

PRÍSPEVOK K FORMÁM VYSOKOHORSKÉHO KRASU V ČERVENÝCH VRCHOCH

This article deals with the destructive forms of the Alpine karst, from the Mesozoic part of the Western Tatras (the group of Červené vrchy — Red Hills). On the example of the lapies or clints, of the gradationed karst, dolines and open pits (ghylls), the author studies the evolution of karst formation in relation to the tectonic structure and to the periglacial processes.

V československej časti Západných Tatier môžeme vyčleniť tri oblasti, na stavbe ktorých sa v podstatnej miere podieľajú karbonatické komplexy s viac alebo menej rozvinutým krasovým fenoménom. Sú to: skupina Sivého vrchu, Osobitej a Červených vrchov. Všetky tri vystupujú svojimi najvyššími časťami nad hornú hranicu lesa, čiže do vysokohorskej periglaciálnej zóny (zhruba od 1350 m n. m. na Z, od 1500 m n. m. na V). Kras tejto zóny možno charakterizovať ako vysokohorský alebo alpínsky a poznačuje ho na jednej strane zastúpenie len určitých foriem, na druhej strane ich svojrázne stváranie v jednotlivostiach (4, 10).

Z uvedených troch horských skupín má azda najpriaznivejšie podmienky pre rozvoj vysokohorského krasu skupina Červených vrchov, a to z hľadiska petrografického zloženia, stavby a morfolologickej povahy územia, ako aj klímy. Niektoré krasové tvary, najmä škrapy a tzv. stupňovitý kras, tu dosiahli skutočne klasický rozvoj, aký dosiaľ nepoznáme z iných našich vysokohorských krasových oblastí, či sú to Belanské Tatry (16) alebo Nízke Tatry (12). Napriek tomu zostali krasové tvary Červených vrchov až na drobné zmienky väčšinou opomenuté (13, 7). Niektoré formy, najmä na poľskej strane, opisuje A. W r z o s e k (18) a najnovšie na našej strane A. D r o p p a (6).

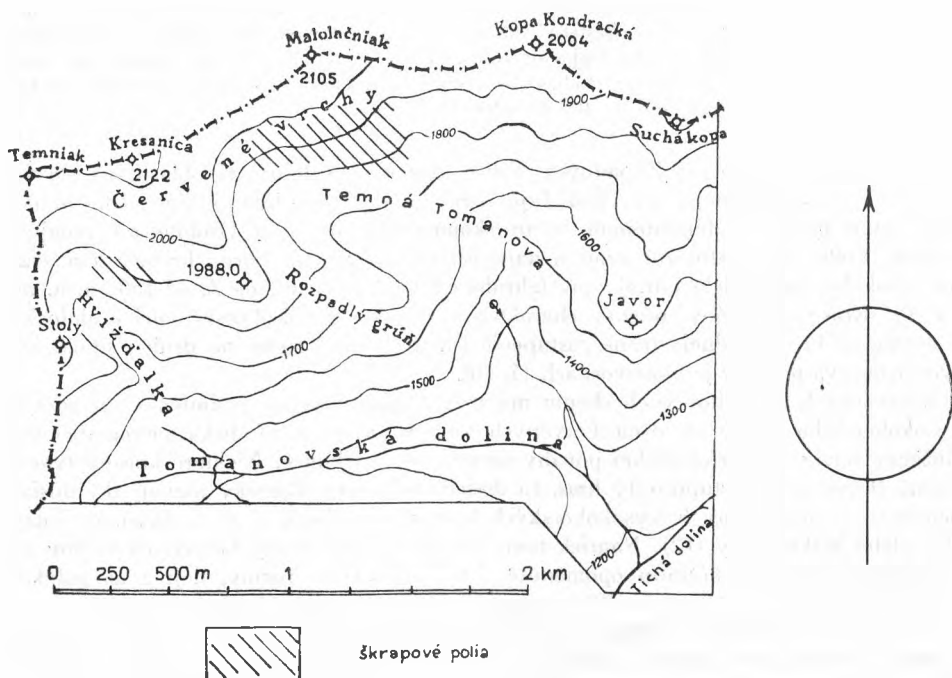
Predmetom predloženého článku sú niektoré predbežné výsledky o najrozvinutejších formách povrchového krasu Červených vrchov, najmä škrapov, krasových stupňov a závrto, ktoré som študoval v rokoch 1956—1957 v rámci geomorfologického mapovania Západných Tatier.

Prehľadná fyzickogeografická charakteristika územia

Krasová oblasť Červených vrchov sa rozkladá po oboch stranách čs.-poľskej štátnej hranice zhruba medzi Tomanovským sedlom (1689 m) a Suchou kopou (1901 m). K nášmu územiu z nej patrí časť, vymedzená Tomanovskou dolinou a čiarou od jej styku s Temnou Tomanovskou po Suchú kopu, t. j. územie o rozlohe asi 3,5 km² (pozri mapu 1). Východne od tejto užšie vymedzenej oblasti sa síce vyskytujú viac alebo menej súvislé pruhy karbonatických hornín, najmä strednotriasových vápencov a dolomitov, malmských a urgónskych vápencov (7), ako napr. na južnom svahu Javora, Goričkovej (1912 m) a Kasprového vrchu (1985 m), no sú tu jednak v relatívne malých mocnostiach (s výnimkou Javora), jednak v nepriaznivom uložení v podloží nekarbonatických neprepustných komplexov. K povrchu vystupujú vlastne

len vrstevnými hlavami. Krasový fenomén je tu obmedzený na škrapy a drobné výklenky, resp. diery. Morfologicky sa však tieto komplexy mocne uplatňujú ako vysoké bralné zápole (napr. Javor, Vráta) alebo drobnejšie skalné zruby.

Vlastná študovaná oblasť je budovaná takmer výlučne karbonatickými komplexmi, a to stredotriasovými vápencami, dolomitmi a dolomitickými vápencami, malmskými až urgónskymi vápencami tomanovskej série, resp. vrásky Červených vrchov. Tieto súvrstvia, spočívajúce v nadloží neprepustných spodnotriasových kremencov a verfén-ských bridlic, sú len lokálne prestúpené vložkami neprepustných hornín rétu a detri-tického liasu (7).



Mapa 1. Krasová oblasť Červených vrchov.

Stredotriasové súvrstvia majú najväčšiu rozlohu a mocnosť, budujúce spodnú časť Rozpadlého grúňa (1704 m) a pohraničný hrebeň od Stola cez Temniak, Kresanicu (2122 m), Malolačniak (2104 m) až po Suchú kopy. Sám vrchol Kresanice však tvorí drobná čiapka kremencov, vrchol Malolačniaka, Kopy Kondrackej a Suchej kopy kryštalikum (7). Stredotriasový komplex charakterizuje časté striedanie sa vápencových lavíc, 1–10 m mocných, s polohami dolomitov a dolomitických vápencov. Vedľa niekoľkých nesúvislých drobných vložiek rétických bridlic sú miestami prestúpené tieto súvrstvia slabšími ílovito-slienitými polohami (7). Vápence, dolomity a dolomitické vápence sú stredno až jemnozrné, mikrokryštalické, svetlošedej až ružovkastej farby (7). Celý tento komplex je intenzívne zvrásnený, v detailoch s rôznosmerným sklonom. Dosahuje 100–200 metrovú mocnosť, miestami i viac.

Súvrstvie malmsko-neokómskych (urgónskych) vápencov vystupuje obyčajne v nadloží predchádzajúceho komplexu alebo je od neho oddelené niekoľko metrovom mocnou polohou vápencov bajosu, resp. batu (7).

Malmské vápence sú ružovej až šedej farby, vo vyšších polohách sú svetlé, celistvé, s lastúrnatým lomom. Vystupujú v laviciach menlivej mocnosti od niekoľko dm do 1–2 m, lokálne i viac. Vo vyšších polohách prechádzajú malmské vápence do urgónskych tmavošedých masívnych organogénnych vápencov (7).

Komplex malmsko-urgónskych vápencov buduje východnú časť Rozpadlého grúňa (1704 m), južné svahy Malolačniaka a Kopy Kondrackej. Na malej ploche vystupuje i na severnom svahu karu Hvižďalka pod Temniakom. Podobne ako súvrstvia strednotriasových vápencov a dolomitov sú i malmsko-urgónske vápence intenzívne zvrásnené. Pre vývoj krasových javov sú však posledné oveľa priaznivejšie, najmä s ohľadom na obsah CaCO_3 a chýbanie nekarbonatických vložiek. Oba komplexy sú intenzívne prestúpené systémami puklín, z ktorých sú najdôležitejšie systémy smerov 30–40° a 100–110°.

Morfológia. Skupina Červených vrchov predstavuje z hľadiska štruktúrneho reliéfu napriek rôznosmernému sklonu jednotlivých súvrství intenzívne zvrásneného mezozoika naklonenú štruktúru s celkovým úklonom mezozoika k severu, a to štruktúru typu crets. Od hmoty kryštalickej Západných Tatier je oddelená hlbokými subsekventnými dolinami hornou Tichou a Tomanovou, založenými v mäkkších členoch mezozoika, najmä verfénu. Za svoju pomerne značnú šírku a korytovitý tvar ďakujú tieto doliny najmä modelačnej činnosti ľadovca a procesom periglaciálnej svahovej modelácie.

Aj detailná povrchová tvárnosť krasovej oblasti Červených vrchov je poznačená oboma spomenutými činiteľmi, t. j. ľadovcami a periglaciálnou svahovou modeláciou, pravda, v úzkej súvislosti na morfolologickej hodnote hornín (v našom prípade na štruktúre a fyzikálno-chemických vlastnostiach karbonatických súvrství). Študované územie je rozčlenené dvoma karmi, a to Temnou Tomanovou a drobným kotlom Hvižďalky. Prvý z nich je založený v synklinálnom ohybe v malmských vápencoch vrásy Červených vrchov medzi Rozpadlým grúňom a Malolačniakom, druhý medzi Stolmi a hrebeňom, vybiehajúcim z Kresanice k JV (k. 1988 m). Kar Temnej Tomanovej spomína už R. Lucerna pod názvom Spoderi žľab (13). Kar má dolný okraj vo výške asi 1630 m (merané barometricky) a spadá takmer 200 m vysokým skalným stupňom k Tomanovej doline. Kotol Hvižďalka má dolný okraj asi v 1680 m a končí sa nad Tomanovou dolinou opäť visuto, stupňom vyše 100 m vysokým. Dno oboch kotlov je vyplnené sutinami. (A. Gorek ich zakresľuje vo svojej mape ako skalné moria.)

Svahy študovaného územia sa vyznačujú veľkou sklonitosťou, len výnimočne klesajú pod 30°. Na svahoch a chrbtoch, častejšie na hrebeňoch, sa striedajú hladšie modelované hôľne plochy s ostro rezanými bralnými, pričom majú posledné prevahu. Viazu sa jednak na obvod glaciálnych kotlov, jednak na veľmi odolné malmské vápence a často tiež na vrstevné hlavy vápencovo-dolomitických strednotriasových komplexov. Prejavujú sa buď vo forme mohutných skalných stien, podmienených glaciálnou činnosťou, alebo vo forme zápolí štruktúrneho pôvodu (napr. južný svah Rozpadlého grúňa, Javora), prípadne nižších zrubov, zoradených často stupňovite nad sebou alebo izolovaných drobnejších stupňov a skalísk. Oproti tomu hôľne plochy sú najčastejšie nad oblasťou karov, najmä na chrbte a svahu medzi Malolačniakom a Suchou kopou a na rássoche s kótou 1988 m. Súvisia tu jednak s rozšírením kryštalinika, jednak sa viažu na vrstevné plochy malmsko-urgónskych vápencov, resp. strednotriasových komplexov.

↓ *Klíma.* Krasová oblasť Červených vrchov patrí k typu studenej horskej klímy — C₃ (19). Niektoré charakteristiky dôležité z hľadiska krasovenia: priemerná ročná teplota sa pohybuje pod 0 °C, januárová pod -8 °C, júlová pod +10 °C, priemerné teploty vegetačného obdobia (4.—10. mes.) pod +6 °C. Priemerný úhrn zrážok vystupuje nad 1800 mm, z toho pripadá na vegetačné obdobie 1000—1200 mm, najviac na júl 200—250 mm. Priemerný počet dní so snehovou prikrývkou prekračuje hodnotu 200 (19). Z hľadiska lokálnej klímy je dôležité uviesť prevažne južnú expozíciu študovanej oblasti.

Hydrologia. Hydrologické pomery študovaného územia sú značne komplikované najmä v dôsledku zložitej tektoniky, morfolologickej tvárnosti, resp. ďalších fyzicko-geografických činiteľov, ako klímy, zvetralinového pokrovu, vegetačného krytu ap., ktoré sú často v interferencii. Vidí sa mi preto potrebné doplniť interpretáciu hydrologických pomerov, ako ju podáva A. Droppa (6) a ktorá v zásade vyznieva v tom zmysle, že krasové územie Červených vrchov je odvodňované Tomanovským potokom. Aspoň západná časť územia, v tom i pohraničného hrebeňa — Stohy — Kresanica — Malolačnik, odvádza svoje podzemné vody ku Koscieliskej doline, do jej glaciálnych kotlov (povodie Balt. mora), v dôsledku generálneho sklonu krasových stredonriasových komplexov k severu na neprepustnom verfenskom súvrství. Oproti tomu povrchový odtok, ktorý je, vďaka značnému sklonu a malej členitosti, pomerne vysoký, je orientovaný k Tomanovskej doline (povodie Čierneho mora). Povrchový odtok sa koncentruje predovšetkým na lavínózno-murové žľaby, zakončené na severnej (ľavej) strane Tomanovskej doliny sutinovými kužeľmi. Do nich vsakuje značná časť povrchového odtoku a vyteká potom vo forme sutinových prameňov na povrch, resp. z väčšej časti preteká pod sutinami priamo k Tomanovskému potoku. Takýto odtok, pochopiteľne, nemožno zamieňať s odtokom podzemných krasových vôd. Pritom oblasť karu Hvižďalky je aspoň sčasti odvodňovaná k Tomanovskej doline, vďaka lokálnemu prehnutiu a úklonu vrstiev k juhu.

Odlišná situácia je vo východnej časti územia, najmä v kare Temnej Tomanovej a k nemu príľahlých svahov. Tu, vďaka synklinálnemu prehnutiu malmských vápencov, s ktorým konvenuje i morfológia terénu (kar Temnej Tomanovej sa viaže na synklinálne prehnutie), je povrchový i podzemný odtok jednotný k Tomanovej doline. Pritom povrchové vody zo svahov Malolačnika sa nedostávajú k Tomanovej doline priamo (povrchový tok tu nejestvuje), ale v kotle Temnej Tomanovej sú viacerými závrtní odvádzané do podzemia. Odtok podzemných vôd, skoncentrovaných v tektonickej i morfolologickej depresii kotla Temnej Tomanovej, umožňujú neprepustné polohy rétu, detritického liasu, resp. bridlic albu (7). K povrchu sa dostávajú tieto vody vo forme sutinou zakrytej krasovej vyvieracky na juhovýchodnom svahu Rozpadlého grúňa. Krasové vody sa predierajú cez sutiny tromi prameňmi v nadmorskej výške 1400—1450 m. Pre túto časť územia možno prijať názory A. Droppu (6), ktorý dosť podrobne opisuje aj spomenuté krasové pramene.

Pôdny a vegetačný kryt. Ako vyplýva už z morfolologickej charakteristiky, značná časť študovaného územia je bralná a teda podložie obnažené. Plytká pôdna pokrývka, k tomu väčšinou nesúvislá, sa viaže na hĺbny reliéf. Ide tu väčšinou o plytké kamenité pôdy, len lokálne v morfologicky priaznivejších polohách mocnejšie, patriace k typu rendzín, najčastejšie alpínskych smolnatých rendzín, analogických Belanským Tatrám, ako ich uvádza K. Tarábek (17).

Pokiaľ ide o sutinové uloženiny, sú v oblasti Červených vrchov dosť obmedzené, a to najmä na oba kary (morény a sutinové kužele) a miernejšie úpätia skalných zrubov, najmä južný svah Rozpadlého grúňa.

Kedže študovaná oblasť leží nad hranicou lesa (okolo 1500 m n. m.), je jej vegetačný kryt obmedzený na horské lúčiny, resp. nesúvislé porasty kosodreviny.

Ak súborne hodnotíme fyzickogeografické vlastnosti študovaného územia, javia sa napriek niekoľkým retardačným prvkom vcelku priaznivými pre vývoj krasového fenoménu.

Krasové tvary

Škrapy. Najkrajšie vyvinuté škrapy sú na južnom svahu Malolačniaka nad kotlom Temnej Tomanovej a tvoria škrapové polia o ploche niekoľko hektárov vo výškovom rozpätí 1700—1950 m n. m. Škrapy sa tu viažu na malmské, chemicky značne čisté vápence. Tieto sú lavicovité, s lavicami obyčajne niekoľko decimetrov až 1—2 m mocnými. Celý malmský lavicovitý komplex je sklonený k juhu zhodne so svahom, ktorého spád kolíše v rozmedzí 34—42°. Pritom svah so škrapami nie je hladký, plynulý, ale sa člení na celý rad čiastkových škrapových polí, usporiadaných stupňovite nad sebou. Expozícia svahu je vyslovene južná.

Škrapové polia Temnej Tomanovej sa vyznačujú jednak veľkým bohatstvom zastúpených tvarov, a to v rôznom štádiu vývoja, jednak mimoriadnou dokonalosťou formy jednotlivých druhov škrapov a konečne nezvyklými rozmermi.

Vyskytujú sa tu dve základné grupy škrapov, a to svahové (gravitačné) a puklinové. Obe skupiny sú zastúpené rôznymi varietami, podľa závislosti od sklonu územia, typu koróznych procesov, resp. tektonickej predispozície. Pri tejto klasifikácii sa pridrižavam v zásade členenia Bögliho z roku 1951 (1) s tým, že jeho dve grupy tzv. Rinnenkarren a Rillkarren spájam v jednu skupinu pod názvom svahové škrapy. Viedla ma k tomu skutočnosť, že obe skupiny Bögliho sú závislé v podstate od toho istého činiteľa, od sklonu územia a ich tvarová rozličnosť je len druhotná. Novšia klasifikácia Bögliho (1960), založená na type rozpúšťacieho procesu, sa javí menej prehľadnou. Podľa nej sú v študovanom území zastúpené holé, polozakryté a zakryté škrapy. Z hľadiska variet sa obe klasifikácie v zásade kryjú. Pridrižavam sa ich, pokiaľ ide o jednotlivé variety, s tým, že som musel tvoriť niektoré nové názvy, lebo doslovné preklady neboli vhodné. Členenie zavedené J. K u n s k ý m (9), rozoznávajúce žliabkové, obecné a pobrežné škrapy, sa ukázalo pre študované územie nevyhovujúcim z hľadiska bohatstva zastúpených tvarov, ako aj z hľadiska morfogenetického. J. K u n s k ý vychádzal pri svojej klasifikácii zo stredohorských krasových oblastí mierneho pásma. Toto pásmo, ako ukazujú výskumy z posledných rokov z rôznych klimatických oblastí, je málo priaznivé pre vývoj škrapov a ich výskyt je preto druhove veľmi obmedzený (1, 2, 4, 5, 10). Členenie J. C h a b o t a (3) sa javilo málo vhodným, či už z genetického alebo systematického hľadiska.

Svahové škrapy sú vyvinuté vo forme jarčekových, válovcovitých, rúrovitých, úvalinkovitých, stenových a meandrových, puklinové sa objavujú zasa vo forme dlhých škrapových kanálov, kratších uzavretých brázd, prípadne komínov.

Skupina svahových škrapov, ako už názov hovorí, sa viaže na sklon územia. Ich priebeh je zásadne súhlasný so sklonom povrchu. S ohľadom na dosť značný sklon územia (34—42°) sú svahové škrapy i v detailovom priebehu len slabo ovplyvnené fyzikálnymi, resp. chemickými vlastnosťami podložia. Podľa A. B ö g l i h o (1, 2) jednotlivé variety svahových škrapov sú podmienené predovšetkým rôznorodosťou sklonu a z neho vyplývajúcich zmien v type rozpustného procesu, ako aj pôdno-vegetačných (biogénnych) vplyvov. Najbežnejšie zo svahových sú v študovanom území jarčekové škrapy (1, 2, 11). Prekrývajú škrapové pole ako ronová sieť. Vo svojom priebehu po sklone svahu sú zväčša paralelné, s miernymi záhybmi, alebo



Obr. 1. Puklinové a válovcovité škrapy na južnom svahu Malolačniaka (1720 m n. m.). Foto autor.

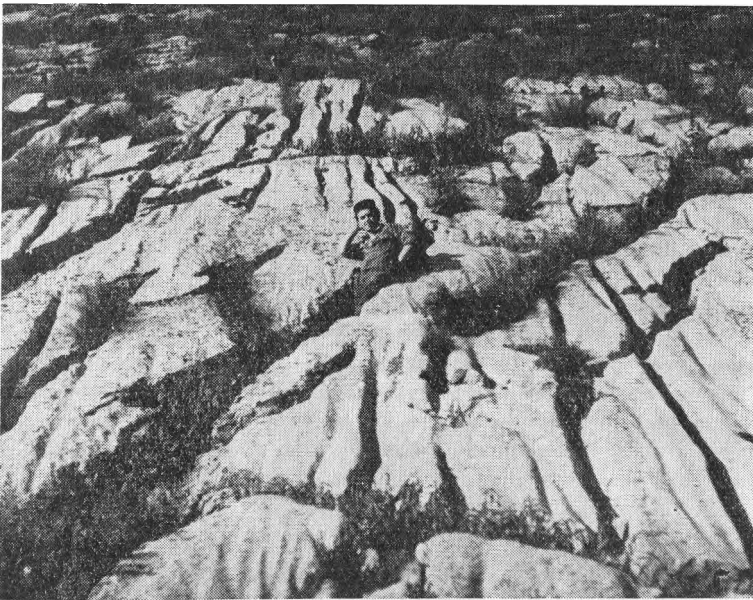
40°). Patria ako jarčekové k typu holých škrapov (2).

Válovcovité (Rundkarren) (2) a rúrovité škrapy (Hohlkarren) (2) sú odvodené od predchádzajúcich. Válovcovité sa líšia od jarčekových najmä väčšou hĺbkou a zvislými až mierne previsnutými stenami (obr. 1). Dosahujú hĺbku až 30–40 cm. V najnižších poschodiach škrapových polí ich tvoria premodelované úseky jarčekových škrapov, prilahlých k puklinovým (obr. 2). Najtypickejšie sú však vyvinuté na vyšších, starších škrapových poliach. Patria k typu zakrytých škrapov (2), vyplnených humóznou zeminou rendzínových vlastností, s bujnou trávnatou vegetáciou. Miestami sú druhotne buď sčasti, alebo úplne obnažené. Ich premodelovanie z jarčekových škrapov podmienilo dlhotrvajúce omáčanie stien škrapu pôdnou vodou, obohatenou kysličníkom uhlíčitým, biogénneho pôvodu, za spolupôsobenia organických kyselín. Rúrovité škrapy predstavujú druhotnú formu ešte pokročilejšieho štádia premodelovania než válovcovité, a to tiež pod vplyvom činiteľov biogénneho pôvodu. Prierez škrapového žlabu máva okrúhlastý, rúrovitý tvar s výrazne previsnutými stenami. Rúrovité škrapy patria ako predchádzajúci typ k zakrytým. Vyskytujú sa najčastejšie na vyšších starších škrapových poliach. Občas bývajú druhotne obnažené.

Úvalinkovité škrapy sú oproti oboom predchádzajúcim menej časté. Charakterizuje ich do značnej miery pravidelný paralelný priebeh, pomerne veľká hustota žliabkov a ostré hrebene. Žliabky majú úvalinovitý tvar, sú 4–5 cm až 20–30 cm široké, ale pomerne plytké (obyčajne 1–3 cm, max. 4–5 cm hlboké) a dosahujú niekoľko deci-

priame, najčastejšie jednoduché, niekedy vetvené. Jednotlivé žliabky sú obyčajne 5–10 cm, zriedkavejšie až 15–20 cm široké, niekoľko cm až 15–20 cm hlboké, pri rôznej dĺžke od niekoľko decimetrov do 3–4 m, občas i viac (až nad 10 m). Ich hĺbka sa smerom po svahu obyčajne zväčšuje. Žliabky i vyvýšeniny sú zaoblené. Sú obnažené, s výnimkou úsekov prilahlých k puklinovým škrapom, ktoré ich pod rôznym uhlom pretínajú. A. B ö g l i (2) ich považuje za výtvor koróznej činnosti čiastočne organizovaného povrchového odtoku vody (ronové štádium).

Zvláštnu varietu jarčekových predstavujú ryhové škrapy, forma príbuzná tzv. Regenrinnenkarren A. B ö g l i h o (2). Sú pomerne úzke a hlboké (obyčajne 2–5 cm šírky, 5–20 cm hĺbky), tvaru silne uzavretého U. Dosahujú až niekoľkometrovú dĺžku. Ich vznik je podmienený rozpustnou činnosťou vody v pomerne vysokom štádiu organizovaného odtoku, teda so silným uplatnením lineárnej zložky. Ryhové škrapy sa viažu takmer pravidelne na strmo sklonené plochy (nad



Obr. 2. Škrapové pole na južnom svahu Malolačniaka (1750 m n. m.).
Foto autor.



Obr. 3. Úvalinkovité škrapy s jednoduchým i zdvojeným dnom. Južný
svah Malolačniaka (1700 m n. m.). Foto autor.

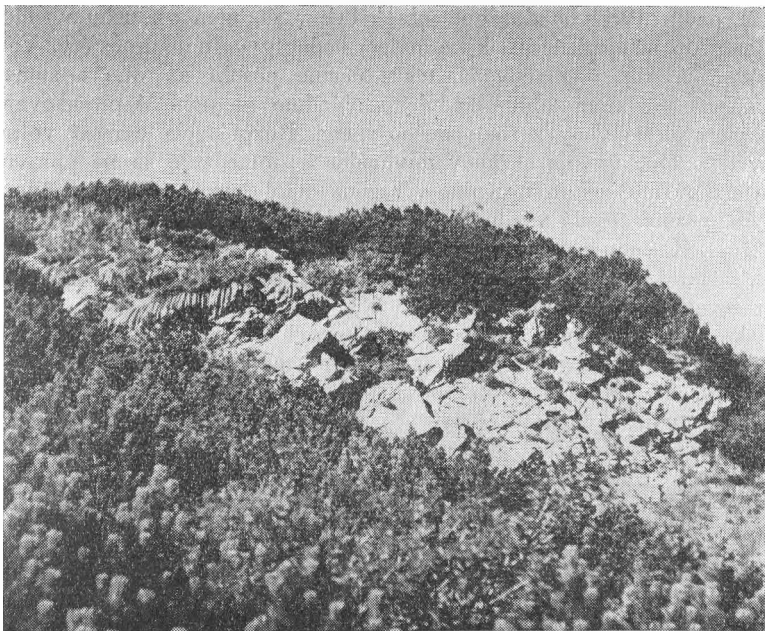
metrovú až 1–2 m dĺžku. Patria k tzv. holým škrapom (2). V starších štádiách ich miestami pokrývajú sporadicky machy. Ich vznik sa vysvetľuje koróziou vody v prvých fázach prechodu medzi splachom a ronom (2). Viazu sa obyčajne na väčšie sklony (nad 40°). Vznik druhotného dna vo forme úzkeho žliabku, 1–3 cm širokého, toľko i hlbokého, súvisí so zadržiavaním vody machovými poduškami a spolupôsobením vody z roztápajúceho sa snehu, uloženého v puklinových škrapoch nad úvalinkovitými (obr. 3). Lokálne sú vyvinuté meandrové škrapy. Bývajú 2–5 cm široké, 2–10 cm hlboké. Ich kľukatý priebeh podmieňujú fyzikálno-chemické rozdielnosti vápencov. Ich vznik súvisí s dlhotrvajúcou rozpustnou činnosťou vody, čo je umožnené pomaly s roztápajúcim snehom, uloženým v puklinových škrapoch (2).

Ďalšiu varietu medzi svahovými tvoria stenové alebo zvislé škrapy, ktoré sa viažu na skalné steny podložia alebo na steny veľkých blokov, napadaných na dno karu Temnej Tomanovej (obr. 4 a 6). Tvoria úzke (1–5 cm), hlboké (2–8 cm), obyčajne paralelné žliabky. Často na nich pozorovať zmenšovanie hĺbky, až zánik v smere sklonu. Tvoria sa bez podstatnejšieho vplyvu plošného splachu. Podmieňuje ich skôr dlhotrvajúca korózia z roztápajúceho sa snehu, resp. pomalý odtok z premáčanej pôdnej pokrývky nad skalnou stenou. Rovnajú sa Bögliho (2) Wandkarren.

Druhá veľká skupinu tvoria puklinové škrapy, priebeh ktorých je nesúhlasný so sklonom svahov a uzaviera s ním rôzny uhol. Táto grupa škrapov sa viaže na tektonické systémy puklín, ktorými je prestúpené vápencové podložie. Uplatňujú sa tu najsilnejšie systémy smerov 30–40°, 100–110° a len v menšej miere i 150–160°.

Puklinové škrapy sa vyskytujú vo viacerých formách, odpovedajúcich rôznym štádiám vývoja, od dlhých kanálovitých žlabov (5–6 m až 20–30 m i viac m dlhých) cez kratšie brázdotivé žľaby, uzavreté na jednom alebo oboch koncoch (obyčajne 1–3 m dĺžky), po embryonálne škrapové komíny, resp. studne. Puklinové škrapy, najmä kanálovité a brázdotivé, dosahujú 20–30 cm až 50–60 cm šírky, pri hĺbke väčšinou 1–2 m, ktorá je obyčajne zhodná s mocnosťou lavíc. Niektoré prezrávajú i viac lavíc a dosahujú i niekoľkometrovú hĺbku. Puklinové škrapy sa často križujú navzájom a samozrejme pretínajú svahové škrapy. Miestami sú rozvetvené. Dná škrapových kanálov sú väčšinou klínovite zúžené, zriedkavejšie okrúhle, svahy kanálov sú zväčša strmé, prechádzajúc k povrchu škrapového poľa ostrými alebo len mierne zaoblenými hranami. Často na nich pozorovať čerstvé odpukávanie pôsobením mrazu (obr. 2). Dná puklinových škrapov sú obyčajne vyplnené čokoládovohnedou humóznou zeminou s vlastnosťami rendzín. Majú prítmes úlomkov vápencov. Porastené sú bujnou trávnatou vegetáciou.

Podmienkou vzniku puklinových škrapov je tektonická predispozícia, v našom prípade spomenuté systémy puklín, ktoré usnadňujú prenikanie vody do podložia. Na vzniku škrapov sa podieľa popri rozpustnej činnosti vody i trhavá činnosť mrazu. Ako ukazuje doterajší výskum, pomer účinnosti oboch týchto činiteľov je značne menlivý v závislosti od miestnych vplyvov a štádia vývoja jednotlivých tvarov. V počiatočných fázach sa popri koróznej činnosti mocne uplatňujú najmä trhavé účinky mrazu, čím sa puklina rýchle prehlbuje k podložiu lavice, k vrstvej škáre. V ďalšej fáze trhavá činnosť mrazu značne ustupuje s ohľadom na možnosť rýchleho odtoku vody do podzemia a na rozširovaní pukliny sa uplatňuje predovšetkým korózia zrážkovou vodou alebo z rozpusteného snehu. Gelivácia je obmedzená najmä na odpukávanie úlomkov zo stien. Hromadenie nerozpustných splodín a úlomkov vedie postupne k upchatiu odtokového kanála, resp. kanálov a dno škrapov zarastá vegetáciou. V tejto fáze veľmi účinne spolupôsobia oba činitele. V letnom období prebieha rozpúšťacia činnosť za spolupôsobenia kyslíčnika uhlíčitého biogénneho pôvodu. Ako uvádza



Obr. 4. Stenové škrapy na blokoch strže, Temná Tomanová (1650 m n. m.).
Foto autor.



Obr. 5. Puklinové škrapy a škrapové komíny, presekávajúce sústavy jarčkových škrapov. Južný svah Malolačniaka (1750 m n. m.). Foto autor.

Bögli (2), podľa Jäcklyho dosahuje obsah CO_2 v pôdnom vzduchu v chladnej humidnej klíme Álp až desaťnásobok normálnej hodnoty voľnej atmosféry. Voda presakujúca pôdou je ním obohatovaná, takže účinne pôsobí na dno a steny škrapu. Korózný účinok je okrem toho dlhodobý s ohľadom na pomalé presakovanie, či už zrážkovej vody alebo vody z roztopeného snehu. Rozpúšťacia činnosť voľne tečúcej vody je v tejto fáze vývoja škrapov minimálna a obmedzuje sa na úpravu vrchnej časti stien žľabov nad zemitou výplňou. V zimnom období zamŕzaním pôdno-zvetrali- novej výplne pôsobí zemitá výplň škrapov ako klin a intenzívne rozširuje a predlžuje škrapový žľab. K tomu pristupuje pochopiteľne i odpukávanie stien. Takto dochádza k spájaniu sa škrapových komínov a brázd v dlhšie kanály. Účinky trhavej činnosti sú dobre pozorovateľné na obr. 2.

Popri takto hrubo načrtnutom vývoji puklinových škrapov sú pozorovateľné aj iné formy vývoja, vyplývajúce z menlivej intenzity tektonického rozpukania podložia, chemických zmien vápencov a odtokových pomerov, resp. ďalších činiteľov. Miestami sa dá sledovať napr. uchytenie sporej vegetácie už v prvej, niekedy v druhej fáze vývoja, s čím súvisí ovplyvňovanie ďalšieho vývoja škrapu biogénnymi kyselinami, kým vplyv voľne tečúcej vody ustupuje. Inokedy vplýva na vývoj škrapov odtok. Buď nedôjde k upchatiu škrapu vôbec, alebo len sypkými silne prepustnými produktmi a vtedy ďalší vývoj prebieha najmä pôsobením tečúcej vody bez podstatnejšieho pôsobenia mrazu. Také sú niektoré škrapové komíny. Ich spájanie v pretiahnuté brázdny prebieha len pomaly, najmä účinkom korózie (obr. 5).

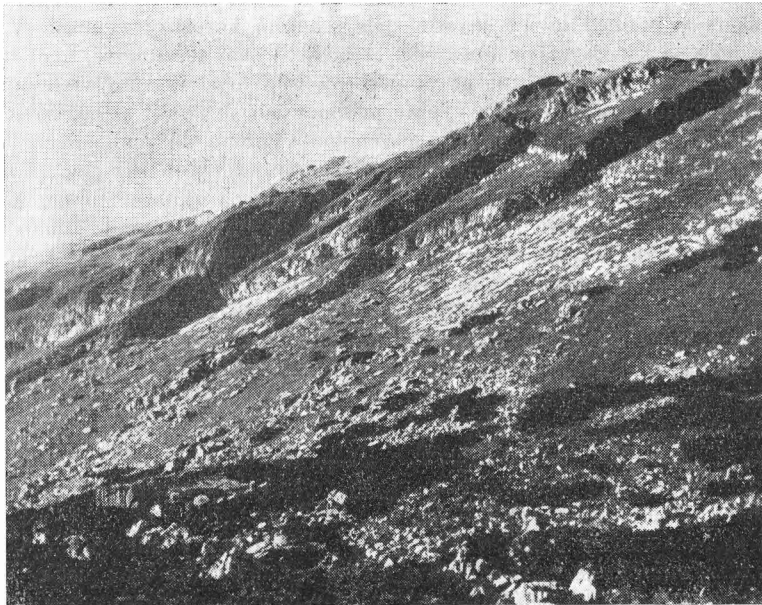
Pokiaľ ide o vzájomný vzťah svahových a puklinových škrapov, ukazuje sa väčšinou hodne zložitým. Pre riešenie tejto otázky poskytujú viaceré oporné body poznatky, získané pri štúdiu vývoja stupňovitého krasu, ako ukážeme v ďalšom.

Naklonený stupňovitý kras

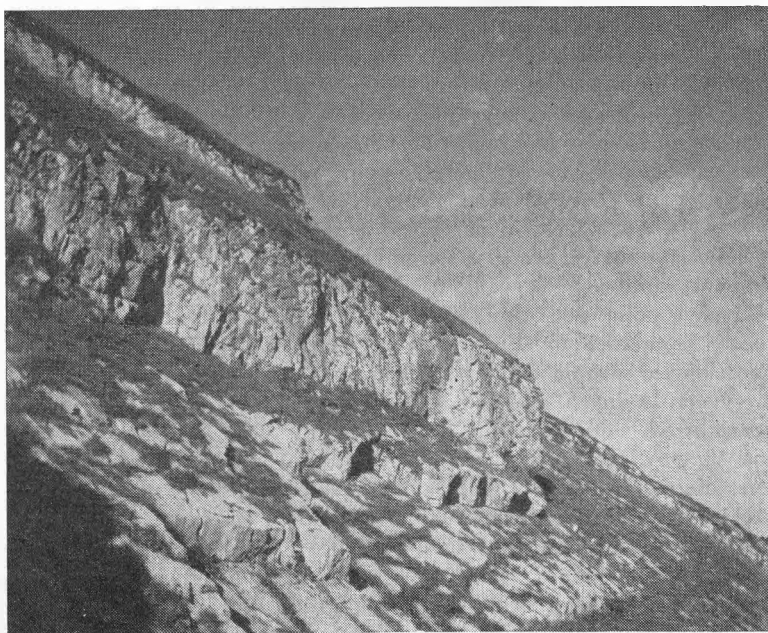
Ako sme už spomenuli, južný svah Malolačniaka s opísanými škrapovými poľami sa člení na viacero čiastkových plôch, oddelených skalnými stupňami (obr. 6 a 7). Jednotlivé polia majú vcelku zhodný sklon so svahom a zároveň korešpondujú so sklonom vápencových lavíc. Skalné stupne sa viažu na vrstevné hlavy vápencov a ich výška kolíše od 1–2 m až do 15 m, podľa mocnosti jednotlivých lavíc, resp. lavicovitých súvrství. Komplex analogických foriem, pravda, odlišného veku a na nesklonených plochách opisuje z Álp A. Bögli (2) pod názvom stupňovitý vrstevný kras (Schicht-treppenkarst). Vek stupňov kladie do pleistocénu a ich vznik pripisuje popri korozívnej činnosti ľadovcovému odnosu. V našom prípade ide o naklonený stupňovitý kras. Líši sa od foriem, ktoré opísal Bögli, sčasti odlišnou genézou (spolu s koróziou sa podieľa na vzniku stupňov gravitácia) a poglobiálnym vekom.

Základným predpokladom pre vznik stupňovitého krasu tu dáva mimoriadne priaznivá kombinácia viacerých činiteľov. Sú to jednak značná chemická čistota malmských vápencov, ich lavicovitosť a jednotný úklon, jednak prestúpenie celého komplexu niekoľkými systémami puklín, vhodné klimatické podmienky a konečne morfológická predispozícia (podrezanie súvrství, sklonených ku dnu kotla ľadovcom).

Bezprostrednou príčinou tvorby stupňov sú puklinové škrapy, ktoré v rozvinutejších fázach vývoja rozkladajú škrapové polia do sústavy nepravidelných polygónov (obr. 7). Veľkosť polygónov sa najčastejšie pohybuje v rozpätí rádovo do 10 m^2 , zriedkavejšie i niekoľko desiatok štvor. metrov. Ako sme už ukázali, puklinové škrapy sú značne hlboké (1–2 m, prípadne viac), takže úplne prerezávajú jednotlivé lavice, resp. komplexy lavíc, obyčajne po najbližšiu výraznejšiu vrstevnú škáru, po ktorej prebieha odtok vody, privádzanej z povrchu škrapového poľa. Pritom voda pretekajúca po



Obr. 6. Naklonený stupňovitý kras so škrapovými poľami na južnom svahu Malolačniaka (1700–1950 m n. m.). Foto autor.



Obr. 7. Naklonený stupňovitý kras s primárnou sieťou puklinových škrapov. Južný svah Malolačniaka (1800 m n. m.). Foto autor.

vrstevnej škáre v podloží lavice je ešte stále schopná koróznej činnosti. V podloží škrapového poľa sa vyvíja nižšie poschodie škrapov. Vývoj tejto novej generácie podpovrchových škrapov je však značne obmedzený buď upchávaním vrstevných škár pôdnymi sedimentmi, splavenými z výplne puklinových škrapov, alebo, čo je častejší prípad, prehlbovaním škrapovej brázdy so zemitou výplňou do podložných lavíc pod vrstevnou škárou. Preto sa intenzívnejší vývoj podpovrchových škrapov viaže najmä na dolné časti jednotlivých visutých škrapových polí, na skalné stupne, kde môže voda snadno vyplaviť zemitú splodinu a vytekať k povrchu najbližšieho nižšieho škrapového poľa. Takýmto spôsobom sa uvoľňujú jednotlivé polygóny, resp. súbory polygónov od podložia a premožením vonkajšieho trenia, ktoré je malé, s ohľadom na značne ohladený povrch podložia koróziou, dávajú sa do pohybu po silne sklonitom svahu a hromadia sa na dne karu Temnej Tomanovej. Dôležitú úlohu pri tomto procese, ako sme už ukázali pri vývoji puklinových škrapov, hrajú objemové zmeny, podmienené regelačnými procesmi v premáčanej zemitkej výplni škrapov. Veľkosť kryh, napadaných na dne karu, sa pohybuje najčastejšie v medziach 1—10 m³, no vyskytujú sa aj bloky obsahu až niekoľko 100 m³ a jeden balvan presahuje 2000 m³, čiže je opravdivou stržou. Pritom musíme predpokladať, že tu ide do značnej miery len o časti väčších blokov, rozpadnutých za transportu.

Opísané procesy tvorby stupňovitého krasu pokračujú i v súčasnosti, ako na to poukazujú rozložené okraje jednotlivých skalných stupňov, obnažené plochy pod nimi a čerstvo napadané bloky na úpäti škrapových polí. No, prvotný popud k vývoju stupňovitého krasu Temnej Tomanovej treba hľadať v pleistocéne, v narezaní lavicovitého komplexu ľadovcom. Sám vývoj stupňovitého krasu je však poglobálny. Dôkazom holocénneho veku foriem je skutočnosť, že dno doliny postráda morénový materiál a je vyplnený blokmi a sutinami, napadanými zo svahov, ako aj to, že v oblasti stupňovitého krasu je úplne odstránená hrana trógu, inak veľmi výrazne vyvinutá v závere karu. Na druhej strane niektoré fakty naznačujú, že poglobálny vývoj neprebíhal rovnomerne, ale s klesajúcou tendenciou. Predovšetkým je to kaliber materiálu. Kým na dne doliny sú obrovské stržové bloky, smerom k úpätiu svahu so škrapovými poľami je badateľné zjemňovanie materiálu. Pritom nejde o zmenšovanie zrna, obvyklé pri vrcholoch sutinových kužeľov, resp. osypov, pretože veľké bloky sú drobnejším materiálom prisýpané. Z uvedeného vyplýva, že počiatočné fázy tvorby skalných stupňov boli oveľa intenzívnejšie než dnes, najmä pod vplyvom drsnejšej klímy na prechode pleistocén-holocén, resp. v starom holocéne. V súčasnosti je proces tvorby skalných stupňov zoslabený (obyčajne ich tvorí jedna lavica), ako o tom svedčia mladé obnažené škrapové polia pod nimi. Pod vyššími stupňami, tvorenými pravidelne viacerými lavicami, je takmer súvislý trávnatý porast, z čoho vyplýva, že ústup stien — ak odhliadneme od uvoľňovania drobných úlomkov — je tu takmer zastavený (obr. 7).

Analýza vývoja skalných stupňov nám umožňuje niektoré závery, aj pokiaľ ide o vývoj jednotlivých variet škrapov a ich relatívny vek. Ako sme už uviedli, prvá fáza vývoja škrapov prebieha v študovanom území podpovrchovou koróziou. Ako ukazujú čerstvo obnažené plochy, pod skalnými stupňami sa za tohto podpovrchového korózneho procesu vyvinuli súčasne puklinové škrapy i sústava tzv. plochých škrapov (Flachkarren) (2). Puklinové škrapy tejto počiatočnej fázy sú vyplnené až k povrchu humóznou zeminou, na ktorej sa čoskoro po obnažení uchytáva trávnatá vegetácia. Tvoria základnú sieť, z ktorej sa neskôr vyvíjajú dlhé škrapové kanály a brázdy (primárne puklinové škrapy). Jednotlivé polygóny, obmedzené sústavou puklinových škrapov, sú pokryté mierne zvlhnenými plochými škrapami, patriacimi ku skupine svahových. Sú výsledkom korózie vody, presakujúcej zo zemitkej výplne puklinových

škrapov do vrstevných škár. Voda je silne obohatená kyslíčnikom uhličítym biogénneho pôvodu a aj pri pomalom priesaku značne agresívna. Iné typy škrapov na čerstvo obnaženom povrchu chýbajú.

V ďalšom štádiu vývoja sa dostávajú tieto obnažené škrapové polia pod priamy vplyv korózie zrážkovou vodou, splachom a ronom. V dôsledku zmeny rozpustných procesov začínajú sa vyvíjať ďalšie typy škrapov. S ohľadom na vyplnenie puklinových škrapov zeminou až do úrovne povrchu škrapového poľa, je umožnené pretekánie vody po povrchu jednotlivých polygónov na pomerne dlhých úsekoch a teda jej čiastočné organizovanie v ron, čo podmieňuje vývoj sústavy jarčekových škrapov. Na silne sklonených plochách a stenách sa vyvíjajú úvalinkovité a stenové škrapy. Zároveň pokračuje prehlbovanie a rozširovanie siete puklinových škrapov. Po prezaní vápencovej lavice a dosiahnutí vrstevnej škáry začnú puklinové škrapy odvádzať povrchovú vodu alebo aspoň jej značnú časť po podložnej škáre a splavovať časť svojej hlinitej výplne. To má za následok zníženie zemitkej výplne v puklinových škrapoch pod úroveň povrchu škrapového poľa a obmedzenie až zastavenie ronového odtoku vody pre prílišnú krátkosť trate na jednotlivých polygónových poliach. Tým sa spomaľuje ďalší vývoj jarčekových škrapov. V tomto štádiu prebieha zároveň tvorba druhotných puklinových škrapov vo forme brázd, škrapových komínov, pretínajúcich jarčekové škrapy a rozkladajúcich pôvodne polygóny do menších políček (obr. 1 a 2). Obmedzenie, prípadne zastavenie ronového odtoku zároveň umožňuje rozšíriť sa vegetáciou z primárnych i sekundárnych puklinových škrapov do priľahlých častí jarčekových a upravovať ich za pomoci biogénnych zložiek vo válovcovité, resp. rúrovité. V tomto štádiu dosahuje bohatstvo škrapových foriem vrchol. V ďalšej fáze s pokračujúcim zarastaním jarčekových škrapov a rozširovaním puklinových sa stále znižuje obnažená plocha jednotlivých polygónov, ustupuje korózia cestou pôsobenia zrážkovej a splachovej vody pri stále narastajúcom význame biogénnej zložky v rozpúšťacích procesoch. V dôsledku obmedzenia splachu a ronu zostávajú splodiny korózie na mieste a škrapové pole postupne zakrýva súvislá pôdna pokrývka s trávnatou vegetáciou. Korózne procesy sa obmedzujú v tejto fáze najmä na určitú úpravu zakrytých škrapov (napr. zaokrúhľovanie hrán puklinových škrapov, ďalšie pretváranie jarčekových vo válovcovité a rúrovité, tvorba misovitých depresii ap.) a v konečnom dôsledku by viedli k rozpadu škrapov. Ako však ukazujú doterajšie výskumy, vývoj škrapov v študovanom území väčšinou nedospieva do štádia úplnej deštrukcie s ohľadom na postupne obnažovanie nových a nových plôch cestou ústupu skalných stupňov. Takto sa zakryté škrapové polia, aj keď dospeli do značne pokročilej fázy vývoja, rozpadajú skôr, než by došlo k výraznejšej chemickej deštrukcii škrapov. Zdá sa však, ako sme už poukázali, že proces ústupu skalných stien a obnažovania nových plôch je v súčasnosti spomalený.

Analogické formy už opísaným sa vyskytujú, pravda, na menšej ploche i v kotle Hvižďalky, a to opäť na malmských vápencoch.

Na strednotriasových komplexoch je výskyt škrapov menej častý a aj druhovo chudobnejší. Táto okolnosť súvisí predovšetkým s menšou chemickou čistotou strednotriasových súvrství a do istej miery s menej priaznivými úložnými pomermi. Objavujú sa tu najčastejšie puklinové, jarčekové a válovcovité, občas stenové a ryhové škrapy. Netvorí však rozsiahlejšie škrapové polia. Viazu sa najčastejšie na obnažené výstupy vrstevných hláv, resp. na priľahlé vrstevné plôšky (napr. na rázsoche Rozpadlého grúňa, na Stoloch, na svahoch Kresanice a pod.).

Závrtý. Vedľa opísaných krasových tvarov sú zastúpené v Červených vrchoch hojne i závrtý. Vyskytujú sa jednak vo forme pravidelných lievikovitých, resp. misovitých

depresií, jednak v podobe nepravidelných pozdĺžnych zníženín. Napríklad v južnej časti kotla Temnej Tomanovej pod svahmi Rozpadlého grúňa v nadm. výške 1650—1700 m sa objavujú viaceré závrty lievikovitého tvaru, dosahujúce až 15—20 m \varnothing pri hĺbke 2—5 m. Popri nich sa však vyskytujú i pretiahnuté závrty, dosahujúce až dĺžku 30—40 m, 5—15 m šírku a až 10 m hĺbku. Viazu sa najmä na systém puklín 100—110°, resp. na jeho krížovanie so smerom 30—40°. Svahy závrto v sú väčšinou kryté trávnatým drnom, dná vyplňuje úplne alebo sčasti hrubá sutina. Podobne sa vyskytujú závrty i v kotle Hviždalky.

Vedľa týchto nižšie položených závrto v karocho sa nachádzajú najmä v pohraničných chrboch a hrebeňoch od Stolov až po Kopu Kondrackú a tiež na južných a východných svahoch Kresanice a Kopy Kondrackej, ako aj na rássoche Rozpadlého grúňa depresie rôzneho tvaru a veľkosti, od drobných trhlín cez väčšie jazvy až po dlhé zníženy. Niektoré z týchto foriem sú sčasti, iné úplne pokryté trávnatým drnom a nechýbajú ani tvary úplne obnažené, najčastejšie vo forme skalných rozsadlín. Tieto depresie sa viažu jednak na kryštalinikum (Malolačniak, Kopa Kondracká), na kremence (Kresanica) i na vápnito-dolomitické komplexy stredného triasu. Až na nevelké výnimky, prevláda v ich pôdoryse lineárna zložka, ktorá poukazuje na úzky vzťah k už spomenutým systémom tektonických puklín. Rôznostvárnosť týchto foriem i veľkostné rozdiely sú podmienené jednak zložením a štruktúrou podložia, jednak morfológickou pozíciou a predovšetkým štádiom vývoja. Podobné formy sú známe pod rôznymi názvami z Álp i Karpát ako pseudokrasový výtvar na nekrasových horninách, ako výtvar periglaciálnej modelácie (8, 14). Ako také ich chápe v našom území i A. Droppa (6).

I keď je nepochybné, že časť spomenutých tvarov je vyslovene periglaciálneho pôvodu (najmä vo vrcholových partiách Kresanice, Malolačniaka a Kopy Kondrackej, budovaných nekrasovými horninami) a aj u ostatných, t. j. v depresiách viazaných na karbonátické súvrstvia sú jasne pozorovateľné prejavy periglaciálnej modelácie, nemožno pri posledných opomenúť mocné spolupôsobenie korózných procesov. Otvorené alebo prepustnou sutinou vyplnené dná viacerých depresií nasvedčujú, že slúžia ako odtokové kanály pre povrchovú vodu do podzemia. Pri priaznivom chemickom zložení, intenzívnom prestúpení systémami tektonických puklín a vysokých zrážkach možno usudzovať i pri pomerne chladnej klíme študovaného územia na značnú rozpustnú činnosť vody, odvádzanej depresiami do podzemia. Ako ukazujú výsledky A. Bögliho (2), C. Rathjensa (15) a najmä J. Corbela (4, 5) z Álp z oblastí s analogickými klimatickými podmienkami, prebiehajú tam dokonca veľmi intenzívne procesy podzemného krasovania s ohľadom na schopnosť chladnej vody viazať vysoký obsah CO₂. Tento efekt ešte zvyšuje mechanická erózia. Na podobný vývoj krasu v Červených vrchoch poukazujú konečne i predbežné výsledky z výskumu priepasti Kresanice (6, 18).

V predloženom článku, zameranom predovšetkým na tvary povrchového krasu, nejde tak o podrobnejšie rozvedenie nadhodených problémov — čo nedovoľuje jednak rozsah článku, ani doteraz neukončené výskumy — ako skôr o poukázanie na funkciu spomenutých rozvinutejších depresií ako odvodných kanálov a na pravdepodobnosť podzemného krasu, reprezentovaného puklinovými priepasťami typu aven. Vedľa Temnej Tomanovej a Hviždalky sa javia v tomto ohľade podľa doterajších výsledkov sľubné, najmä južné svahy Malolačniaka a Kresanice. Podrobnejšie pretraktovanie otázok, spojených s vývojom podzemného krasu Červených vrcho v, s prihliadnutím na štruktúru i klimatické vplyvy bude predmetom osobitnej štúdie s patričnou dokumentáciou.

Geografický ústav SAV Bratislava

1. Bögli A., *Probleme der Karrenbildung*. Geographica Helvetica VI. Nr. 3, Bern 1951, 191—204. — 2. Bögli A., *Kalklösung und Karrenbildung*. Zeitschr. f. Geomorph. Supplementband 2, Internationale Beiträge zur Karstmorphologie, 1960, 4—21. — 3. Chabot G., *Rapport sur le vocabulaire karstique*. Report of the Com. on Carst Phenomena, XVIII th Inter. Geogr. Congr. Rio de Janeiro. New York 1956, 33—35. — 4. Corbel J., *Karsts haut-Alpins*. Revue de Géogr. de Lyon. Vol. XXXII, No. 2, 1957, 135—158. — 5. Corbel J., *Erosion en terrain en calcaire* (Vitesse d'érosion et morphologie). Ann. de Géogr. LXVIII, 1959, No. 366. — 6. Droppa A., *Krasové zjavy na Kresanici v Liptovských Tatrách*. Československý kras 10, č. 2, 1957, 68—73. — 7. Gorek A., *Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny*. Geol. zborník IX, 2, 1958, 203—240. — 8. Jahn A., *Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry*. Biul. Peryglacialny. Nr. 6, 1958, 57—80. — 9. Kunský J., *Kras a jeskyně*. Praha 1950, 164. — 10. Lehmann H. etc., *Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen*. Erdkunde VII, 2, 1954, 112—139.

11. Lindner H., *Das Karrenphänomen*. Pet. Mitt. Ergz.-Heft 208, Bd. 45, Gotha 1930, 83. — 12. Louček D., *Dumberský velehorský kras*. Rozpravy ČSAV, ř. MPV, 66, 3. Praha 1956, 45. — 13. Lucerna R., *Glazialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen*. Sitzungsberichte d. k. Ak. d. Wiss. in Wien. M.-N. Kl. CXVII, Wien 1908, 104. — 14. Mazúr E., *K formám rozpadu hrebeňov v Malej Fatre*. Geogr. časopis VI, 3—4, 1954, 193—208. — 15. Rathjens C., *Karsterscheinungen in den klimatisch-morphologischen vertikalen Gliederung des Gebirges*. Erdkunde, VIII, 1954. — 16. Sekyra J., *Velehorský kras Bělských Tater*. Nakl. ČSAV, Praha 1954, 141. — 17. Tarábek K., *Zpráva o výskume pôd v Belanských Tatrách*. Sborník prác o Tatr. nár. parku, 2, Martín 1958, 11—19. — 18. Wrzosek A., *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr polskich*. Wiadomosci sl. geogr., Warszawa 1933. — 19. *Atlas podnebia Československej republiky*. ÚSGK, Praha 1958.

Recenzoval J. Kvitkovič

Эмиль М а з у р

ФОРМЫ ВЫСОКОГОРНОГО КАРСТА В МАССИВЕ ЧЕРВЕНЕ ВРХИ (ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)

Большая часть Западных Татр, находящихся на территории Чехословакии, сложена кристаллическими породами. Среди них ясно выделяются три горные группы, образованные интенсивно смятыми в складки мезозойскими толщами. Эти группы — массивы Сивий, Особита и Червене врхи — расположены на западном и северном краях горной области. Их характеризует своеобразный структурный рельеф (тип покровно-складчатой наклонной структуры) и развитие карстовых процессов в карбонатных толщах, которые занимают значительное место в строении этих массивов.

Верхние части этих трех горных групп расположены выше верхней границы леса, которая проходит приблизительно на высоте 1350 м над ур. м. на западе и 1500 м на востоке, т. е. в пределах высокогорной перигляциальной зоны. Развитый здесь карст, называемый альпийским (высокогорным), отличается разнообразием форм, и сами формы развиваются своеобразно, что объясняется холодным климатом.

Типичнее всего альпийский карст представлен в группе Червене врхи, исследованием которой и посвящена настоящая статья. Карстовая область этого массива простирается преимущественно над верхней границей леса, проходящей на высоте 1500 м. Высшая точка области — Кресаница — имеет 2122 м над ур. м. Толщи сложены главным образом известняками и доломитами среднего триаса, известняками мальма и ургона. Вследствие сильной смятости наделение слоев различное при общем наклоне к северу.

В плейстоценовое время вся область Червене врхи была покрыта льдом, о чем свидетельствует наличие двух каров — Темна Томанова и Гвиждялка. Из них ледники стекали к доливному леднику долины Томанова. Вследствие работы льда и селективного моделирования склонов в рельефе этой горной группы много утесов; образовались утесы главным образом в стенах каров и там, где слои известняков и доломитов стоят

на головах. Сглаженный гольцовый рельеф приурочен к полого падающим поверхностям слоев. Постоянных поверхностных водотоков нет. В восточной части области, под вершиной Розпадный грунт, на высоте 1400 м над ур. м. вытекают подземные карстовые воды. В западной части подземные воды стекают, по-видимому, к долине Косчедиска.

Из карстовых форм развиты карры, воронки, колодцеобразные пропасти, ступенчатый карст (Schichttreppenkarst), небольшие впадины и пещеры.

Карры представлены в своем классическом развитии, что особенно хорошо видно на северном склоне кара Темна Томанова. Приурочены они к мальмским известнякам, отличающимся значительной химической чистотой. Это толстослоистые породы — мощность слоев бывает от нескольких дециметров до 1—2 м; изредка больше. Падение их к югу совпадает с наклоном склона — 34—42°. Расположены ступенями карровые поля занимают площадь в несколько гектаров.

Различаются две группы карров. К первой относятся различные карры склонов, форма которых зависит от наклона местности, питания водой и влияния почвенно-растительного покрова. Они бывают округлые, трубкообразные, желобкообразные с простым и раздвоенным дном, меандрообразные и стенообразные. Вторая группа представлена трещинными каррами различного вида и различных стадий развития — длинные каналобразные переходят в борозды и карровые трубы. В морфологическом отношении описываемые карры имеют классические формы, достигающие в некоторых случаях необычайно крупных размеров.

Так например на склонах наблюдаются округлые карры, у которых ширина борозд бывает от нескольких сантиметров до 15—20 см, глубина — от нескольких сантиметров до 30—40 см, длина — от нескольких дециметров до 5—6 м. Гребенчатые карры достигают свыше 2 м длины при ширине борозд от нескольких сантиметров до 20—30 см и глубине до 7—8 см.

Карры склонов пересечены двумя системами трещинных карров под углом в 30—40° и под углом в 100—110°. Гребенки трещинных карров бывают обычно острыми или слегка закругленными. Бороздки карров почти всегда заполнены гумусовой землей типа рендзины шоколадного цвета, покрытой травянистой растительностью. Глубина трещинных карров бывает от нескольких дециметров до 1—2 м, изредка до нескольких метров. Их углубление и расширение происходит не только под влиянием коррозионной деятельности воды, но в значительной степени и морозного выветривания. Глыбы пород отделяются либо по пластам, либо как пачки нескольких пластов, и соскальзывают по поверхностям слоев на дно кара. Отделению по поверхностям слоев способствуют как растворение, так и морозное выветривание. Размеры отдельных глыб колеблются от нескольких кубометров до 2—3000 м³. Таким путем возникло несколько расположенных одна над другой ступеней (сравни Schichttreppenkarst — Bögli 1960). Своим происхождением они обязаны прежде всего тому, что в плейстоценовое время ледник надрезал наклоненные к югу слои известняка.

Наряду с описанными формами на дне кара встречаются воронки диаметром до 50 м и глубиной до 10 м. Одни из них имеют правильную форму, другие удлиненную и приурочиваются к системам трещин, о которых говорилось выше. Воронки — преимущественно по трещинам — наблюдаются и на склонах между вершинами Малолачник (2104 м) и Копа Кондрачка (2004 м), Малолачник и Кресаница (2122 м), а также на запад от последней. Мы имеем здесь дело и с карстовыми воронками по трещинам, и с переходными формами от воронок к псевдокарстовым перигляциальными впадинам, образующимся при раздвоенном горном хребте.

Исследования показали, что кроме описанных карстовых форм в горной группе Червене врхи встречаются глубокие пропасти, развившиеся вдоль трещин.

Учитывая все черты изученной области, ее следует отнести к высокогорной зоне карстовых карров в понимании К. Ратенса.

Перевод со словацкого В. С. Андрусовый

Объяснение рисунков

Рис. 1. Трещинные и цилиндрические карры на южном склоне горы Малолачник (1720 м над ур. м.).

Рис. 2. Карровые поля на южном склоне горы Малолачник (1750 м над ур. м.).

- Рис. 3. Желобковидные карры с простым и раздвоенным дном. В правом углу внизу „стенные“ карры. Южный склон горы Малолачниак (1700 м над ур. м.).
- Рис. 4. „Стенные“ карры на обвалившихся глыбах. Темна Томанова (1650 м над ур. м.).
- Рис. 5. Трещинные карры и карровые трубы, пересекающие системы склоновых карров. Южный склон горы Малолачниак (1750 м над ур. м.).
- Рис. 6. Наклонный ступенчатый карст с карровыми полями на южном склоне горы Малолачниак (1700—1950 м над ур. м.).
- Рис. 7. Наклонный ступенчатый карст с трещинными каррами. Южный склон горы Малолачниак (1800 м над ур. м.).
- Карта 1. Карстовый район Червене врхы (Западные Татры).

Emil Mazúr

DIE FORMEN DES HOCHGEBIRGSKARSTES IN DEN ČERVENÉ VRCHY (WEST. TATRA)

Im tschechoslowakischen Teil der West Tatra treten der aus Kristallgesteinen gebildeten Hauptmasse des Gebirges gegenüber charakteristisch drei Gebirgsgruppen hervor, die sich am westlichen und am nördlichen Rande des Gebirges befinden. Es sind dies die Gruppen des Sivý vrch, der Osobitá und der Červené vrchy, welche von intensiv gefalteten mesozoischen Komplexen aufgebaut sind. Sie sind durch ein markantes Strukturelief charakterisiert (Typus der geeigneten Deckenfaltungsstruktur), und an ihren Aufbau beteiligen sich hauptsächlich Karbonatkomplexe, welche durch die Entwicklung des Karstphänomens gekennzeichnet sind.

Alle drei Gruppen erheben sich über die obere Waldgrenze, welche sich von 1350 m ü. M. im Westen bis zu 1500 m ü. M. im Osten bewegt, d. h. in die Hochgebirgs-Periglazialzone. Der Karst dieser Zone (der sogenannte alpine oder Hochgebirgskarst) ist nur im beschränkten Masse entwickelt. Die Entwicklung der einzelnen Karstformen hat mit Rücksicht auf das kühle Klima einen charakteristischen Verlauf.

Am typischsten ist der alpine Karst in der Gruppe der Červené vrchy entwickelt. Das Karstgebiet der Červené vrchy befindet sich im allgemeinen oberhalb 1500 m ü. M. Der höchste Punkt Kresanica, erreicht eine Höhe von 2122 m ü. M. Das untersuchte Gebiet wird hauptsächlich von Mitteltriaskalksteinen und Dolomiten und von Malm-Urgonkalksteinen aufgebaut. Mit Rücksicht auf die intensive Faltung haben die einzelnen Schichtkomplexe verschiedene Neigungen. Der gesamte Komplex ist jedoch generell nach Norden hin geneigt.

Im Pleistozän war das Gebiet der Červené vrchy vereist. Davon zeugen zwei Kare: Temná Tomanová und Hviždalka. Die Gletscher beider Kare flossen zum Talgletscher des Tomanova Tales ab. Infolge der Vereisung und der selektiven Hangmodellierung hat das Relief dieser Gebirgsgruppe viele Felspartien, welche sich hauptsächlich an die Karwände und an die Schichtköpfe der Kalksteine und der Dolomite anschließen. Das glatt modellierte Alpenrelief ist auf den Schichtflächen entwickelt. Das untersuchte Gebiet hat keine ständigen Abflüsse. Am Südostrand unter dem Rozpadlý grún entströmen in der Höhe von ungefähr 1400 m ü. M. Karstwässer. Der Westteil des Gebietes hat wahrscheinlich seinen unterirdischen Abfluss zum Koscieliska-Tal.

Von den Karstformen sind hier Karren, Dolinen, Schlote, geneigter Schichttreppenkarst (vergl. A. Bögli-2), kleinere Löcher und Höhlen entwickelt.

Die Karren erreichten hier eine klassische Entwicklung, besonders am Südhang der Malo-lačniak (k. 2104 m). Sie sind an Malmkalksteine, die chemisch ziemlich rein sind, gebunden. Diese sind bankförmig, mit Bänken, die von einigen Dezimetern bis zu 1—2 m mächtig, seltener noch mächtiger sind. Sie sind in Übereinstimmung mit dem Abhang nach Süden hin geneigt, bei einem Neigungswinkel von 34—42°. Die Karrenfelder nehmen eine Fläche von mehreren ha ein. Sie sind stufenförmig übereinander angeordnet und liegen in eine Höhe zwischen 1700—1950 m ü. M.

Es treten hier zwei Gruppen von Karren auf, und zwar Hang- und Klufkarren. Es gibt Hangkarren verschiedener Formen, welche von der Neigung des Terrains, von der Art der Wasserversorgung und den Einflüssen des Bodens und der Vegetation abhängig sind: Rinnenkarren, Rundkarren, Hohlkarren, Rillenkarren, Mäanderkarren und Wandkarren. Klufkarren,

die ebenfalls verschiedene Formen, bzw. Entwicklungsstadien haben, durch den langen, kanal-förmigen Karren, den kürzeren Furchenkarren und den Karrenbrunnen vertreten sind (Siehe Aufn. Nr. 1–7).

Die Kluftkarren sind mit zwei Kluftsystemen verbunden und zwar in der Richtung von 30–40° und von 100–110°. Die Karrenböden sind fast überall mit humosem schokolade-farbigem Boden des Rendzinentypus ausgefüllt und mit Grasvegetation bedeckt. Die Kluftkarren erreichen eine Tiefe von einigen Dezimetern bis zu 1–2 m, in selteneren Fällen auch bis zu einigen Metern. An ihrer Vertiefung und Verbreiterung beteiligt sich im bedeutenden Masse neben der Korrosionstätigkeit des Wassers mit biogener Kohlensäure auch die Sprengwirkung des Bodeneises. Auf diese Weise lockern sich die einzelnen Schollen entweder nach einzelnen Bänken oder als Komplexe mehrerer Bänke und gleiten auf den Schichtflächen zum Talboden. Die Grösse der einzelnen Schollen bewegt sich von einigen m³ bis zu mehr als 2000 m³. So entwickelte sich auf dem Abhang nach dem Gletcherrückgang der geneigte Schichttreppenkarst. Der erste Anstoss zu seiner Entwicklung war das Anschneiden der nach Süden geneigten Bänke durch den Gletscher im Pleistozän.

Neben den beschriebenen Formen treten auf dem Karboden mehrere Dolinen bis zu 50 m Ø und bis zu einer Tiefe von 10 m auf. Diese sind entweder regelmässig trichterförmig, oder langgestreckt und schliessen sich an die obenerwähnten Kluftsysteme an. Dolinen, und zwar vorwiegend Kluftdolinen treten auch auf den Hängen zwischen dem Malolačnick (2104 m) und der Kopa Kondracka (2004 m) auf, sowie zwischen dem Malolačnick und der Kresanica (2122 m) und auf ihren westlichen Hängen. Es handelt sich hierbei teilweise um Karstrichter, teilweise um eine Übergangsform von den Dolinea zur Pseudokarst-Periglazial-depressionen, wie sie bei den Doppelgraten entstehen.

Von den übrigen Karstformen befinden sich nach den bisherigen Untersuchungen in den Červené vrchy neben kleinen Klufthöhlen, besonders Karstschlote.

Das untersuchte Karstgebiet gehört nach den erwähnten Merkmalen zur alpinen Zone der Karstkarren im Sinne von C. Rathjens (15).

Aus dem Slowakischen übersetzt von R. Lindner

Erklärung zu den Abbildungen

Abb. 1. Rundkarren und Kluftkarren am Südhang des Malolačnick (1720 m ü. M.)

Abb. 2. Karrenfeld am Südhang des Malolačnick (1750 m ü. M.)

Abb. 3. Rillenkarren mit einfachem und doppeltem Boden. Südhang des Malolačnick (1700 m ü. M.)

Abb. 4. Wandkarren auf Absturzblöcken. Terná Tomanová (1650 m ü. M.)

Abb. 5. Kluftkarren und Karrenbrunnen, welche die Systeme der Rinnenkarren durchschneiden. Südhang des Malolačnick (1750 m ü. M.)

Abb. 6. Geneigter Schichttreppenkarst mit Karrenfeldern am Südhang des Malolačnick (1700–1950 m ü. M.)

Abb. 7. Geneigter Schichttreppenkarst mit primärem Kluftkarrennetz Südhang des Malolačnick (1800 m ü. M.)

Karte 1. Karstgebiete von Červené vrchy (West. Tatra).