

JOZEF JAKÁL

**KRASOVÝ RELIÉF A JEHO VÝZNAM V GEOMORFOLOGICKOM OBRAZE
ZÁPADNÝCH KARPÁT**

Jozef Jakál: Karst Relief and Its Significance in the Geomorphological Picture of the West Carpathians. Geogr. Čas., 35, 1983, 2; 1 map, 3 profiles, 4 figs, 36 refs.

The study of karst relief forms assists solving the wider problems of geomorphological development in the West Carpathians. The well-preserved karst plateaus, the representation of karst phenomenon, the correlation between covering formations and further marks enable to recognize the development of levelled surfaces today lying in different positions within the Neotectonic division of the West Carpathians. Pursuing the cave levels indicates a Quaternary tectonic uplift, or also a subsidence of the territory.

ÚVOD

Kras je jedným z najrozšírenejších typov reliéfu Západných Karpát. Dobre je vyvinutý tak vo vysokých pohoriach, ako aj v stredohoriach, príp. na dne kotlín. Vývoj krasu je úzko spätý s vývojom okolitého nekrasového reliéfu. Mnohé procesy prechádzajú z nekrasu na kras a opačne. Táto väzba je najčastejšie prepojená krasovou a mimokrasovou hydrografiou.

Krasové územia Západných Karpát ležia v rôznych nadmorských výškach, a tak sú vystavené rozdielnym geomorfologickým procesom, ktoré sú ovplyvnené najmä odlišnými klimatickými podmienkami. Táto skutočnosť poznačuje dnešný vývoj krasového reliéfu, avšak poznačovala ho aj v priebehu klimatických zmien počas kvartéru. Zvykneme konštatovať, že formy krasového reliéfu sú dobre konzervované, a to vďaka odolnosti vápenca. Zachovávajú si „dedičné“ znaky z predošlých vývojových fáz reliéfu. Toto konštatovanie platí najmä v autogénnych krasových oblastiach, ktorých vývoj v podstate nezávisí od procesov prebiehajúcich mimo krasu. V alogénnych krasových terénoch staršie formy často pozmenili pediplanačné procesy, alebo boli prekryté fluvialnými alebo svahovými sedimentmi a pod.

Medzi najlepšie zachované formy patria rozsiahle náhorné krasové plošiny, zvyšky starého povrchu zarovnávaní, ktoré odpovedajú stredohorskej rovni z obdobia panónu (planiny Slovenského krasu, Spišsko-gemerského krasu). Početný je tiež výskyt menších, ostrovných zvyškov plošín v Malých Karpatoch, Strážovských vrchoch, Nízkych Tatrách, Ponickéj vrchovine, ale aj v kotlinových polohách, napr. v Horehronskom podolí, na okrajoch Rimavskej kotliny a inde. Ich vek nie je vždy jednoznačne určený, ich korelácie so sediment-

mi priľahlých území pomôže však širšie objasňovať otázky geomorfologického vývoja Západných Karpát.

Menšie formy krasu, zachované v podobe izolovaných, vyvýšených vrchov, najmä v planinovom krase, svedčia o starších fázach krasovatenia. Rozdielna veľkosť krasových jám a ich zoskupovanie nám môže pomôcť pri relatívnom určovaní veku širšieho územia. Z drobných foriem krasu sú to najmä výplne krasových ťašiek, ale aj tektonických puklín a výplne jaskynných priestorov.

Osobitným problémom je otázka etapovitého vývoja jaskynných úrovní v predkvartérnom období a počas kvartéru.

DOTERAJŠIE POZNATKY

Komplexné zhodnotenie krasového reliéfu a jeho foriem s aplikáciou poznatkov na vývoj reliéfu Západných Karpát zatiaľ chýba. Takto zamerané práce sa dotýkali vždy iba určitej študovanej oblasti, aj to väčšinou len z hľadiska vybraných foriem povrchového krasu alebo z pohľadu vývoja jaskynných systémov [M. Lukniš [20], A. Droppa [6, 7], E. Mazúr, J. Jakál [28], J. Jakál [13], P. Mitter [31], M. Stankoviánsky [35]].

Pokiaľ ide o štúdium povrchov zarovňavania vo všeobecnosti, ktoré sa dobre zachovali najmä na krasových horninách, môžeme sa oprieť o práce E. Mazúra [24, 26], M. Lukniša [21, 22], J. Karniša, J. Kvitkoviča [15], E. Mazúra, J. Činčuru [27].

Nápadne vyvýšené kužeľovité vrchy, ktoré vyčnievajú z povrchov zarovňania, zaujali viacerých autorov. Pokladali ich za zvyšky tropického kužeľového krasu [M. Lukniš [21], F. Skřivánek [33]] alebo za premodelované zvyšky vyššieho, staršieho povrchu zarovňavania (E. Mazúr, J. Jakál [28], J. Jakál [13]).

Závislosť veľkosti krasových jám od času ich tvorby sa pokúsil využiť pre určovanie veku foriem, ktoré krasové jamy rozčleňujú, J. Jakál [13].

Pre poznanie kvartérneho vývoja krasového reliéfu a tektonického vývoja územia sa javí ako dôležité štúdium jaskynných úrovní, s ktorými začal A. Droppa [6, 7] v Demänovskom krase. V iných územiach Slovenského raja a Slovenského krasu to boli práce J. Jakála [11, 13], L. Kuchariča, L. Novotného, A. Štejnara, J. Tulisa [16].

Výplň krasových ťašiek a puklín, najmä však alochtónna výplň jaskýň, môže nám pomôcť nielen pri riešení otázok geomorfologického vývoja vlastných jaskynných priestorov a reliéfu na povrchu, ale aj pri paleogeografických otázkach územia. Sedimenty sú v jaskyni dobre zachované a konzervované. Vďaka pomerne konštantným mikroklimatickým podmienkam nepodliehali veľkým zmenám. Je však dôležité, aby boli zachované v stratigrafickom slede. Tieto problémy, spolu so štúdiom úpätných sedimentov, dobre rozpracoval V. Ložek [18]. Táto veľmi široká problematika nebude predmetom nášho záujmu a uvádzame ju iba kvôli komplexnému načrtnutiu problematiky. V krase sú rovnako dobre zachované zvyšky starých kôr zvetrávania a sú sprievodným znakom takmer všetkých krasových terénov. Problematiku rozoberá viacero prác, a to D. Andrusov, K. Borza, E. Martiny, A. Pospíšil [1], Z. Smolíková, V. Ložek [34] a K. Borza, J. Činčura, E. Martiny [3].

Skôr, ako prejdeme k analýze znakov krasového reliéfu, najdôležitejších pre poznanie vývoja Západných Karpát objasníme si príčiny, ktoré spôsobili na jednej strane ich dobré a na druhej strane zasa ich slabšie zachovanie.

Odolnosť hornín

Dobrá zachovalosť starších foriem krasového reliéfu sa pripisuje odolnosti vápencov, v dôsledku čoho sú tieto dobre konzervované. Ako príklad sa najčastejšie uvádzajú planiny Slovenského krasu, Muránska planina a iné. Vápenec je však hornina, ktorej odolnosť je veľmi závislá od procesov, ktoré prebiehajú v klimatickej oblasti jej výskytu. Najmä intenzita chemického rozpúšťania horniny je rozdielna v odlišných klimatických oblastiach. Vo všeobecnosti platí, že vápenec je málo odolný v studených, vlhkých a v teplých, humídnych klimatických oblastiach. V porovnaní s nimi sa v miernej klimatickej oblasti javí ako hornina odolná. Táto jej vlastnosť sa prejavuje aj v rámci miernej klimatickej oblasti v porovnaní s inými horninami, ktoré budujú Západné Karpaty. Vápence a dolomity sa označujú ako veľmi odolné komplexy hornín [23] alebo sa zaraďujú k 1. stupňu odolnosti [5].

Formy karpatského krasového reliéfu, a to tak mezofomy, ako aj makroformy, možno označiť ako zdedené z predošlých geomorfologických cyklov, formované procesmi, ktoré prebiehali v meniacich sa klimatických pomeroch. V chladných klimatických obdobiach pleistocénu vápenec a dolomit podliehali silným denudačným procesom. V. Ložek [19] uvádza, že hlavná fáza posledného ústupu svahov krasových oblastí spadá do staršej polovice würmského pleniglaciálu, čo dokladá sledom sedimentov úpätných úsypov.

Z toho vyplýva otázka, či je dobrá zachovanosť starších predpleistocénnych foriem reliéfu (akou sú planiny, krasové priehlbne, veľké krasové jamy), ale aj kvartérnych foriem (ako sú hlboké zavreté tiesňavy, ostrá hrana strání na styku s náhornými plošinami) iba odrazom odolnosti vápencov? Alebo či možno pokladať glaciálne obdobia za relatívne krátke na dosiahnutie výraznejších zmien foriem krasového reliéfu, ktoré sú nepochybne menšie v porovnaní so zmenami nekrasových foriem reliéfu?

Odpoveď musíme hľadať v priebehu morfortvorných procesov, a to na príklade planinového krasu. Kým procesy zvetrávania na nekrasových horninách prebiehajú na povrchu a odnos hmoty po povrchu reliéfu, v krase hmota ubúda nielen na povrchu, ale v celom krasovom masíve, teda aj v podzemí. Časť práce alochtónnych riečnych tokov, ale aj zrážkových vôd sa prenáša do podzemia. Na povrchu krasových planín nevznikajú riečne toky a nedochádza ku koncentrovanej erózii. Rýchle vsakovanie zrážkovej vody do podzemia po predošlej krátkej eróznej činnosti vo forme povrchového splachu rozkladá denudačný proces takmer rovnomerne na celú plochu povrchu krasových plošín. Nastáva tak celkové znižovanie celej plochy povrchu planín. Kvartérne a recentné znižovanie povrchu krasových planín by sme mohli prirovnať k tvorbe etchplainu. Aj malé formy reliéfu zostávajú morfológicky v pôvodných tvaroch, aj keď ich rozmery sa zväčšujú (škrapy, krasové jamy).

Veľká časť korózných a erózných procesov prebieha v podzemí. Chýbajúca hmota z povrchu planín, vyjadrená veľkosťou krasových jám, premiestnila sa podzemnými puklinami a dutinami a z podstatnej časti bola vynesená na povrch v úrovni eróznej bázy. Keď uvážime rozsiahlosť doteraz známych jaskynných priestorov, napr. v masíve Silickej planiny, musíme pripustiť intenzívny priebeh korózných a erózných procesov, a to najmä v pliocéne a v priebehu pleistocénu. Znesú porovnanie s rozsahom povrchových erózných procesov na

nekrasových horninách, a keď pripočítame denudačné procesy v podzemí, pôsobiace tu na veľkej styčnej ploche, potom ich rozsahom o kvantitou odnesenej hmoty predčia.

Záverom možno konštatovať, že v porovnaní s inými horninami, ktoré budujú Západné Karpaty, môžeme vápence zaradiť k odolným horninám, ale prejav ich odolnosti nie je iba v ich petrografických vlastnostiach, ale dobré zachovanie dedičných foriem reliéfu je aj odrazom usmerneneho priebehu denudačných procesov. Zvlášť treba vyzdvihnúť ich rovnomerné rozloženie na povrchu a tým aj jednotné znižovanie povrchu i premiestnenie týchto procesov do podzemia.

Vzťah kras — nekrasové okolie

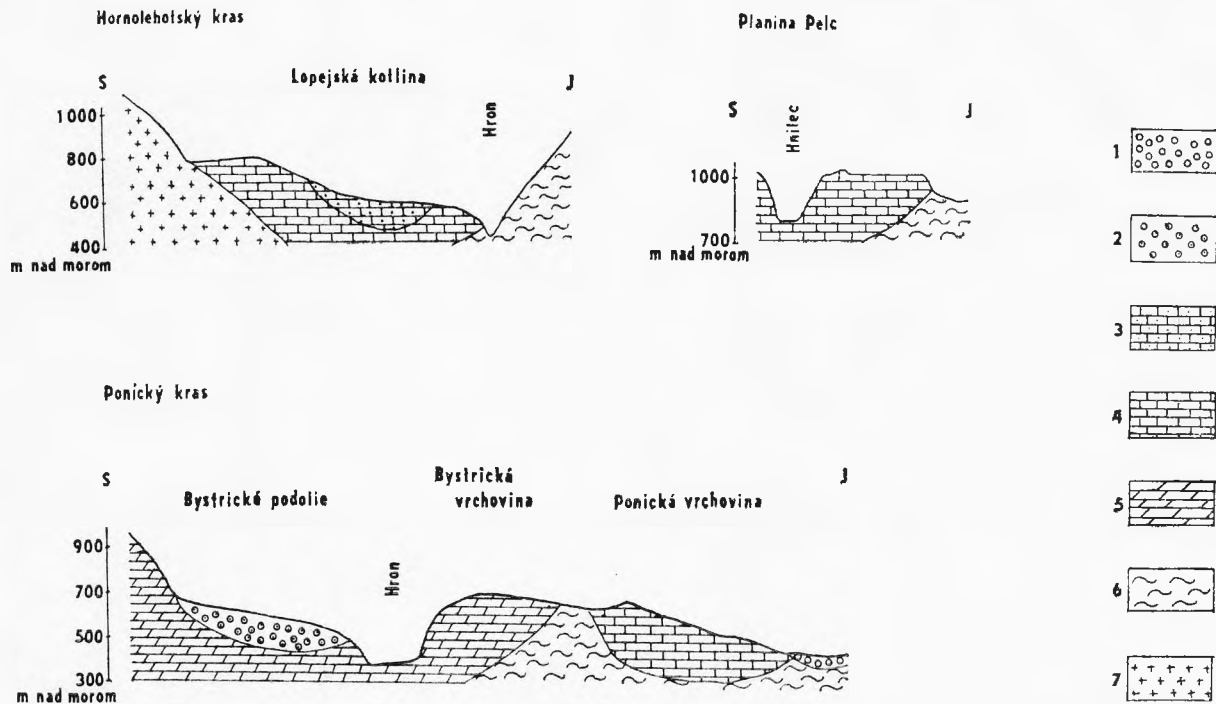
Vývoj foriem krasového reliéfu a zachovania starých foriem, resp. zmena ich dedičných znakov úzko súvisia s polohou krasu k nekrasovému reliéfu. V alogénnom krase, ktorý cez hydrografické pomery ovplyvňuje nekrasové územie, pôvodné formy reliéfu boli veľmi pozmenené. V autochtónnom krase, ktorý sa vyvíjal a vyvíja v podstate nezávisle od procesov prebiehajúcich v susedných nekrasových územiach, staré formy sú dobre zachované.

Pôvodný stredohorský zarovnaný povrch je výrazne zachovaný v autochtónnom Slovenskom krase. V alochtónnych oblastiach asymetricky situovaných k vyššie položeným nekrasovým jadrám pohorí, napr. Nízke Tatry a iné, sú zachované iba v malých zvyškoch (Ohnište, oblasť Krakovej hole). Značnú úlohu tu zohrali mladé tektonické pohyby, v dôsledku ktorých boli tieto plošiny v centrálnych Karpatoch značne vyššie vyzdvihnuté ako v okrajových oblastiach. Dostali sa aj do oblasti chladnejšej klímy. V priebehu kvartéru vývoj reliéfu ovplyvňovala ľadovcová modelácia, ktorá mala odraz aj v krase. Krasové oblasti boli a niektoré vyššie položené sú aj dnes v dosahu periglaciálnej modelácie. Postupne získaná väčšia rozčlenenosť a sklonitosť reliéfu usmerňovali morfológické procesy do líní sledujúcich povrchové toky. Na veľkých sklonoch už nenastáva také rýchle vsakovanie vody do podzemia, ale väčšia časť sa sústreďuje na povrchový odtok a podporuje svahovú modeláciu. To všetko sú príčiny rozčlenenia pôvodného zarovnaného povrchu v alochtónnom krase.

Vo vysokohorských podmienkach krasu v dôsledku veľkej denivelácie medzi vrcholovými partiami krasu a dnom dolín v krase, pretvárajú sa staršie podzemné dutiny vo vadóznej zóne, ktorá je tu často veľmi mocná. Koróznny efekt zvyšuje nízka teplota vody s vysokým obsahom CO₂.

KRASOVÉ PLOŠINY

S krasovými plošinami sa v Západných Karpatoch stretávame veľmi často, aj keď ich rozloženie je veľmi disperzné a ich zachovanie ovplyvňujú viaceré faktory (profil 1). Popri rozsiahlych náhorných plošinách, tvoriacich vrcholové partie krasových planín, aké sú v Slovenskom krase a v Spišsko-gemerskom krase, stretávame sa tiež s neveľkými plošinami, ktoré ležia v rôznych výškových a morfológických pozíciách v rámci Západných Karpát. Ich rozloženie a veľkosť súvisia tiež so štruktúrnymi a tektonickými pomermi daného územia. Väčšinou ide iba o ostrovné polohy, ktoré sa viažu na čistý vápenec, inde zasa



Profil 1. Geomorfologické profily vybraných krasových území. 1 — Zlepence, pieskovece, íly — neogén. 2 — Vápnité a dolomitické zlepence — paleogén. 3 — Vajskovské vápnité zlepence — vrchná krieda (?). 4 — Dolomity — vrchný a stredný trias. 5 — Vápence — stredný trias. 6 — Melafýrová séria, pieskovec, bridlice, slienité vápence — spodný trias. 7 — Rulová séria — proterozoikum.

o exhumované staršie plošiny alebo zvyšky pôvodne rozsiahlejších zarovnaných povrchov značne rozrušených subaerickými činiteľmi.

Krasové plošiny, ako aj ich nekrasové okolie sa formovali za špecifických klimatických podmienok blížiacich sa svojím charakterom tropickým. Sprievodným znakom týchto plošín boli pomerne hrubé kôry zvetrávania, ktoré sú zachované na mnohých miestach ešte aj dnes v podobe červeníc, ležiacich in situ alebo premiestnených do krasu z iných oblastí [1, 3].

Na porovnanie jednotlivých plošín a na určenie ich veku nám slúžilo niekoľko kritérií:

Absolútna nadmorská výška a relatívna výška plošiny nad tzv. „Vorfluter“ (toku odvodňujúceho príslušné krasové územie).

Stupeň skrasovatenia plošiny, najmä zastúpenie foriém, ich veľkosť a hustota (veľkosť krasových jám a zvyšky starších foriém v podobe „kužeľovitých vrchov“ a pod.).

Výskyt kôr zvetrávania, ich charakter, pôvod a rozšírenie.

Poloha plošín k okolitému reliéfu (forma „mont“ alebo čiastočne uzavretá menšia depresná plošina s prihliadnutím na tektoniku územia).

Korelácia plošín s pokrývnymi útvarmi.

Najvyššie položené plošiny sa v centrálnych Karpatoch vo vysokých pohoríach zachovali iba zriedka, ako sú v Nízkych Tatrách — Ohnište s priemernou výškou plošiny okolo 1500 m n. m., plošina na JV od Krakovej hole s priemernou výškou okolo 1600 m n. m.

V karpatských stredohoríach sme sledovali plošiny pozdĺž riek Slanej, Váhu a Hrona, ale aj niektoré ďalšie. Je pozoruhodné, že tieto plošiny sú v rôznych pozíciách k nekrasovému okoliu a k ich „Vorfluter“. Predsa však možno hovoriť o pomerne vyrovnanej absolútnej výškovej hladine týchto plošín.

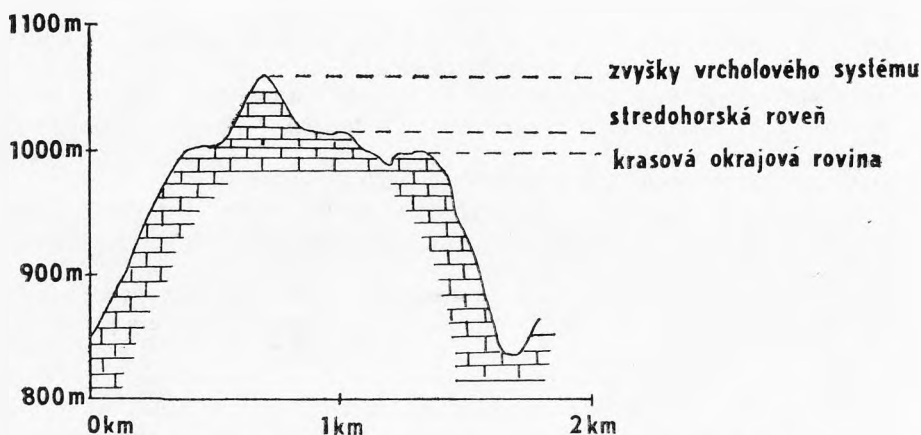
Náhorné plošiny krasových planín

Objasnené sú vek a genéza náhorných plošín Slovenského krasu, ktoré boli v dôsledku mladších tektonických pohybov naklonené na JV, takže dnes v severnej časti sa ich výška pohybuje okolo 800 m n. m., v južných častiach už len okolo 450—500 m n. m. Sú to zvyšky stredohorského zarovnaného povrchu z obdobia panónu. Vlastnú roveň predstavujú tzv. krasové chrbty, ktoré sa vyodelovali v dôsledku obnoveného hĺbkového krasovatenia po tektonickom vyzdvihnutí územia. Z ich úrovne vystupujú iba ojedinelé, vyššie masívne kužeľové kopce, napr. Ostré vršky na Plešivskej planine, ktoré sa označujú za zvyšky vrcholového systému z vrchného bádania [28]. Ďalšou nápadnou formou sú do planín zaklesnuté plošiny, ktoré ležia okolo 60 m pod úrovňou stredohorského zarovnaného povrchu. Tieto tvoria vlastne ploché dno krasových priehlbín na Silickej a Plešivskej planine [13]. Genetickú odlišnosť týchto uzavretých plošín oproti stredohorskému povrchu potvrdzuje dimenzia krasových jám, ktoré sú menšie a mladšie ako staršie a väčšie krasové jamy zaklesnuté do stredohorskej rovne.

Značná časť povrchu planín je pokrytá červenicou, pokladanou za zvyšok kôr zvetrávania z obdobia formovania stredohorského povrchu. Tieto vnikajú hlboko do masívu a vyplňajú mnohé pukliny v celej vadóznej zóne. Môžeme ich vidieť aj v puklinách spodných úrovní jaskynných systémov.

Na oveľa staršie krasovatenie poukazuje výplň krasovej tašky v Gombasec-

kom kameňolome zaklesnutej hlboko pod úroveň plošiny. Sedimenty sa však ukládali na povrchu terénu počas tropickej klímy vo vrchnej kriede (santón—kampan) v členitom reliéfe a pri mladších tektonických pohyboch súvrstvia boli zavrásnené a hlboko vklínené do triasových vápencov [29]. Možno súhlasiť s tým, že neišlo o sedimentáciu priamo v dutine, ale možno predpokladať, že ide o druhotne premiestnený materiál do krasovej dutiny. Charakter kraso-



Profil 2. Schematický geomorfologický profil planinou Pelc.

vej tašky a celistvosť okolitého vápenca nasvedčujú, že vznikla krasovým procesom, čo by mohlo svedčiť o vrchnokriedovom až paleocénnom krasovatení v tejto oblasti, ktorého stopy neskôr zotrelí procesy zarovnávanía.

Planiny Slovenského raja (s výškami 1000 až 1100 m n. m.) a Muránska planina (1050—1150 m n. m.) odpovedajú planinám Slovenského krasu. Rozdielnosť oproti Slovenskému krasu je v stupni skrasovatenia, ktorý súvisí so značnou pokrytosťou týchto planín. Najlepšie sa krasový fenomén vytvoril na planine Pelc (mapa 1) porovnateľný s planinami Slovenského krasu. Z úrovne stredohorského povrchu reprezentovaného krasovými chrbtami (s výškami okolo 1010 m n. m.) nápadne vystupujú kopovité vrchy v severnej časti planiny (1055 m n. m.) s konvexnými svahmi na prechode do stredohorskej rovne. Okolo 30 m pod stredohorskou rovňou sa ťahne nápadná plošina, do ktorej prechádzajú krasové chrbty konvexnými svahmi. Túto plošinu možno geneticky i časove porovnávať s dnom krasových priehlbín Slovenského krasu. Pozícia plošín svedčí o tom, že ide o krasové okrajové roviny (profil 2).

Kras spomínaných území sa vyvíjal ako autogénny od obdobia ich rozčlenenia do samostatných planín, teda od vrchného pliocénu.

Ostrovne plošiny

Venujme pozornosť ostrovným polohám krasových plošín, ktoré budeme sledovať najmä pozdĺž riek Hrona a Váhu, ale aj niektoré ďalšie.

Na južnom úpätí Nízkyh Tatier, teda v povodí Hrona, je rad samostatných krasových území, ktoré ležia v rôznej pozícii k vlastnému masívu Nízkyh Tatier s rozdielnym alebo podobným prejavom skrasovatenia a pokrytosťou krasu.

V pramennej oblasti Hrona je to Šumiacký kras s krasovou plošinou ležiacou v priemernej výške okolo 850 m n. m. a 110 m nad úrovňou Hrona, ktorá



Obr. 1. Planina Pelc (Slovenský raj), krasové chrbty strednohorskej rovne v popredí uvalu (foto J. Jakál).

smerom na S stúpa v nekrasovom teréne k úpätiu Nízkyh Tatier. Zo S je ohraničená zlomovým svahom Nízkyh Tatier. Krasová plošina je pokrytá vrstvou prolúviálnych sedimentov. Z jej úrovne vystupuje izolovaný vrch Dudlavá skala. Veľkosť krasových jám tu dosahuje okolo 30 m v priemere a hĺbku 2—4 m. Ide o náplavové krasové jamy, ktoré sú recentným prejavom staršieho, dokonalejšieho skrasovatenia a viažu sa pravdepodobne na väčšie, staré pokryté formy krasových jám. Proces krasovatenia pokračuje pod pokryvnými útvarmi. V pramennej oblasti Hrona nemožno predpokladať taký široký pediment, ktorý by odpovedal poriečnej rovní Hrona, a preto pravdepodobne ide o zachovaný zvyšok starého povrchu zarovnávaného, odpovedajúceho stredohorskej rovní, ktorý sa v dôsledku mladých tektonických pohybov vyzdvihovania Nízkyh Tatier zachoval v kotlinovej pozícii a iba jeho okrajová časť sa preformovala v poriečnu roveň. Možno tu predpokladať, že ide o splnutie oboch povrchov.

V Lopejskej kotline je krasový reliéf dobre vyvinutý na S od Hornej Lehoty. Ide o viac-menej rozčlenenú plošinu Vajskovským potokom a jeho prítokmi. Plošina leží vo výškach okolo 700 m n. m. a skláňa sa k výškam 650 m. Nad úrovňou Hrona leží vo výške 260 m a nad úrovňou Vajskovského potoka 140 m. Územie sa označuje ako Hornolehotský kras (mapa 1). Zo S je ohraničené zlomovým svahom Nízkych Tatier. V dôsledku diferenciálnych tektonických po-



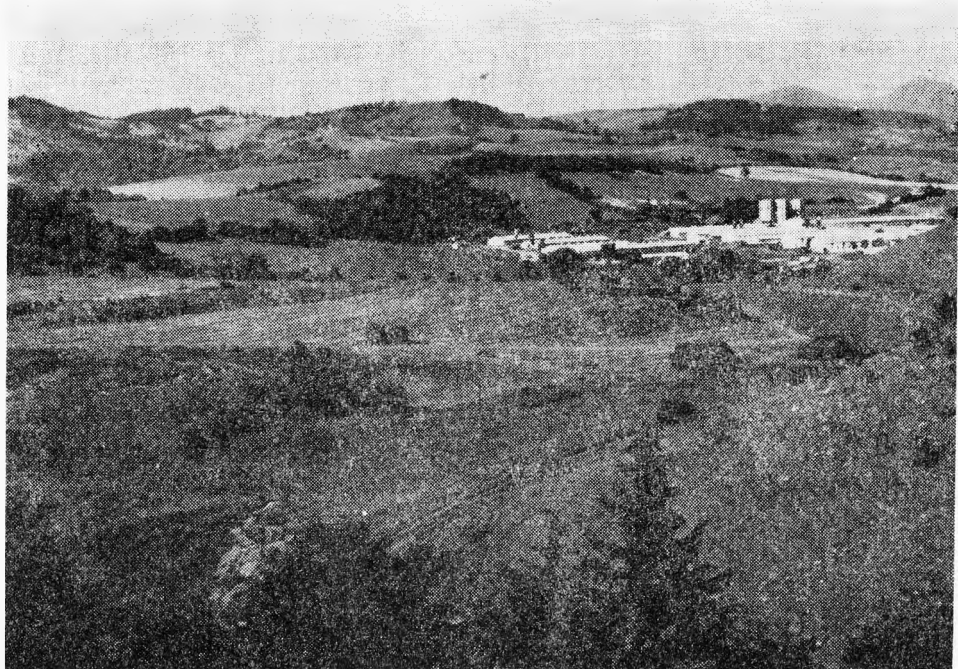
Obr. 2. Hornolehotský kras — krasová plošina [stredohorská roveň] (foto J. Jakál).

hybov je okolitý reliéf rozčlenený do samostatných tektonických krýh, ktoré sú rôzne vysoko vyzdvihnuté oproti centrálnej plošine. Takou je skrasovatená kryha masívu Svibová (882 m n. m.), ale aj na JV ležiaci Bystriansko-valašský kras masívu Skalka (946 m n. m.).

Krasový reliéf Hornolehotského krasu sa vytvoril na stredotriasových vápencoch a na tzv. vajskovských zlepencoch, ktorých stratigrafické začlenenie nie je jednoznačné a datujú sa ako vrchnokriedové alebo paleogénne [A. Biely, O. Samuel [2]]. Ich mocnosť sa v centrálnej časti odhaduje až na 250 m. Ležia na stredotriasových vápencoch. Bohatý výskyt červeníc v zlepencoch vrchnej kriedy viedol k porovnávaniu Hornolehotského krasu s Mojtínskym krasom [22]. Predpokladalo sa, že ide o exhumovanie starého predeocénneho zarovnaného povrchu.

Krasový fenomén tu reprezentujú najmä krasové jamy a uvala. Ojedinelé krasové jamy majú priemer až 200 m a hĺbku 15 m, častejšie ide o menšie po-

norné krasové jamy, na plošinách okolo Krpáčovej. Najnápadnejšia je forma uvaly dlhej 750 m a širokej max. 200 m, ktorá sa vytvorila na styku vajsokvských zlepenčov a gutensteinských vápencov. Skutočnosť, že plošina zrezáva tak vajsokvské zlepence, ako aj stredotriasové vápence, veľkosť krasových jám a výskyt červeníc nás vedú k predpokladu, že ide o zvyšok stredohorského zarovnaného povrchu. Smerom na S je reprezentovaný skrasovatenou, vyššie



Obr. 3. Ponický kras (chrby stredohorskej rovne), v popredí suchá dolina s krasovými jamami (foto J. Jakál).

položenou, tektonicky vyzdvihnutou kryhou Svibovej. Smerom na J možno predpokladať splynutie stredohorského povrchu s poriečnou rovňou. Ide o alogénny kras veľmi ovplyvnený procesmi v susedných nekrasových oblastiach, ktoré prechádzali aj na kras.

Kras Bystrickej vrchoviny a Ponickéj vrchoviny je rozptýlený do viacerých menších ostrovov, z ktorých navýznamnejšie sú kras severne od Ponickéj Lehôtky s plošinou vo výške okolo 670 m n. m., čo je 280 m nad riekou Hron, južnejšie kras v okolí Poník s plošinou vo výške okolo 600 m n. m. (mapa 1), ako aj kras Dolnej Mólče s plošinou vo výškach okolo 500 m n. m. Ich spoločným znakom je vysoký stupeň skrasovatenia, podobná veľkosť a hustota krasových jám (až 150 m v priemere, hĺbka 10–12 m), teda formy, ktoré sú ekvivalentné napr. krasovým jamám stredohorských povrchov Slovenského krasu. Ďalším sprievodným znakom je výskyt červeníc. Tieto skutočnosti svedčia o

tom, že plošiny môžeme pokladať za zvyšky stredohorského zarovnaného povrchu. Uvedené krasové oblasti sa čiastočne vyvíjali ako autogénny kras a tak ich procesy prebiehajúce v ich okolí výrazne neovplyvnili, čo dopomohlo k ich dobrému zachovaniu. Široký centrálny chrbát (606 m), ktorý tu predstavuje stredohorský povrch, smerom na V k okrajovej polohe krasu sa stupňovite znižuje. Tieto mladšie stupne sú zvyškami okrajového pediplanačného procesu, ktoré vznikli v priebehu intenzívnejšieho etapovitého znižovania susedného nekrasového povrchu Ponickéj vrchoviny.

Veľmi komplikovaná je otázka zachovania krasových plošín v krase Strážovských vrchov. V severnej oblasti E. Mazúr [23] stanovuje výšku stredohorského povrchu na úroveň 800 m n. m. Mladotektonické pohyby, striedanie sa vápencových a dolomitických komplexov s nekrasovými horninami, na ktorých sa veľmi diferencovane uplatnili subaerické procesy, viedli k formovaniu rozmanitých krasových terénov. Striedajú sa tu ostrovné plošiny a masívne chrbyty. Vo všeobecnosti možno povedať, že plošiny sa viažu predovšetkým na vápence, masívne chrbyty na dolomity.

S plošinami sa stretávame najmä v oblasti Rovné s výškou 800 m n. m., ktorú môžeme pokladať na úroveň stredohorskej rovne [23]. Ďalšou je plošina v okolí obce Mojtnín. Má tvar depresne položennej, kotlinovej plošiny, z veľkej časti ešte aj dnes uzavretej vyššie položeným chrbtom. Leží vo výškach okolo 650 m n. m., čo je 450 m nad riekou Váh a okolo 200 m nad najbližšími riečnymi tokmi. Plošina je vytvorená na triasových vápencoch, na ktorých v strednej časti ležia paleogénne zlepenca. Poloha bauxitov pod eocénnymi zlepenkami [22] viedla M. Lukniša k predpokladu, že ide o zvyšok exhumovaného pred-eocénneho zarovnaného povrchu. Väčšina centrálnokarpatského územia bola vo vrchnej kriede vynorená [30]. Určité zarovnané plochy povrchu sú v tejto oblasti zachované, podobne ako zvyšky starších kôr zvetrávania. Silný vplyv neotektonických pohybov nám dnes neumožňujú jednoznačne určiť, či ide pôvodne o rozsiahlejší zarovnaný povrch alebo o zvyšok dna krasového polja.

Veľmi nápadne sa zachovali aj plošiny v Slatinskom krasi, a to oblasť Veľká Lúka vo výškach 550 m n. m., Žihlavičok 530 m n. m. a plošina severne od Trenčianskych Teplíc v masíve Grofovca vo výškach okolo 525 m n. m. Plošiny ležia 352 m nad Váhom a okolo 240 m nad najbližšími riečnymi tokmi. Sú dobre skrasovatené, s výskytom krasových jám, avšak nevelkého rozsahu s priemerom 30—40 m a hĺbkou 3—5 m aj keď sú miestami veľmi nahromadené na malom priestore. Lokálny je tu výskyt červeníc. Tieto plošiny, ktoré ležia väčšinou na okraji masívov, sú mladšie ako stredohorský povrch, ktorý tu reprezentujú krasové masívy, ako je Baske (945 m n. m.) a iné. Ináč by sme museli predpokladať, že masív Baského je zvyškom vrcholového systému. Uvedené plošiny sa nám javia ako pediplanačné povrchy, ktoré vznikli v kratšom pokojnom období vo fáze rhodanských tektonických pohybov, odpovedajúce dnám už spomínaných krasových priehlbín. Mohli sa formovať ako krasové okrajové roviny.

Podobné plošiny sú zachované aj v Plaveckom krasi v Malých Karpatoch. Najmä plošina východne od Baborskej, ktorá leží vo výške okolo 550 m n. m., s krasovými jamami a so zvyškom krasových kôp, svedčí o pôvodnej krasovej okrajovej rovine, vekom pravdepodobne zhodnej s predošlými.

Osobitným problémom sú tektonicky veľmi poklesnuté plošiny na južnom okraji Slovenského rudohoria, ktoré niektorí autori pokladajú za exhumované

zvyšky starého miocénneho povrchu pokrytého mladšími vulkanitmi [9, 22]. Mnohé iné plošiny sú dokázateľne zvyškom stredohorského povrchu a sú prekryté štrkom vrchnopliocénnej poltárskej štrkovej formácie, v dôsledku exhumácie s obnoveným procesom krasovatenia. Také sú napr. kryhy na J od Plešivca [13]. Najjužnejšie časti tohto povrchu sa polámali v samostatné bloky, s diferencovaným poklesom, smerom ku ktorým sa hlavný blok planín Slovenského krasu zvažoval.

Na základe prdošej analýzy krasových plošín aspoň stručne si naznačíme ich význam pri riešení genézy Západných Karpát. K najstarším svedeckým formám krasovatenia patria povrch v Mojtínskom krase a výplne vrchnokriedových sedimentov v krasovej taške Gombaseckého kameňolomu. Pozícia vrchnokriedových, resp. paleogénnych zlepcov a bauxitov svedčí o tropickom krase pravdepodobne s poljami, na dne ktorých prebiehal proces pediplanácie.

Vrcholový systém vrchného bádenu podľa E. Mazúra [23 26] potvrdzujú zvyšky kopovitých, ale miestami aj masívnych vrchov na Plešivskej planine (Ostré vŕšky) a na Pelci.

Najlepšie je zachovaný stredohorský-panónsky povrch formovaný v subtropickej humidnej klíme [4], ktorý je najčastejšie zachovaný vo vrcholových polohách planiny Slovenského krasu, Slovenského raja, Muránskej planiny, ako aj v kotlinovej polohe v oblasti Banskobystrickej a Ponickéj vrchoviny i Hornolehotského krasu. V dôsledku tektonického vyzdvihnutia v rhodanskej fáze nastalo hĺbkové krasovatenie až do pokojnej medzifázy počas ktorej vznikli vo vyzdvihnutých pohoriach okrajové krasové plošiny (Plavecký kras, Slatinský kras v Strážovských vrchoch, krasové priehlbne v Slovenskom krase a iné). Pokračovaním vyzdvihovania nastalo opäť hĺbkové krasovatenie a na týchto plošinách vznikali nové mladšie generácie krasových jám.

Pomerne problematické je sledovanie tzv. poriečneho systému zarovnávanía, ktorý napr. v južnej časti Slovenského krasu zrezal pokrovy poltárskej štrkovej formácie, miestami exhumoval kras, ale nezanechal na svahoch planín Slovenského krasu žiadne stopy [13, 21, 28]. Pozdĺž Váhu sa jeho stopy zachovali najmä na dolomitoch, napr. v Považskom Inovci, ale tieto nenesú znaky krasového územia. Na pravom brehu Váhu v Čachtickom krase je to tektonicky vyzdvihnutá plošina masívu Nedze. Častejšie sú zachované plošiny kvartérnych terás so silným prejavom krasovatenia (pozdĺž Hrona napr. lokality Brusno, Valaská, pozdĺž Váhu lokalita Hybe a pod.).

Korelácia štrkovej poltárskej štrkovej formácie (vrchný pliocén) s vývojom kaňonu Slanej potvrdzuje spojenie Rožňavskej kotliny s Rimavskou kotlinou, čo predpokladá oveľa väčšiu hĺbku kaňonu oproti dnešnému stavu. Poltárska formácia bola v oblasti Rimavskej kotliny zrezaná v poriečnu roveň, teda je predpoklad, že pediplanačný proces prebiehal aj v kaňone Slanej a Štítnika, čo mohlo viesť k ich rozšíreniu a k vytvoreniu eróznych glaciis na úpätí svahov planín. Dnes tieto formy nenájdem na žiadnom mieste kaňonov. Je však dokázané poklesávanie Slovenského krasu počas kvartéru [21, 13, 28]. Mocná kvartérna sedimentácia, nedostatok terás v kaňone, následok spomínaného kvartérneho poklesávania vedú k predpokladu, že poriečna roveň je pochovaná pod kvartérnymi riečnymi štrkami. Opodstatnenosť tohto tvrdenia bude potrebné overiť sledovaním pozdĺžnych a priečných profilov doliny Slanej a jej terás v Rožňavskej a Rimavskej kotline, ako aj vyhodnoteniu geologických vrtvov v predmetnej oblasti.

Zaujímavá je otázka výskytu zvyškov starších foriem krasu v Západných Karpatoch. Ide o kuželové alebo kopovité vrchy vyčnievajúce z povrchov zarovnania, najmä však zo stredohorskej rovne. Skutočnosť, že táto roveň vznikla v klíme blížiacej sa k tropickej, tieto formy sa pokladali za zvyšky tropického kuželového krasu [21, 23]. Porovnanie tvaru týchto foriem, ktorý nie vždy odpovedá klasickým formám kuželového krasu, ich poloha na okraji krasu, často ich zrejme štruktúrno-tektonická podmienenosť viedli ďalších autorov k poznatku, že tieto formy treba pokladať za zvyšky staršieho, vyššieho povrchu, ale nie za klasický kuželový kras [28].

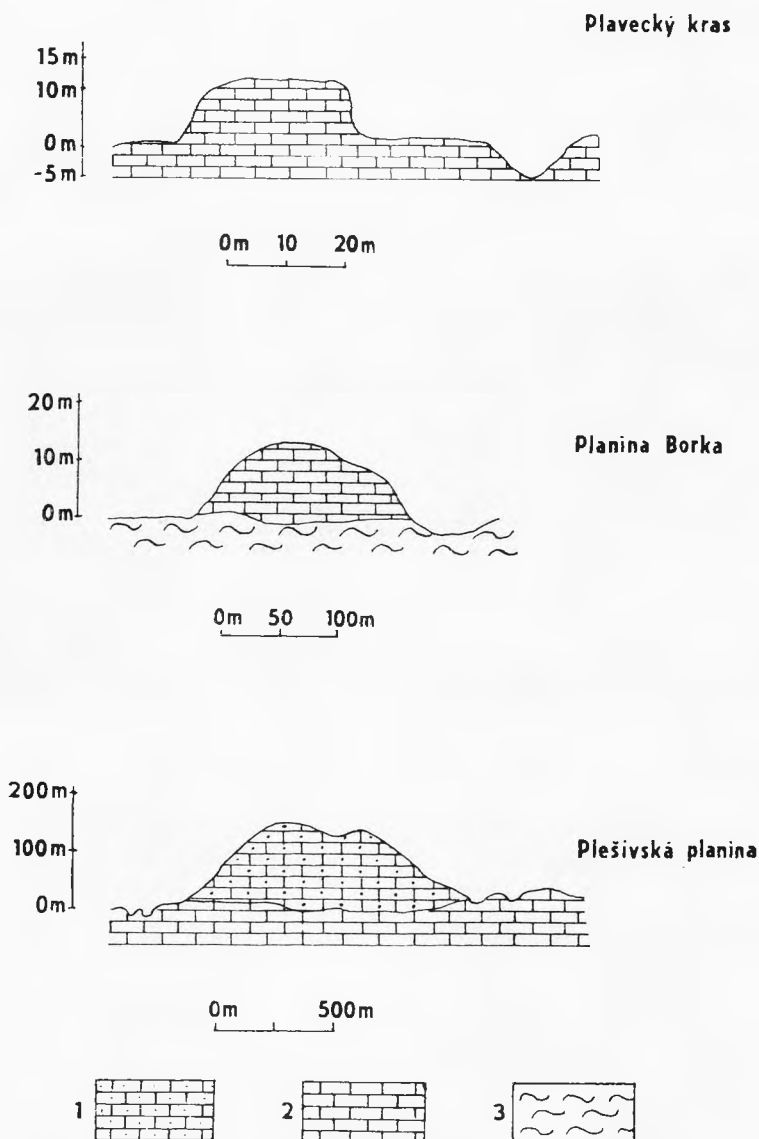
Skôr ako sa pokúsime analyzovať jednotlivé formy, musíme si objasniť proces tvorby kuželových vrchov v tropických klimatických oblastiach. Postupne sa dospelo k názoru, že vznik kuželového krasu nemožno viazať iba na tropickú klimatickú oblasť a kuželový kras stotožňovať s tropickým krasom. Z literatúry poznáme, že v tej istej klimatickej oblasti, v tesnom susedstve, je výskyt kuželového, ako aj krasovo-jamového krasu. Dospelo sa k názoru, že kuželový kras je podmienený štruktúrne [32]. Keď si všimne rozšírenie kuželového krasu na Zemi, vidíme, že jeho najväčšie zastúpenie je práve v tropických oblastiach (ostrovy Veľkých Antíl, Stredná Amerika, juhovýchodná Ázia).

Na základe poznatkov, ktoré sme získali pri výskume krasu Kuby, môžeme potvrdiť, že výskyt kuželových vrchov nie je podmienený len klimaticky, čo potvrdzuje výskyt kuželového ale aj krasovo-jamového krasu v Oriente (Kuba). Na druhej strane však treba vidieť, že kuželové vrchy, často síce iba v podobe masívnych kopovitých vrchov, vyskytujú sa nielen na okraji, ale aj v centre geologicky jednotného horského masívu (Los Organos, kras Baire a iné), a preto predpokladáme, že vznik kuželového krasu je podmienený viacerými činiteľmi. Je to vyzdvihnutie krasového územia nad susedný nekrasový terén, ktorý tvorí eróznú bázu krasu a na úrovni ktorého vznikajú krasové okrajové roviny. Tektonická polámanosť územia umožňuje hĺbkové krasovatenie v centre, ako aj na okraji krasu usmerneného na tektonické línie. Na okraji krasu prenikajú korozívne procesy záživovite do masívu aj v horizontálnom smere. V tomto procese na okraji krasu nastáva rýchlejšie vypreparovanie plytkých vápencových blokov, ktoré ležia na nepriepustnom podloží v úrovni krasovej okrajovej roviny.

Predpokladáme, že kuželový kras vznikol iba za priaznivých štruktúrno-tektonických podmienok a v závislosti od polohy krasu k aktívnej úrovni pediplanačných procesov na okraji krasu. Horúca, vlhká klíma však podmieňuje rýchlejšie rozpúšťanie vápenca, ktoré je usmernené štruktúrno-tektonickými pomermi, a preto sa v trópoch najčastejšie stretávame s kuželovými formami krasu a s jeho morfológickými varietami (kopy, veže). Výskyt týchto foriem nemôžeme však pokladať za dôkaz panovania tropickej klímy v danej oblasti v čase ich tvorby.

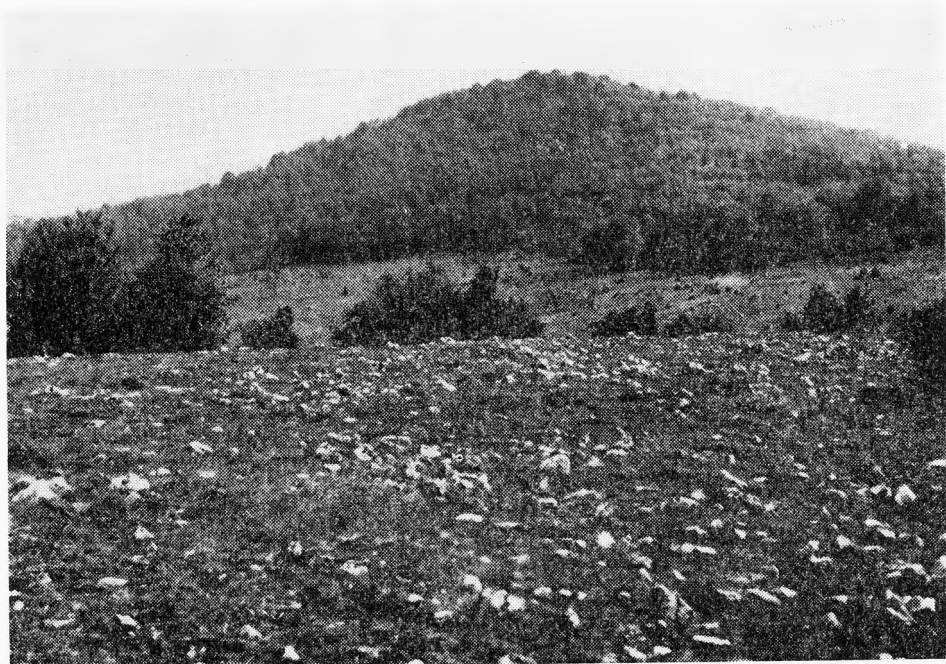
Kuželové vrchy sa v Západných Karpatoch vyskytujú iba zriedka. Majú rôzny tvar a rozdielnu veľkosť, pravdepodobne vystupujú z povrchov zarovnania rozdielneho veku. Z literatúry sú známe najmä kužele vyčnievajúce z Plešivskej planiny. S podobnými pomermi, aj keď menších rozmerov, stretávame sa aj vo východnej časti Slovenského krasu, v Slovenskom raji na planine Pelc a v Plaveckom krase.

Porovnajme si základné morfológické znaky, veľkosť, pozíciu k okolitému reliéfu a litologicko-štruktúrne vlastnosti jednotlivých kužeľov (profil 3). Najnápadnejšie sú kužeľové vrchy Ostrých vrškov (775 m n. m.), ktoré vystupujú z povrchu náhornej plošiny Plešivskej planiny. Plošina rozčlenená množstvom krasových jám leží vo výškach okolo 650 m n. m., čo značí, že relatívna výška



Profil 3. Schematický geomorfologický profil „kužeľovým krasom“. 1 — Vápenec — vrchný trias. 2 — Vápenec — stredný trias. 3 — Nepriepustné bridlice — karbón.

Ostrých vrškov je okolo 125 m. Ich spodná základňa dosahuje priemer okolo 1200 m. Západné a východné svahy majú sklon pod 20° , o niečo strmšie sú severné a južné svahy, tieto spadajú do rozsiahlych krasových priehlbín, ktoré sú tektonicky veľmi rozrušené, čo je vyjadrené nepravidelnosťou tvarov krasových jám. Možno teda konštatovať, že severné i južné ohraničenie je tektonické. Ostré vršky takto pôsobia ako pomerne masívny chrbát, ktorý leží na zá-



Obr. 4. Ostré vršky na Plešivskej planine (foto J. Jakál).

padnom okraji planiny. Táto poloha na okraji krasu v pôvodne jednotnom zarovnanom povrchu s nekrasovým územím ich predurčila k denudácii pediplanačnými procesmi [13]. Z hľadiska litologickej stavby územia Ostré vršky budujú vrchnotriasové vápence, oproti okolitým plošinám, ktoré sa viažu na strednotriasové vápence. Z uvedených skutočností vyplýva, že ich zachovanie je výsledkom štruktúrno-tektonických pomerov. Možno ich pokladať za zvyšok vyššieho, staršieho povrchu, ale ich morfológické znaky svedčia, že pôvodne neišlo o typický vývoj kužeľového krasu.

V podobnej polohe na okraji krasu sa nachádza Malesova skala (929 m n. m.), ktorá vyčnieva cez 30 m nad všeobecnú úroveň plošiny na Zadielskej planine, a vrchol s kótou 1055 m n. m. na plošine Pelc, ktorý vyčnieva 30 m nad plošinu. Nápadné konvexné svahy a pomerne výrazné úpätie na prechode do stredohorskej rovne nás vedú k predpokladu, že ide tiež o zvyšky staršieho povrchu. Litologicky sú však budované zhodne s plošinami strednotriaso-

vých vápencov. Nejde o štruktúrne podmienené formy, ale o zvyšky, ktoré nepodľahli pediplanačným procesom. Majú skôr charakter kopovitých vrchov, tvarom sa blížiacich k formám vyskytujúcim sa v trópoch.

Najnápadnejšia je forma kopy s kótou 883 m n. m. na Zádielskej planine. Táto však leží ako selektívne vypreparovaný ostrovny krasový vrch. Vápencová kopa leží na karbónskych nepriepustných, menej odolných horninách. Teda zjavne ide o štruktúrne podmienenú formu.

Ďalším typom kužeľových foriem sú nápadné ostance na plošinách Plaveckého krasu v oblasti Baborskej (542 m n. m.) a Bielej skaly. Vystupujú z výrazne zarovnaného povrchu tiahnuceho sa po okraji pohoria. Ich výška dosahuje iba okolo 10 m a priemer okolo 30 m. Majú nápadne strmé svahy s charakterom skalných zrubov, ktoré lemujú dookola celú kopu. V susedstve sa vyskytujú krasové jamy priemeru okolo 30 m a hĺbky 5 m. Poloha plošiny a kopovitých vrchov, skrasovatenie povrchu nás vedú k predpokladu, že ide o krasový okrajový rovinu so zachovanými zvyškami staršieho stredohorského povrchu, o ktorom sme sa už zmienili. Pravdepodobne nejde o štruktúrne podmienené formy, kopy ležia v zóne stredotriasových vápencov. Podrobnejší litologický prieskum kopovitých vrchov a plošiny by nám umožnili urobiť istejšie závery.

Opísané formy vykazujú rozdielnosť tvarov a polôh výskytu kužeľov vo vertikálnom i horizontálnom smere. Mnohé sú podmienené štruktúrne-tektonickými pomermi. Väčšinou svedčia o tom, že ide o zvyšky starších povrchov, formovaných prevažne v čase vzniku stredohorského povrchu v klíme blížiacej sa vlastnosťami k tropickej. V súčasných krasových oblastiach tróпов aj u nás dospeli k rôznemu štádiu formovania „kužeľového krasu“, neskôr iste pozmenené procesmi mladších geomorfologických cyklov.

JASKYNNÉ ÚROVNE

Zo sledovania vývoja jaskynných úrovní v krasovej oblasti možno usudzovať na intenzitu tektonických pohybov, na ich vyzdvihovú, resp. poklesovú tendenciu v určitej vývojovej etape reliéfu. Väčšina jaskýň Západných Karpát sa vyvíjala v priebehu kvartéru, iba ojedinele sa zachovali vrchnopliocénne úrovně. Výškové rozpätie medzi najmladšími a najstaršími jaskynnými úrovniami môže poukázať na absolútny výškový vyzdvih krasového územia za určitý čas.

Vznik jaskynných úrovní sa viaže na obdobie spomalenia, resp. prerušenia tektonického vyzdvihu územia. Ďalej sa vychádza z predpokladu, že podzemné priestory vznikajú na hornej úrovni krasových vôd, kde prebieha horizontálna cirkulácia vody, orientovaná k „Vorfluter“, ktorý tu predstavuje eróznú bázu. Štúdium synchronného vývoja jaskynných úrovní s vývojom povrchových riečnych terás naznačuje možnosti riešenia geomorfologického vývoja širšieho ako len krasové územie. Tieto úvahy sa zdajú byť z teoretického hľadiska veľmi pravdepodobné. Vývoj podzemných priestorov, ale aj vývoj povrchových dolín v krase je závislý od zložitej cirkulácie podzemných krasových vôd a povrchovej hydrografie, a preto je táto otázka oveľa zložitejšia. Nie je zriedkavé, že recentný podzemný riečny tok, vytvárajúci podzemné koryto, leží hlboko pod dnom doliny. Napríklad v prípade Demänovky je aktívny tok 40 m pod úrov-

ňou dna doliny. Dno mnohých jaskynných chodieb je značne členité (striedavé stúpanie a klesanie) a jeho výšky varujú v značnom rozpätí, napr. v Novofavonskej jaskyni (Gruzínsko) je rozpätie medzi 40—110 m, v jaskyni Hölloch (Švajčiarsko) 180 m. Na druhej strane iné jaskyne majú pomerne vyrovnaný spád dna smerom k eróznej báze, napr. systém Demänovských jaskýň, Postojná a iné. Z. K. Tintilozov [36] poukazuje na skutočnosť, že hlavné rieky, ktoré pretekajú krasovým územím, majú oveľa väčší prietok ako vyvierачky, ktoré vyúsťujú do týchto riek, a preto sa pomalšie zarezávajú v podzemí ako rieka v doline. Usudzuje, že v horských, dvíhajúcich sa oblastiach porovnávanie vývoja terás s jaskynnými úrovňami nemá opodstatnenie a konštatuje, že vo Veľkom Kaukaze ani v jednej jaskyni takéto porovnávanie nemožno robiť. Uvedené príklady nás vedú pri posudzovaní tejto problematiky k opatrnosti. A. Bögl vyčlenil dva geneticky odlišné typy jaskynných úrovní, a to evolučné nivó a nivó typu riečnych korýt.

Evolučné nivó sa viaže na piezometrickú plochu krasových vôd a orientuje sa k „Vorfluter“. V plytkej freatickej zóne dochádza k hlavnej tvorbe jaskynných chodieb. Vodné cesty tu však nesledujú najkratšie spojenie s „Vorfluter“ v dôsledku rúrovitého tečenia a lokálnych geologických podmienok, ale tlakové spády vždy sledujú najkratšie hydrografické spojenie s „Vorfluter“. Preto sa vodné cesty pohybujú okolo strednej polohy, postranne a vertikálne varujú a tvoria jednu roveň. Toto nivó siaha tak nadol do freatickej zóny, ako aj nahor do zóny vysokých vôd. Takýto systém sa najčastejšie vytvára pri podzemných tokoch, ktoré smerujú naprieč k „Vorfluter“.

Nivó typu riečnych korýt je charakteristické jednostranným spádom chodieb k „Vorfluter“ a nekolíše okolo strednej polohy, ako pri predošlom type. Ide väčšinou o priebeh úrovne paralelný so smerom doliny, ktorou preteká „Vorfluter“. Povrchový tok tu často preniká do podzemia. Takým typom je systém Demänovských jaskýň.

Občas sa zamieňajú pojmy úroveň a poschodie. Pod poschodím rozumieme oveľa menšie podzemné priestory, ktorých vznik je podmienený štruktúrne a ich vývoj nie je závislý od vývoja krasu na povrchu a priebehu „Vorfluter“.

Nie vždy je možné vykonať koreláciu jaskynných úrovní s povrchovými terasami, príp. v korelácii k vývoju „Vorfluter“, a pri úplnej väčšine našich jaskýň to ani nebude možné. Pri korelácii jaskynných úrovní s terasami musíme tiež vychádzať z terasotvorného cyklu, ktorý pre karpatskú oblasť objasnil E. Mazúr [23]. Podľa tohto cyklu vznik riečnych terás prebieha v štyroch fázach, ktoré sú odrazom klimatických zmien v tektonicky sa dvíhajúcim území. Rozhodujúcim obdobím pre vznik erózných terás je prechodná fáza z interglaciálu do glaciálu. Terasové plochy akumuláčnych terás vznikali v prechodnej fáze z glaciálu do interglaciálu. Vplyv klimatického cyklu na tvorbu jaskynných úrovní sa zatiaľ podrobnejšie neštudoval. Je známy poznatok, že v chladných glaciálnych obdobiach prebiehal v jaskyniach proces zvetrávania, oddrobovania skál, vznik balvanov na dne jaskýň, a zasa naopak, v teplých obdobiach interglaciálov prebiehala tvorba sinitrov [18]. Tento proces je typický aj pre jaskyne starších vývojových fáz.

V Demänovskej doline A. Droppa [7] vyčlenil 9 jaskynných úrovní vo výškovom rozpätí 147 m, čo predstavuje aj tektonicky zdvih územia a priebeh kvartéru. Ide o typ korytových úrovní. Jednotlivé úrovne sú zachované iba v útržkoch a nie v celej dĺžke priebehu doliny. Tieto úrovne autor paraleli-

zoval s vývojom povrchových terás Demänovky a Váhu. Ako kritérium mu slúžilo porovnávanie relatívnych výšok, petrografické zloženie štrkového materiálu a stupeň jeho zvetrávania. Musíme však poznamenať, že aj keď Demänovka predstavovala hlavný odvodňujúci tok Demänovského krasu a viazala sa na eróznú bázu Váhu, v prípade vlastného toku Demänovky ako krasovej rieky prebiehali cirkulačné procesy oveľa zložitejšie. Erózna báza, ktorú predstavovala vyvieracia, premiestňovala sa nielen vo vertikálnom smere v dôsledku zahlbovania doliny, ale aj pozdĺž doliny. Zrejme treba počítať s tým, že aj v starších etapách vývoj podzemnej úrovne neprebíhal v zhode s vývojom dna doliny. Nemôžeme tiež porovnávať stupeň zvetrávania štrkov povrchových terás so štrkami v jaskyni, pretože sa nachádzajú v rozdielnom prostredí.

Najnovšie výskumy v Stratenskej jaskyni [16] ukazujú vývoj 6 úrovní v rozpätí 122 m, z ktorých najvýznamnejšia a najrozsiahlejšia je vývojová úroveň IV v absolútnych výškach 945 m n. m. Rozdielny rozsah zachovania úrovní v tejto jaskyni svedčí, že rieka Hnilec, ktorá formovala podzemné priestory (dokázané petrografickým rozborom štrkov) v rôznych štádiách vývoja, prenikala do podzemia ramenami rôznej výdatnosti, a preto korelácia úrovní s vývojom povrchu nie je jednoznačná. Azda najlepšie zachovaná, najsilnejším ramenom vytvorená IV. úroveň by mohla vniesť svetlo do chronológie úrovní.

Kým predošlé jaskynné úrovne sú výsledkom koróznno-eróznej činnosti alochtónnych tokov, jaskynné úrovne Domica v Slovenskom krase sa označujú za výsledok činnosti autochtónneho podzemného toku Styx. Rozsiahlosť priestorov však svedčí o tom, že v predošlých etapách vývoja jaskyne prenikal do podzemia aspoň občasne povrchový tok. Jaskyňa má vytvorené 3 úrovne, z ktorých najspodnejšia (najstaršia) je vyplnená štrkami poltárskej formácie. Jaskynné úrovne svedčia o obrátenom vývoji úrovní v dôsledku vyzdvihovania územia počas pliocénu a jeho poklesávania v priebehu kvartéru, čo svedčí, že staršie úrovne ležia nižšie, mladšie sa vytvárajú vyššie, resp. sa viažu na staré predpleistocénne úrovne. Je to ďalší dôkaz o tektonickom poklesávaní Slovenského krasu počas kvartéru. Potvrďuje tiež intenzívne podzemné krasovatenie a tvorbu jaskýň počas pliocénu ešte pred usadením poltárskej štrkovej formácie.

ZÁVER

Pokúsili sme sa poukázať na význam poznatkov o krasovom reliéfe pri riešení geomorfologického vývoja Západných Karpát. Hodnotili sme iba vybrané znaky krasového reliéfu, ktoré okrem uvedeného môžu prispieť k poznaniu širšieho paleogeografického obrazu krajiny. Opierali sme sa o doterajšie poznatky o vývoji reliéfu, najmä však o tvorbe zarovnaných povrchov. Pozornosť sme sústredili na predkvartérny vývoj reliéfu. Ukazuje sa, že kras najlepšie konzervoval zvyšky stredohorského zarovnaného povrchu, a to nielen v oblastiach klasického planinového krasu, ale aj v ostrovných polohách, ktoré ležia v rozdielnych nadmorských výškach a geomorfologických pozíciách v rámci neotektonického rozčlenenia Západných Karpát. Z tohto povrchu ojedinele vystupujú zvyšky staršieho systému v podobe nedokonale vyvinutých kuželových foriem. V krase sa zachovali početné krasové okrajové roviny.

Sledovali sme iba niektoré vybrané krasové oblasti. Výsledky ich výskumu dopĺňajú mozaiku informácií o vývoji reliéfu Západných Karpát. Krasové územia Slovenska však poskytujú oveľa širšie možnosti pre riešenie zásadných problémov karpatskej geomorfológie.

LITERATÚRA

1. ANDRUSOV, D., BORZA, K., MARTINY, E., POSPÍŠIL, A.: O pôvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. Geol. Zbor., 9, 1, Bratislava 1958. — 2. BIELY, A., SAMUEL, O.: K otázke veku červených vajskovských zlepenčov v Lopejskej kotline. Geol. Práce, Správy, 77, Bratislava 1982. — 3. BORZA, K., ČINČURA, J., MARTINY, E.: Herkunft der Roterden der südwestlichen Slowakei. Geol. Zbor., 20, 2, Bratislava 1969. — 4. ČINČURA, J.: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát. Geogr. Čas., 22, 2, Bratislava 1970. — 5. ČINČURA, J.: Morfológická hodnota hornín. Mapa mierky 1:1 mil. Atlas SSR, Bratislava 1980. — 6. DROPPA, A.: Demänovské jaskyne. SAV, Bratislava 1957. — 7. DROPPA, A.: Geomorfologické pomery Demänovskej doliny. Slovenský kras, 10, Martin 1972. — 8. DROPPA, A.: Príspevok k vývoju jaskyne Domica. Československý kras, 22, Praha 1972. — 9. HOCHMÜTH, Z.: Drienčanský kras v Slovenskom rudohorí. Geogr. Čas., 27, 3, Bratislava 1975. — 10. JAKÁL, J.: Príspevok k poznaniu vzniku krasových priehlbín v Slovenskom krase. Geogr. Čas., 4, Bratislava 1971. — 11. JAKÁL, J.: Morfológia a genéza Dobšinskej ľadovej jaskyne. Slovenský kras, 11, Martin 1971. — 12. JAKÁL, J.: Genetičeskije typy pešcer Slowakii i ich svjaz s reljefom, litologiej i tektonikoj. Slovenský kras, 11, Martin 1973. — 13. JAKÁL, J.: Kras Silickej planiny. Osveta, Martin 1975. — 14. JAKÁL, J.: Morfoštruktúrna analýza a jej využitie pri typológii krasu. Slovenský kras, 16, Martin 1978. — 15. KARNIŠ, J., KVITKOVIČ, J.: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Geograf. Práce, 1, Bratislava 1970. — 16. KUCHARIČ, L., NOVOTNÝ, L., STEINER, A., TULIS, J.: Geologicko-geofyzikálny prieskum medzi Stratenskou jaskyňou a Dobšinskou ľadovou jaskyňou a niektoré otázky genézy týchto jaskýň. Slovenský kras, 18, Martin 1980. — 17. LEHMANN, H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde, B. VII. Bonn 1954. — 18. LOŽEK, V.: Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha 1973. — 19. LOŽEK, V.: Chronological Position of the Last Phase of Slope Retreat in Czechoslovak Karst Areas. Československý kras, 31, Praha 1980. — 20. LUKNIŠ, M.: Príspevok ku geomorfológii povrchového krasu Stratenskej hornatiny. Práce Štátneho geologického ústavu, 15, Bratislava 1945. — 21. LUKNIŠ, M.: Geomorfologický prehľad. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape mierky 1:200 000, list Rimavská Sobota, Bratislava 1962. — 22. LUKNIŠ, M.: Pozostatky starších povrchov zarovnania reliéfu v československých Karpatoch. Geogr. Čas., 16, 3, Bratislava 1964. — 23. MAZÚR, E.: Žilinská kotlina a príhlhlé pohoria. Bratislava 1963. — 24. MAZÚR, E.: Kotliny ako význačný prvok reliéfu Slovenska. Geogr. Čas., 16, 2, Bratislava 1964. — 25. MAZÚR, E.: K zásadám geomorfologickej rajonizácie Západných Karpát. Geogr. Čas., 16, 3, Bratislava 1964. — 26. MAZÚR, E.: Major Features of West Carpathians as a Result of Young Tectonic Movements. Problems of West Carpathians Geomorphology, Bratislava 1965. — 27. MAZÚR, E., ČINČURA, J.: Poverchnosti vyravnivanija Zapadnych Karpat. Studia Geomorphologica Carpatho-balcanica, 9, Warszawa—Kraków 1975. — 28. MAZÚR, E., JAKÁL, J.: Podklad, in: Slovenský kras — regionálna fyzickogeografická analýza. Geograf. Práce, 1—2, Bratislava 1971. — 29. MELLO, J., SNIPOKOVÁ, P.: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gombaseckého lomu. Geol. Práce, Správy, 61, Bratislava 1973. — 30. MIŠÍK, M.: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Bratislava 1978.

31. MITTER, P.: Geomorfológia Muránskej planiny a Švermovského hrdla. Slovenský kras, 13, Martin 1975. — 32. PANOŠ, V., ŠTENCL, O.: Physiographic and geologic central in development of Cuban mogotes. Zeitschrift für Geomorphologie, 12 {2}, 1968. — 33. SKŘIVÁNEK, F.: Die Karstentwicklung des Plešivec—Plateaus im Südslowakischen Karst. Actes du IV^e Congres International de spéléologie en Yougoslavie, Ljubljana 1965. — 34. SMOLÍKOVÁ, L., LOŽEK, V.: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. Eiszeitalter und Gegenwart, B 13, 1962. — 35. STANKOVIANSKY, M.: Geomorfologické pomery Čachtických Karpát s osobitným zreteľom na Čachtický kras. Slovenský kras, 17, 19, Martin 1979. — 36. TINTILOZOV, Z. K.: Peščery Gruzii. Izd. Mecniereva, Tbilisi 1976.

Йозеф Якал

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ОБЛИКЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Карстовый рельеф относится к наиболее распространенным типам рельефа Западных Карпат. Он хорошо развит как в высоких горах, так и в среднегорьях или же на дне котловин. Он приурочен, прежде всего, к известнякам триасового происхождения. Известняк считается очень прочной породой в пределах умеренного климатического пояса. Поэтому он хорошо сохраняет более древние формы рельефа. Проявление прочности известняка не является лишь отражением его литологических свойств, а, главным образом, отражением направленных эрозионно-денудационных процессов. В особенности необходимо подчеркнуть их равномерное распространение на поверхности плоскогорий и, тем самым, также одновременное понижение поверхности в случае приподнятых плоскогорий, равно как и перемещение коррозивно-эрозионных процессов в подземелье. Для сохранения более древних форм в карсте важным является благоприятное положение карста по отношению к некарстовым окрестностям. В случае автогенного карста хорошо сохранены более древние формы, в случае алогоенного карста они часто стерты в результате педипланационных процессов или перекрыты более молодыми отложениями.

Наиболее характерным признаком карстовых территорий Западных Карпат являются карстовые плато. Они наводят на развитие поверхностей выравнивания. Это отчетливые высокорасположенные плоскогорья с типом платообразного карста, но также это островообразные плато в понижениях (карта 1, профиль 1). Для сравнения отдельных плато и для определения их возраста мы приняли несколько критериев: а) абсолютная высота плато и относительная высота над „форфлютером“ (водотоком, сводящим воды карстовой территории), б) степень карстования и доля карстующего фактора, в) остатки кор выветривания и их происхождение, г) положение плато по отношению к окружающему рельефу, д) корреляция плато с покровными образованиями.

Наиболее распространена среднегорная поверхность выравнивания, сформировавшаяся в панноне. Она сохранилась во всех высоких горах (Низкие Татры — Огниште, высота около 1500 м над уровнем моря) и в средних горах (Словацкий карст — на абсолютных высотах 600—800 м, Страховские горы — 800 м, Словацкий рай — плато Пельц около 1000 м), а также на дне котловин (Леготский карст — 600 м над уровнем моря). Высотная дифференциация обусловлена дифференцированными неотектоническими движениями. На этих плато имеется много схожих признаков, касающихся наличия и размеров карстовых форм, остатков кор выветривания и т. п.

На среднегорных поверхностях выступают отдельные остатки более древнего рельефа (верхний баден), сохранившиеся в виде несовершенного развитых форм конусов. Эти формы лучше всего наблюдаются на Плешивецком плато и на плато Пельц. Они чаще всего считались сохранившимися формами тропического конусообразного карста [21, 33]. На осно-

вании изучения этих форм в Западных Карпатах, а также знаний, полученных в результате исследования карста Кубы, мы пришли к выводу, что конусообразные формы нельзя отождествлять с климатически обусловленным конусообразным тропическим карстом, но с другой стороны, их образование нельзя объяснять исключительно геолого-структурными условиями. Мы предполагаем, что конусообразный карст образовался только при благоприятных структурно-тектонических условиях, а именно, в зависимости от положения карста по отношению к активному уровню педипланационных процессов. Жаркий, влажный климат, обуславливает, однако, более быстрое растворение известняка, направленное структурно-тектоническими процессами. Поэтому конусообразный карст чаще всего встречается как раз в тропических областях.

Карстовые краевые равнины сохранились и в других горах, например в Плавецком карсте, Стражовских горах, на плато Пельц. Их возникновение относится к непродолжительному этапу тектонического покоя в роданской фазе складчатости.

В целях познания четвертичного развития рельефа интересным представляется прослеживание пещерных уровней. В результате изучения этого фактора подтверждается, что центральные Карпаты (Низкие Татры) поднимаются и краевые области (Словацкий карст) погружаются.

Данная проблематика нами решалась только на примере избранных карстовых областей. Карстовые территории Словакии предоставляют более широкие возможности для решения основных проблем карпатской геоморфологии.

Карта 1. Геоморфологические условия избранных карстовых территорий.

1 — Карстовый рельеф. 1.1 — Эрозионно-денудационные выравненные поверхности. 1.1.1 — Конусообразные остатки вершинной системы. 1.1.2 — Среднегорная поверхность выравнивания, сохранившаяся в виде карстовых хребтов. 1.1.3 — Среднегорная поверхность в виде плато (Верх. Легота). 1.1.4 — Погруженные глыбы среднегорной поверхности (Поники). 1.1.5 — Карстовые краевые равнины. 1.2 — Склоны, косогоры. 1.3 — Карстующий фактор. 1.3.1 — Увала. 1.3.2 — Карстовые воронки дисолюционного происхождения. 1.3.3 — Аллювиальные, понорные карстовые воронки. 1.3.4 — Карровые поля. 1.3.5 — Карстовые источники. 2 — Флювиально-карстовый рельеф. 2.1 — Краевые увалы. 2.2 — Сухие долины. 3 — Некарстовый рельеф. 3.1 — Умеренно моделированный рельеф на водонепроницаемых породах. 3.2 — Речные террасы. 3.3 — Делювий на дне сухих долин. 3.4 — Перигляциальные увалы небольшой величины. 3.5 — Долины рек.

Профиль 1. Геоморфологические профили избранных карстовых территорий.

1 — Конгломераты, песчаники, ил — неоген. 2 — Известковые и доломитовые конгломераты — палеоген. 3 — Вайсковские известковые конгломераты — верхний мел (?). 4 — Доломиты — верхний и средний триас. 5 — Известняки — средний триас. 6 — Мелафировая серия, песчаники, сланцы — нижний триас. 7 — Гнейсовая серия — протерозой.

Профиль 2. Схематический геоморфологический профиль плато Пельц.

Профиль 3. Схематический геоморфологический профиль „конусообразного карста“.

1 — Известняк — верхний триас. 2 — Известняк — средний триас. 3 — Водонепроницаемые гнейсы — карбон.

- Рис. 1. Плато Пельц (Словацкий рай), карстовые хребты среднегорной поверхности выравнивания, на переднем плане увала (Фото: Й. Якал).
- Рис. 2. Верхнелеготский карст — карстовое плоскогорье (среднегорная поверхность выравнивания) (Фото: Й. Якал).
- Рис. 3. Поницкий карст (хребты среднегорной поверхности выравнивания), на переднем плане сухая долина с карстовыми воронками (Фото: Й. Якал).
- Рис. 4. „Острые холмики” на Плешивецком плато (Фото: Й. Якал).

Перевод: Л. Правдова

Jozef Jakál

KARST RELIEF AND ITS SIGNIFICANCE IN THE GEOMORPHOLOGICAL PICTURE OF THE WEST CARPATHIANS

The karst relief belongs to the most spread relief types in the West Carpathians. This is well-developed in both the high mountain ranges and in the middle mountains, or also on the bottoms of basins. It is bound above all to the Triassic limestones. Within the area of moderate climatic belt limestone is considered as a very resistant rock. This is why it well retains and conserves earlier relief forms. Manifestation of the resistance of limestone is not merely a reflection of its lithological properties, but primarily a reflection of directed erosion-denudational processes. It is necessary to emphasize particularly their uniform distribution on the surface of plateaus and thus also a unified lowering of the surface in uplifted plateaus and removal of corrosion-erosional processes into the underground. To retain the earlier forms in the karst a favourable position of karst to the non-karst surroundings is important. The earlier forms are well-developed in autogenetic karst, while in allogenic karst they are frequently wiped out by pediplanation processes or overlain by younger sediments.

The most expressive mark of karst areas in the West Carpathians are the karst plateaus. The development of levelled surfaces are indicated by them. They are expressive high-situated upland plateaus with a type of planina karst, but also smaller island plateaus lying in depression positions (Map 1, Profile 1). To compare the individual plateaus and to establish their age some criteria served us: a) altitude above sea level and relative height above the „Vorfluter“ (receiving stream), b) degree of karstification and representation of karst phenomenon, c) remnants of weathering crusts and their origin, d) position of plateaus to surrounding relief, e) correlation between plateaus and covering formations.

Most spread is the middle mountain levelling surface, which formed itself during the Pannonian. It is preserved in the high mountain ranges (the Nízke Tatry Mts — the Ohníšte, about 1500 m above sea level), in the middle mountains (the Slovenský Kras — 600—800 m above sea level, the Strážovské Vrchy Mts — 800 m above sea level, the Slovenský Raj, plateau Pelc — 1000 m above sea level), on the bottoms of basins (the Lehota karst — 600 m above sea level). The altitude differentiation is conditioned by the differentiated Neotectonic movements. These plateaus bear many similar marks as to the representation and size of karst forms, the remnants of weathering crusts and so on.

From the middle mountain surface isolated remnants of an earlier relief (Upper Badenian) come to light, being preserved in a form of imperfectly developed cones. These forms are most observable on the Plešivec and Pelc planinas. They were fre-

quently regarded as preserved forms of tropical conic karst [21, 33]. On the basis of studying these forms in the West Carpathians as well as of the findings gained in investigating the karst of Cuba we have arrived at the opinion that the conic forms cannot be identified with the climatically conditioned conic tropical karst, but on the other hand their origin cannot be interpreted exclusively by' geologico-structural conditions only. We can assume that the conic karst generated only under favourable structural-tectonic conditions and in dependence on the position of karst regarding the active level in pediplanation processes. The hot and moist climate, however, brings about a more rapid dissolution of limestone, which is directed in turn by structural-tectonic processes. That is why we can come into contact with conic karst just in tropical areas.

The karst marginal plains are preserved in several mountain ranges, for instance, in the Plavecký Kras, in the Strážovské Vrchy Mts, on the planina of Pelc. Their origin is bound to a short stage of the tectonic rest in the Rhodanian phase of movements.

To be acquainted with the Quaternary relief development it is interesting to pursue the cave levels. On the basis of the findings from the Central Carpathians (Nízke Tatry) they confirm an uplifting of the territory, while in marginal areas (Slovenský Kras) in turn its subsiding tendency.

The mentioned problems have been solved only on an example of selected karst areas. The karst areas of Slovakia, however, afford much wider prospects for solving the principal problems of the Carpathian geomorphology.

Map 1. Geomorphological conditions in selected karst areas.

1 — Karst relief. 1.1 — Erosion-denudational levelled surfaces. 1.1.1 — Conic remnants of summit system. 1.1.2 — Middle mountain levelled surface preserved as karst ridges. 1.1.3 — Middle mountain surface as plateau [H. Lehota]. 1.1.4 — Subsided blocks of middle mountain surface (Poniky). 1.1.5 — Karst marginal plains. 1.2 — Slopes. 1.3 — Karst phenomenon. 1.3.1 — Uvala. 1.3.2 — Dissolution dolinas. 1.3.3 — Alluvial, ponor dolinas. 1.3.4 — Lapies fields. 1.3.5 — Karst tubular springs.

2 — Fluviokarstic relief. 2.1 — Marginal uvalas. 2.2 — Dry valleys.

3 — Non-karstic relief. 3.1 — Moderately relief on impermeable rocks. 3.2 — River terraces. 3.3 — Deluvia on bottom of dry valleys. 3.4 — Periglacial dells. 3.5 — River valleys.

Profile 1. Geomorphological profiles in selected karst areas.

1 — conglomerates, sandstones, clays — Neogene. 2 — calcareous and dolomitic conglomerates — Paleogene. 3 — Vajsková calcareous conglomerates — Upper Cretaceous (?). 4 — dolomites — Upper and Middle Triassic. 5 — limestones — Middle Triassic. 6 — melaphyre series, sandstones, slates — Lower Triassic. 7 — gneiss series — Proterozoic.

Profile 2. A schematic geomorphological profile through the planina of Pelc.

Profile 3. A schematic geomorphological profile through the „conic karst“.

1 — limestone — Upper Triassic. 2 — limestone — Middle Triassic. 3 — impermeable slates — Carboniferous.

Fig. 1. The planina of Pelc [the Slovenský Raj], karst ridges of the middle mountain level, a uvala in the foreground — photo by J. Jakál).

Fig. 2. The Horná Lehota karst — a karst plateau (middle mountain level) (photo by J. Jakál).

Fig. 3. The Poniky karst (ridges of the middle mountain level), a dry valley with dolinas in the foreground (photo by J. Jakál).

Fig. 4. The Ostré Vřšky on the Plešivecká Planina (photo by J. Jakál).

Translated by A. K r a j č í r