krasu. Medzi najvýznamnejšie zaradujeme výplne jaskýň a krasových dutín vrchnokriedovými sedimentmi v oblasti Slovenského krasu (Mazúr a Jakál 1971, Mello a Snopková 1973, Jakál 1975, Marschalko a Mello 1993, Cílek a Svobodová 1998).

Nálezy drobných štrkov v Slovenskom raji a na Muránskej planine (Lukniš 1974, Mitter 1975), v Slovenskom krase (Jakál 1973, 1975) sa interpretovali ako zvyšky paleogénnych sedimentov (Lukniš 1974), resp. ako miocénne zvyšky fluviálnych sedimentov (Jakál 1978, Mitter 1975). Výplň najnižšie ležiacej fosilizovanej jaskynnej úrovne Domice, ktorá pozostáva zo štrkov a pieskov poltárskeho súvrstvia, umožnil zaradiť vývoj jaskyne do vrchného miocénu (Jakál 1995). Najväčšie množstvo nálezov potvrdzuje intenzívny krasový proces a proces tvorby úpätných suťových kužeľov v obdobiach kvartéru (Ložek 1986, Ložek a Horáček 1992).

Tektogenézu územia v neotektonickej fáze môžeme odvodiť od výplne kaňonov a kotlín poltárskym súvrstvím (Vass et al. 1989, Jakál 1995).

Vrchnokriedová fáza krasovatenia

Vrchnokriedová fáza krasovatenia je doložená výplňou krasových dutín v Gombaseckom kameňolome (Plešivská planina). Výplň pozostáva z tmavošedých až čiernych bridlíc a pieskovcov s palynologickými nálezmi, pôvodne usadených na povrchu, ktoré boli počas mladších tektonických pohybov zavrásnené, miestami hlboko vklinené do triasových vápencov (Mello a Snopková 1973). Pri riešení genézy Slovenského krasu (Jakál 1975) na základe tvaru dutín a charakteru ich stien sme sediment označili za výplň skrasovatelých dutín premiestnenú z povrchu a na základe toho určili vrchnokriedovú fázu krasovatenia.

Marschalko a Mello (1993) na základe charakteru sedimentov a blokov vápencov spadnutých zo stropov jaskýň do laminovaného sedimentu dokazujú, že ide o jaskynný sediment. Nálezy podobných sedimentov v dutinách hlbšie ležiacich v stene kameňolomu poukazujú na intenzívny a hlboký proces krasovatenia. Vrchnokriedový sediment Host'oveckého kameňolomu na planine Dolný vrch sa interpretuje ako výplň závrty (Cílek a Svobodová 1998).

Povrchová kužeľová forma Ostrej skaly pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, ktorá vystupuje spod vrchnokriedových zlepcov, sa pokladá za exhumovaný relikť tropického vrchnokriedového krasu (Tulis a Novotný 1989), resp. za exhumované polje s mogotom Ostrej skaly strednokriedového tropického krasu (Činčura 1999). Vrchnokriedové karbonátové zlepence poukazujú na rozpad okolitých karbonátových hornín, a tým aj na narušenie pôvodnej štruktúry povrchového krasového reliéfu. Ostrá skala sa javí skôr ako produkt okrajovej epigenézy rieky Hnilca.

Etapa paleogénnej fosilizácie a miocénnej exhumácie planinového krasu

Lukniš (1974) na základe nálezov drobných štrkov na plošinách Muránskej planiny predpokladá, že starý nivelizovaný povrch, ktorý dnes predstavuje náhornú plošinu, sa formoval ešte pred transgresiou paleogénu. Drobné štrky pokladá za rezíduum po rozpadnutých paleogénnych zlepencoch, ktoré sa vyskytujú v bazálnej časti centrálnokarpatského flyša. Tento povrch bol podľa neho exhumovaný počas staršieho miocénu. Prekrytie krasu paleogénom viedlo k jeho fosilizácii.

Činčura (1993) považuje časť paleoalpínskeho planinového krasu za exhumovaný spod paleogénnych sedimentov a časť za reliktný kras. Podrobnú petrografickú analýzu drobných štrkov uvádza Jakál (1975) zo Slovenského krasu a Mitter (1975) z Muránskej planiny. Granulometrickou analýzou sa zistila najčastejšia veľkosť obliakov asi 10 mm. Petrografické zloženie je takmer v oboch územiach identické, ide o vulkanické sklo, metakvarcit, žilný kremeň, kremený pieskovec, Fe oxidy a radiolarity.

Výskyt porovnateľných drobných štrkov v jaskyniach a jaskynných systémoch je len veľmi ojedinelý. Z Vápennej jaskyne (Silická planina) sú opísané drobné okruhliaky (Štibrányi a Ženiš 1986), porovnateľné so štrkami na povrchu krasu (Jakál 1975). Hochmuth (1989) zaznamenal materiál zložený zo sľudy, kremeňa a magnetitu v jaskyni Skalistého potoka (Jasovská planina), pochádzajúci zo Slovenského rudohoria, ktorý nie je porovnateľný s vyššie spomenutými štrkami. V jaskyni Bobačka (Muránska planina) sa nachádzajú piesky pochádzajúce

júce z kryštalinika na Javorine (Kováč a Merta 1991). Posledné dva nálezy, ako i nález pieskovcov v Medvedej jaskyni (Slovenský raj) (Janáček a Schmidt 1965), nie je možné stotožňovať so štrkami, ktoré boli opísané Jakálom (1975) a Mitterom (1975).

Ak pripustíme existenciu predpaleogénneho zarovnaného povrchu, zostáva nám potom vysvetliť jeho úplnú exhumáciu spod paleogénnych zlepcov. Proces povrchového odnosu zlepcov v staršom miocéne mohol prebehnúť formou abrázie, pediplanácie alebo plošného odnosu. U prvých dvoch procesov muselo dôjsť k transformácii a k zrezaniu predpaleogénneho povrchu. Pri plošnom odnose sa mohol tento povrch zachovať. V každom prípade depresné formy krasu (krasové jamy, uvaly, polja) sú mladšieho veku a ich tvorba mohla nastúpiť až po exhumácii. Nie je možné vysvetliť odnos zlepcov z uzavretých depresných foriem povrchovým odnosom a len veľmi ojedinelý výskyt drobných štrkov v jaskynných systémoch vylučuje i možnosť ich vyprázdnenia podzemným odnosom.

Takto exhumovaný povrch podliehal procesom, ktoré boli vyvolané klimatickými zmenami v priebehu neogénu. Obdobie bádania, ale najmä panónu poskytovalo priaznivé tektonické, morfometrické a klimatické podmienky pre tvorbu kaolinitových kôr zvetrávania (Kraus 1989). Nový povrch, ktorý vznikol na kontakte zvetraliny a materskej horniny, má len málo spoločné s predpaleogénnym povrchom.

Panónske plošiny, predpontské rozčlenenie reliéfu a obnovenie krasovatenia

V súčasnosti sa akceptuje zaradenie náhorných plošín krasových planín do systému stredohorského zarovnaného povrchu panónskeho veku. Už Sawicky (1908) zaradil vznik plošín, formovaných riečnymi tokmi Slovenského krasu, do miocénu.

Najrozšírenejším morfológickým fenoménom Západných Karpát je stredohorská roveň, vymedzená Luknišom (1962, 1964) a Mazúrom (1963, 1965) na základe morfológických znakov, denivelácie reliéfu, relatívnej výšky nad súčasnou eróznou bázou, korelácie medzi rovňami a neogénnou výplňou kotlín, vzťahu zarovnaných povrchov k vulkanickým štruktúram, kôram zvetrávania a k fázam tektonických pohybov s použitím dobovej geologickej chronostratigrafie. Kraus (1989) na základe komplexnej analýzy kaolínových kôr zvetrávania popisuje dve etapy kaolinizácie, z ktorých významnejšia (panón) dobre koreluje s obdobím formovania stredohorskej rovne a druhá (pliocén – pleistocén) s obdobím formovania poriečnej rovne. Sprievodným znakom jednotlivých krasových plošín stredohorskej rovne je porovnateľný stupeň skrasovatenia, častý výskyt červeníc, vyplňujúcich najmä škrapové depresie (Jakál 1983). Stredohorský zarovnaný povrch sa stotožňuje s povrchom krasových plošín v množstve starších i novších prác, týkajúcich sa Slovenského krasu (Mazúr a Jakál 1971; Jakál 1975, 1983; Liška 1995), Muránskej planiny (Mitter 1975), Slovenského raja (Tulis a Novotný 1989, 1998) a planiny Galmus (Droppa 1972).

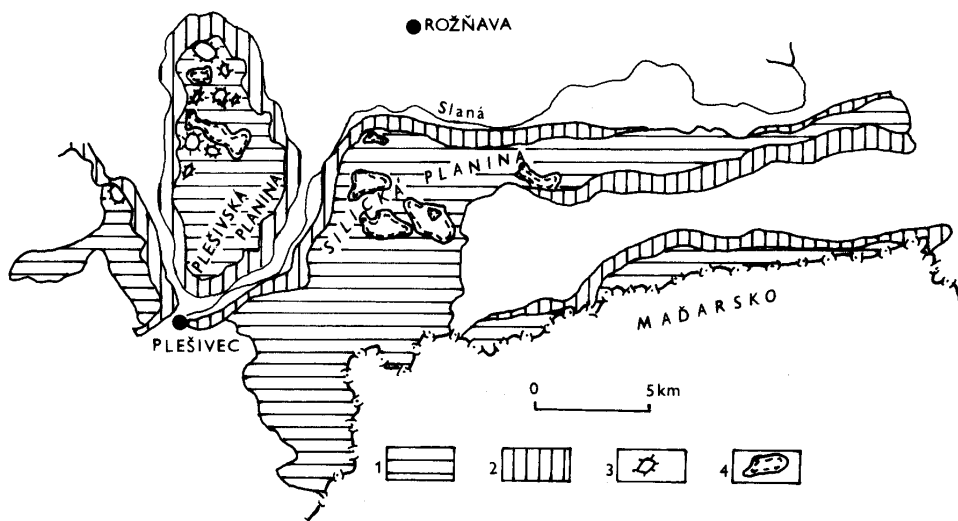
V prípade, že akceptujeme panónsky stredohorský povrch, tak k jeho výraznému rozčleneniu došlo vo fáze neotektonického vyzdvihnutia, ktoré nastúpilo po panóne. Vznikli hlboké kaňony (Slaná, Štítnik, dolina Muráňa a iné.), erózne brázdy a kotliny založené na menej odolných horninách (Rožňavská, Turnian-

ska, okolie Dobšinskej ľadovej jaskyne a iné). Poltárske súvrstvie uložené v pante (Vass et al. 1989), vyplňujúce kotliny a kaňony, umožňuje ohraňenie veku výzdvihu do obdobia medzi panónom a pontom. Až 130 m mocná výplň tohto súvrstvia zároveň poukazuje na veľmi intenzívny výzdvih územia náhorných plošín v tomto období (hlbka kaňonov dosahovala výše 500 m).

Prudké zníženie eróznej bázy viedlo k odnosu zvetralín tak povrchom, ako aj cestou uvoľnených podzemných dutín. Obnovil sa proces hlbkového krasovatenia na povrchu i v podzemí. Odrazom rýchleho a vysokého vyzdvihnutia planín je prevaha vertikálnych jaskýň, ležiacich v horninovom prostredí medzi povrchom plošín a úrovňou riečnych korýt odvodňujúcich krasové územie (Jakál 1995). Takýto vývoj je dominantný najmä v prípade planín Slovenského krasu, predovšetkým Plešivskej a Silickej planiny. Na súčasnú eróznú bázu sa viažu horizontálne jaskyne kvartérneho veku.

Jaskyňa Domica svojím dvoj etapovým vývojom formovania pred pontom a počas pliocénu a kvartéru (Droppa 1970, Jakál 1975, 1983) naznačuje kontinuálny priebeh krasovatenia počas tohto obdobia.

Formovanie krasu v priebehu kvartéru nesie množstvo spoločných znakov vo všetkých územiach planinového krasu. Treba zdôrazniť, že tvorba hlbokých krasových jám začala po odkrytí povrchu od panónskych kôr zvetrávania a najmä v interglaciálnych obdobiach a v prechodných fázach (anaglaciáloch a katalgaciáloch) dochádzalo k ich prehĺbovaniu a rozširovaniu. Viaceré analýzy súťových upätých kužeľov poukazujú na ich staropleistocénny až recentný pôvod. Mnohé výplne krasových dutín odkrytých v početných kameňolomoch majú kvartérny pôvod (Ložek 1986, Ložek a Horáček 1992).



Obr. 8. Priestorové rozloženie miocénnych foriem v Slovenskom krase.

1 – náhorné plošiny, 2 – svahy planín, 3 – kužeľové vrchy, 4 – paleopolja

ZÁVER

V predloženej práci sme sa pokúsili v chronologickom slede zhrnúť a doplniť publikované názory na vývoj planinového krasu a individuálnych geomorfologických foriem.

Pri riešení genézy planinového krasu Slovenska musíme odlíšiť dôkazy, ktoré potvrdzujú etapovitosť vývoja krasu od dôkazov, ktoré potvrdzujú vek reliktných, resp. exhumovaných foriem povrchového krasu. Zatiaľ čo výplne krasových dutín zakonzervovali určitú krasovú formu mladšími sedimentmi, povrchové formy boli počas viacerých fáz krasovatenia (vyvolaných buď tektonickým pohybom alebo klimatickou zmenou) kontinuálne transformované. Vypuklé formy sa zmenšovali (kužele, kopy), duté formy podliehali procesom rozširovania a zväčšovania (krasové jamy, uvaly, polja).

Detailné stvárnenie krasového povrchu bolo denudačným procesom celkom zmenené. Ak pripustíme exhumáciu predpaleogénnych plošín, potom tvorba mladšieho zarovnaného povrchu mohla prebiehať v priaznivej klíme a pri tektonickom pokoji v Západných Karpatoch v bádene a panóne. Za priaznivých podmienok sa tvorili mocné kôry zvetrávania, vznikol nový povrch na kontakte zvetralinovej kôry a podložnej horniny. Následne odkrytý povrch sa stal iniciálnym reliéfom pre formovanie nového povrchového krasu. K takejto situácii došlo v Západných Karpatoch po tektonickom vyzdvihnutí panónskeho zarovnaného povrchu. Obnovil sa aj proces podzemého krasovatenia, ktorý sa sústreďoval na rozširovanie pôvodných dutín, vyprázdňovanie upchatých dutín, resp. obišiel fosilizované formy (napr. výplne vrchnokriedového materiálu v Gombaseckom kameňolome).

Skrasovatenie ľadovcami vyhladených plôch a morénových materiálov v Alpách, na ktorých vznikli krasové jamy, výrazné škrapy rôzneho typu, ukazuje na intenzívne a pre formovanie nových tvarov veľmi efektívne krasovatenie v krátkom postglaciálnom období. Počas kvartréru bol povrch náhorných plošín Západných Karpát značne odkrytý, čo vytváralo priaznivé podmienky pre formovanie nových (škráp, krasových jám) a transformovanie starších foriem reliéfu (kužeľových vrchov, krasových jám, paleopolji a pod.) čisto koróznym procesom. Atlantik, obdobie s klimatickým optimom, detailne stvárnilo reliéf do drobných foriem rozsiahlych škrapových polí.

Tento príspevok bol spracovaný v rámci riešenia projektu 2/7049/20, ktorému bol udelený finančný príspevok grantovou agentúrou VEGA.

LITERATÚRA

- BOSÁK, P., FORD, D., GLAZEK, J., HORÁČEK, I. (1989). *Paleokrast a systematic and regional review*. Praha (Academia).
- CÍLEK, V., SVOBODOVÁ, M. (1998). Svrchnokřídové výplně závrtů v lomu Host'ovce a Gombasek ve Slovenském krasu. In Smith, J., ed. *Výskum a ochrana prírody Slovenského krasu*. Brzotín (SAŽP), pp. 41-48.
- CÍLEK, V. (1999). Staropleistocenní sutě Slovenského krasu a jejich význam pro tvorbu krasového reliéfu. In Bella, P., ed. *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň*. Liptovský Mikuláš (Správa slovenských jaskýň), pp. 36-41.
- ČINČURA, J. (1993). Plateau paleokrast of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 44, 43-48.

- ČINČURA, J. (1999). Cretaceous karst environment of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50, 21-23.
- DROPPA, A. (1966). *Typisation of the Karst Region in the Carpathians. Problems of the Speleological Research*, 2. Brno (ČSAV), pp. 23-32.
- DROPPA, A. (1970). Príspevok k vývoju jaskyne Domica. *Československý kras*, 22, 65-72.
- DROPPA, A. (1972). Krasové javy horskej skupiny Galmus. *Geografický časopis*, 24, 185-200.
- FORD, D., WILLIAMS, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. London (Chapman – Hall).
- HOCHMUTH, Z. (1975). Drienčanský kras v Slovenskom rudohorí. *Geografický časopis*, 27, 282-289.
- HOCHMUTH, Z. (1989a). Novšie výsledky výskumu krasu na východnom Slovensku. In Michaeli, E., ed. *Zborník referátov z geografického seminára, Prešov 12.-13.9.1989*. Prešov (Katedra geografie Pedagogickej fakulty v Prešove), pp. 17-21.
- HOCHMUTH, Z. (1989b). Výsledky speleopotápačského prieskumu jaskyne Skalistého potoka. *Slovenský kras*, 27, 3-28.
- JAKÁL, J. (1971). Príspevok k poznaniu krasových priehlbín v Slovenskom krase. *Geografický časopis*, 23, 305-315.
- JAKÁL, J. (1973). *Kras Silickej planiny*. Rukopis, Geografický ústav SAV, Bratislava.
- JAKÁL, J. (1975). *Kras Silickej planiny*. Martin (Osveta).
- JAKÁL, J. (1983). Krasový reliéf a jeho význam v geomorfologickom obraze Západných Karpát. *Geografický časopis*, 35, 160-183.
- JAKÁL, J. (1991). Poznámky k výskytu paleokrasu kriedovo-paleocénneho veku v Maľých Karpatoch. *Slovenský kras*, 29, 79-81.
- JAKÁL, J., FERANEC, J., HARČAR, J., LACIKA, J., URBÁNEK, J. (1992). Využitie radarových záznamov v geomorfológii. *Mineralia Slovaca*, 24, 257-269.
- JAKÁL, J. (1993). *Karst Geomorphology of Slovakia. Typology. Map on the Scale 1:500 000*. Geographia Slovaca, 4. Bratislava (Geografický ústav SAV).
- JAKÁL, J. (1995a). Einfluss der Neotektonik auf die Reliefgenese des Slowakischen Karstes. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 137, 125-132.
- JAKÁL, J. (1995b). Geological-structural and paleoclimatic conditions of the development of underground karst of the Western Carpathians. *Studia Carsologica*, 6, 117-130.
- JANÁČIK, P., SCHMIDT, Z. (1965). Medvedia jaskyňa v Stratenskej hornatine. *Slovenský kras*, 5, 10-36.
- KEMÉNY, A. (1961). Geomorfologické pomery planiny Koniar. *Geografický časopis*, 13, 104-139.
- KOVÁČ, L., MERTA, K. (1991). Najnovšie objavy v jaskyni Bobačka. *Slovenský kras*, 29, 179-183.
- KRAUS, I. (1989). *Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát*. Západné Karpaty – séria mineralógie, petrológie, geochemie, metalogenézy, 13. Bratislava (Geologický ústav Dionýza Štúra).
- LIŠKA, M. (1995). Povrch. Poloha a morfografická charakteristika. In Rozložník, M., ed. *Slovenský kras, CHKO-biosférická rezervácia*. Martin (Osveta), pp. 22-27.
- LEHMAN, H. (1954). Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazone. *Erdkunde*, 8, 112-139.
- LOŽEK, V. (1986). Príspevok k otázke stáří suťových brekcií v údolí Slané. *Československý kras*, 37, 93-94.
- LOŽEK, V., HORÁČEK, I. (1992). Slovenský kras ve světle kvarterní geologie. *Slovenský kras*, 30, 29-55.

- LUKNIŠ, M. (1945). *Príspevok ku geomorfológii povrchového krasu Stratenskej hornatiny (Slovenský raj)*. Zborník prác Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity v Bratislave, 12. Bratislava (Prírodovedecká fakulta Slovenskej univerzity).
- LUKNIŠ, M. (1962). Geomorfologický prehľad. In *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List Rimavská Sobota*, 123. Bratislava (GEOFOND), pp. 81-88.
- LUKNIŠ, M. (1964). Pozostatky starších povrchov zarovnávaní reliéfu československých Karpát. *Geografický časopis*, 16, 289-298.
- LUKNIŠ, M. (1974). Muránska planina z hľadiska vývoja reliéfu a ochrany prírody. *Československá ochrana prírody*, 14, 107-116.
- MARSCHALCO, R. MELLO, J. (1993). Turbidites as fillings of cavities in Triassic limestones of the Silica nappe (Western Carpathians, Plešivec Karst Plateau). *Geologica Carpathica*, 44, 35-42.
- MAZÚR, E. (1963). *Žilinská kotlina a príslušné pohoria*. Bratislava (Vydavateľstvo SAV).
- MAZÚR, E. (1965). Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In Mazúr, E., ed. *Geomorphological problems of Carpathians*, 1. Bratislava (Vydavateľstvo SAV), pp. 9-53.
- MAZÚR, E., JAKÁL, J. (1969). Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. *Slovenský kras*, 7, 5-40.
- MAZÚR, E., JAKÁL, J. (1971). Podklad a reliéf. In Mazúr, E., ed. *Slovenský kras. Regionálna fyzicko-geografická analýza. Geografické práce*, 2, 1-12.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1978). Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geografický časopis*, 30, 101-125.
- MELLO, J., SNOPKOVÁ, P. (1973). Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu. *Geologické práce, Správy*, 1, 239-253.
- MELLO, J., ed. (1997). *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000*. Bratislava (Vydavateľstvo Dionýza Štúra).
- MELLO, J., ed. (2000). *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1:50 000*. Bratislava (Vydavateľstvo Dionýza Štúra).
- MICHOVSKÁ, J. (1957). Typizace Československého krasu. *Československý kras*, 102, 60-68.
- MITTER, P. (1975). Geomorfológia Muránskej planiny a Švermovského hrdla. *Slovenský kras*, 13, 131-165.
- NOVOTNÝ, L. (1993). Treťohorné jaskynné úrovne a zarovnané povrchy v Slovenskom raji. *Slovenský kras*, 31, 55-59.
- NOVOTNÝ, L., TULIS, J. (1998). Krasová planina Pelc v Národnom parku Slovenský raj - geologická, geomorfologická a speleologická charakteristika. *Slovenský kras*, 36, 35-58.
- TULIS, J., NOVOTNÝ, L. (1989). *Jaskynný systém Stratenskej jaskyne*. Martin (Osveta).
- SAWICKI, L. (1908). *Szkic krasu slowackiego z pogladem na cykl geograficzny w ogóle*. Lwow (Kosmos).
- ŠTIBRÁNYI, G., ŽENIŠ, P. (1986). Vápenná jaskyňa. *Slovenský kras*, 24, 129-142.
- VASS, D., KRAUS, I., ELEČKO, M. (1989). Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. *Mineralia Slovaca*, 21, 71-75.

Jozef J a k á l

COMPARATIVE ANALYSIS OF KARST PLATEAUX IN THE WESTERN CARPATHIANS

The plateau type of karst in the Western Carpathians possesses almost complete representation of the karst phenomena and it is considered one of the classic karst territo-

ries. The plateau karst is represented by the geomorphic wholes of the Slovak Karst, the Slovenský raj (Mts.), Muráň plateau, and a part of the Hnilec Hills (Fig. 2). These wholes consist of independent plateaux with typical high plains skirted by steep slopes accompanied by basins and fluvio-karst valleys.

The plateau karst is linked to the tectonic unit of Silicicum and its nappes. The fillings of synclinals built by the Middle- to Upper Triassic limestone form plateaux, the fillings of the anticlinals built by less resistant insoluble rocks of the Lower Triassic determined the origin of erosional furrows and basins. The Wetterstein limestone is the most abundantly represented rock in all geomorphic wholes.

The originally united planated surface of the karst plateaux of the middle-mountain planated surface (the Pannonian) was dissected in the neotectonic phase of uplifting and it was risen in the direction of SE to NW in a form of step-like neotectonic horsts (Fig. 3).

Anomalies in the manifestation of surface karst on high plains of the plateaux karst

The character of surface karstification bears features of important differences in degree of the karstification between the high plains of single geomorphologic wholes. The Slovak Karst is characterized by complete representation of the karst forms with prevailing autogenic development, and prevalence of corrosive process of relief formation. The basic geomorphic units developed in a wide genetic and morphologic scale (Tab. 1). The plateaux of the Slovenský raj (Mts.), Muráň plateau and Galmus plateau are formed prevailing by fluviokarst process, which also manifested itself by more distinct influence of allogeny of the development of karst above all in marginal parts. Certain anomalies are also manifest in the geomorphic wholes. The morphologic traits of the Pelc plateau make it different from all other plateaux of the Slovenský raj (Mts.) The Jasov plateau in the Slovenský raj (Mts.) displays, compared to the neighbouring plateaux, considerable absence of some surface forms. Distribution of the Miocene forms of the karst and the cone-shaped mountains concentrates in the margins of the karst, palaeopolja in turn are all concentrated in the central part of high plains (Fig. 8).

The common features of geomorphic development of the plateau karst

Lukniš (1974) considers the high plains of the Muráň plateau of the pre-Palaeogene exhumed in the Older Miocene from the Palaeogene conglomerates. The plains are now classified as the remnants of the middle-mountain planated surface of the Pannonian Age. The finds of tiny gravel (about 10 mm of size) on the high plains of the Slovak Karst, Muráň plateau, and the Slovenský raj (Mts.) show the identical petrographic composition. The filling of the karst hollows in the quarry of Gombasek testifies to the Upper Cretaceous stage of karstification. The Miocene phase of karstification is proved by the filling of the lowest levels of the Domica cave by gravel and sand of the Poltar system of strata (the Pontian). The surface karst forms are the result of the processes which occurred after the Pannonian tectonic uplifting and dissection of the karst plains. This uplifting found its reflection in the Slovak Karst in formation of prevailing vertical caves. Horizontal caves and their levels are linked to the contemporary streams, which drain the karst territory.

Translated by H. Contrerasová