

Le développement de l'industrie, du commerce et des transports, la décentralisation administrative et l'intelsification de la vie culturelle dans la seconde moitié du XIX^e et au XX^e siècle ont eu pour conséquent un afflux considérable de la population rurale vers les villes. Celles-ci ne suffisent plus à absorber ces nouvelles populations et ainsi se créent dans les environs des formes de résidence qui leur appartiennent géographiquement. Il est donc nécessaire de chercher à côté des limites administratives les frontières géographiques et naturelles des villes, déterminées par le relief, la nature du sol, les conditions climatiques, hygrographiques et végétales des environs, par la fonction diverse des quartiers périphériques, les formes culturelles de la région, et enfin par la possibilité de communications rapides avec la ville.

Pour établir les limites géographiques, les savants ont utilisé plusieurs critères. Les uns tiennent les moyens de communications pour primordiaux (Hassinger), d'autres partent de l'accroissement de la population dans chacun des quartiers et des faubourgs de la ville (Olbricht, Mayer, Bohinec), d'autres de la densité de la population (Hasse), ou du métier (Kubijowicz), d'autres prennent pour base un critère physiognomique plus large (Schlüter, Geisler), tandis que d'autres se contentent de la limite de la surface bâtie (Uhorczak, Rewieńska, Tochtermann, Temme), d'autres prennent pour limite géographique de la ville la ligne où viennent interférer les zones de résidence et d'économie citadines et rurales (Hanslik, Bobek, Bluhm), enfin certains mettent l'accent sur la base économiconationale (Brückner), ou comprennent les limites de la ville seulement schématiquement (Schott).

Après avoir analysé toutes les méthodes et avoir mis en évidence leurs avantages et leurs inconvénients respectifs l'auteur conclut qu'il est impossible d'établir exactement les limites géographiques d'une ville si on se tient à un seul critère. Il faut distinguer la ville physiognomique, surface de ville bâtie continûment, des faubourgs qui s'en trouvent à une certaine distance et chercher ensuite leur connexion avec la ville, et cela du point de vue de la physiognomie, de la démogéographie, de l'économie, des communications et du mode de vie citadin. Si les faubourgs présentent surtout des caractères citadins, il est alors nécessaire de les inclure dans les limites géographiques de la ville. L'auteur a appliqué ce procédé à la détermination des limites géographiques de Nitra.

En conclusion, on montre l'importance pratique de la résolution de ce problème et surtout son emploi dans les sciences de l'urbanisme.

Traduit par Mme Okál

EMIL MAZÚR

PRÍSPEVOK K MORFOLÓGII POVODIA STUDENÉHO POTOKA V LIPTOVSKÝCH TATRÁCH

Úvod

Geomorfologický výskum a mapovanie kvartéru Liptovských Tatier som robil v rokoch 1951 a 1954. Zmapoval som povodie Studeného potoka, časť Jaloveckej a Jamnickej — Račkovej doliny. Predložená práca je prvým predbežným výsledkom doterajšieho výskumu. Zprávy o mapovaní uvedených dolín podám neskôr.

Do terénu ma uviedol doc. M. Lukniš, ktorý mi aj pri ďalšom výskume a spracovávaní materiálu poskytoval cenné rady, začo mu vyslovujem srdečnú vďaku. Zároveň ďakujem dr. A. Gorekovi za niektoré poznámky, ktoré sa týkali geologickej stavby Liptovských Tatier a za zapožičanie rukopisu geologickej mapy.

I. *Prehľad literatúry*

Doterajšia literatúra, týkajúca sa povodia Studeného potoka, obmedzuje sa väčšinou len na veľmi stručné zprávy o jednotlivých častiach, resp. problémoch povodia. Systematické spracovanie celého povodia dosiaľ chýba.

Medzi najstaršie zmienky o študovanom území patria drobné poznámky geologickej charakteru od D. Štúra (43) a E. Mojsisowicza (37). Z ďalších autorov povodia Studeného potoka sa dotýka K. Grissinger (22) a najmä V. Uhlig (46), ktorý do svojej geologickej mapy zakreslil aj torzo morén Studenej doliny a fluvioglaciálu Zubereckej kotliny. Chýbajú na nej stopy zaľadnenia v bočných údoliach. F. Dénes (11) uvádza šesť ľavostranných zaľadnených dolín a udáva, aj keď málo presne, výšku karov.

Prvé systematické spracovanie hornej časti Studenej doliny nachádzame v syntetickom diele R. Lucernu (33) o zaľadnení Liptovských Tatier. Na základe erózných foriem v pohorí a akumuláčnych tvarov v podhorí predpokladal v Liptovských Tatrách štyri zaľadnenia analogické s alpskými. I keď proti jeho nedostatočne podloženému chápaniu pleistocénnej genézy Liptovských Tatier možno mať námietky, jeho zozbieranie materiálu je dosiaľ najdetailnejšie. Celá generácia bádateľov čerpala z jeho práce. Hoci novšie názory na pleistocénnu genézu sa od jeho poňatia odlišujú, len veľmi málo sa pozmenili alebo doplnili Lucernové faktické poznatky. Študovaného územia sa týkajú tiež niektoré orometrické poznámky A. Holleho (26).

Nová fáza výskumu sa začína po prvej svetovej vojne najmä zásluhou poľských geomorfológov. Z našich geografov treba spomenúť najmä F. Vitáska (47), J. Volka (48), a J. Hromádku (27), z poľských predovšetkým M. Gótkiewicza (17, 18, 19, 20, 21), ktorý sa v celom rade prác zaoberal najmä genézou predpolia Liptovských Tatier, sčasti aj glaciálnymi problémami Studenej doliny. Nové aspekty na problém zaľadnenia prinášajú práce E. Romera (41, 42) o štyroch glaciáloch v Tatrách. Dotýkajú sa aj predpolia Liptovských Tatier v povodí Studeného potoka. B. Halicki (23, 24, 25) sa vo svojich prácach tiež podrobnejšie zaoberal študovaným územím. Je zástancom len troch zaľadnení, podobne ako A. Gadomski (12, 13), St. Lencewicz (32), J. Szaflarski (21, 44), M. Klimaszewski (28) a St. Pawlowski (39). Najnovšie povodia Studeného potoka sa dotýkajú články M. Lukniša (34) a V. Krála (30). Geologickým pomerom sa vo viacerých prácach venovali najmä D. Andrusov (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9), S. Kreutz (31) a F. Rabowski (40). V súčasnej dobe sa geologickým mapovaním Liptovských Tatier zaoberajú D. Andrusov a A. Gorek (15, 16).

II. *Všeobecná charakteristika povodia Studeného potoka*

Povodie Studeného potoka, najmohutnejšieho ľavostranného prítoku Oravy, o celkovej rozlohe takmer 130 km², zasahuje do štyroch, navzájom veľmi odlišných fyziografických jednotiek: do Liptovských Tatier, Zubereckej kotliny, Skorušinského pohoria a Oravskej vrchoviny.

Horná časť povodia Studeného potoka leží na severnej strane Liptovských Tatier. Hlavná dolina sa začína dlhým úzkym záverom medzi Troma Kopami a Plačlivým v smere ZJZ—VSV, pod Volovcom sa stáča k S až SZ, udržiujúc tento smer v hrubých rysoch až po vyústenie do Oravy. Je pramennou oblasťou Stude-



Obr. 1. Ostrý Roháč s ústutmi. V popredí Dolné a Malé Roháčské plesá.
 Рис. 1. Острый Рогач с обвалами. Впереди Нижнее и Малое Рогачские озера.
 Фотография Э. Мазур.

Aufn. 1. Ostrý Roháč mit Schuttkegeln. Im Vordergrund Dolné und Malé Roháčske Seen.

Foto E. M a z ú r

ného potoka, ktorý ňou preteká pod mocnou vrstvou hrubých sedimentov a na povrch sa dostáva až vo výške 1425 m, vytekajúc v podobe mohutnej bystriny spod morénových valov. Obyvatelia podhoria najvyššiu suchú časť údolia nazývajú Smutnou dolinou. Od prameňov až po vyústenie Studeného potoka do podhoria sa používa pre ňu vedľa názvu Studená aj Roháčska (potok Roháč). Názov Studený potok je jednotný až pre strednú a dolnú časť toku. Z väčších dolín, ktoré vyúsťujú do Roháčskej, hodno spomenúť rad ľavostranných visutých dolín, ďalej Dlhú Jamu a Volarisko. Z pravej strany priberá Látanú. Potoky Pribižský a Sivý vtekajú do Studeného potoka v Zubereckej kotline. Horskú obrubu povodia z JV a J tvorí hlavný hrebeň Liptovských Tatier, patriaci Roháčskej skupine. Od Volovca až po Brestovú nikde neklesá pod 1800 m. Najvýznamnejšie vrcholy tejto reťaze sú Ostrý a Plačlivý Roháč, Tri Kopy, najvyšší vrchol študovaného územia Baníkov a Salatín. Reliéf tejto vysokohorskej skupiny nesie charakteristické známky intenzívnej glaciálnej erózie. Za Brestovou klesá do sedla

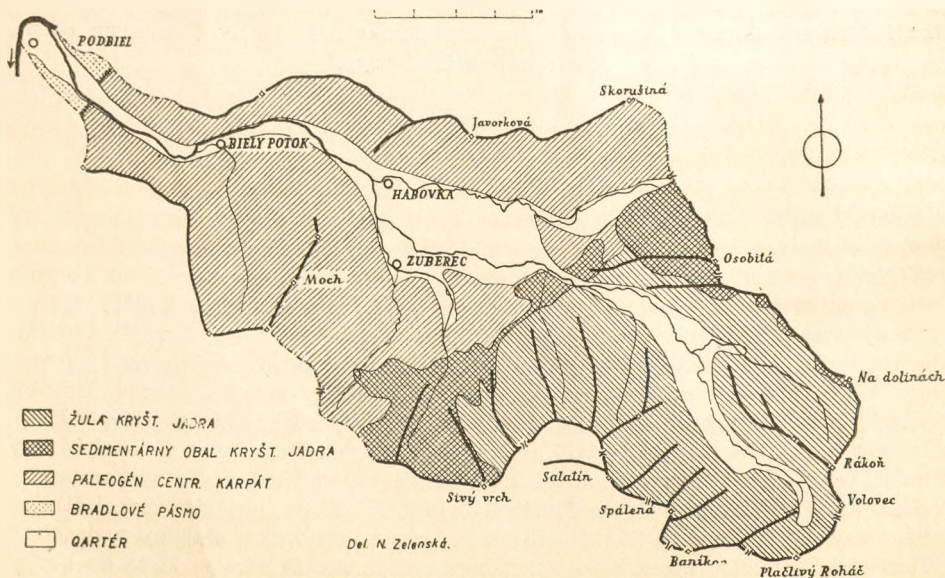
Pálenica (1574 m), za ktorou je najzápadnejší výbežok Liptovských Tatier, skupina Sivého vrchu, ktorá siaha k Hutianskemu sedlu (1185 m). Táto skupina je málo poznačená glaciálnou činnosťou a vyznačuje sa krasovými formami a kvestovým reliéfom. Z východu a severovýchodu tvorí horský rámec povodia rászocha Dlhého úplazu a Osobitej. Má charakter širokého, trávnatého chrbta, ktorý nadobúda ostrejšie formy smerom k Osobitej v súvislosti s vystupovaním kremencov. Sama Osobitá je príkrovovou troskou s reliéfom analogickým skupine Sivého vrchu. Studený potok opúšťa pri horárni Brestovej Liptovské Tatry a vteká do druhej morfografickej jednotky, do Zubereckej kotliny. Z pravej strany prijíma Blatnú, z ľavej Borovú vodu a nižšie uvedené prítoky zo svahov Liptovských Tatier. Dno kotliny je rozrezané Studeným potokom a jeho prítokmi na rad nízkych zarovnaných chrbtov s relatívnou výškou 90—120 m, takže má ráz pahorkatiny. Pri Habovke Studený potok vteká do Skorušinského pohoria. Má ráz prelomového údolia s úzkym dnom a strmými svahmi. Skorušinské pohorie tvorí široký chrbát s konštantnou výškou 1100—1200 m. Oproti Zubereckej kotline spadá strmo, dosahujúc 300—400 m relatívnej výšky, smerom k údoliu Oravy má veľmi mierny sklon. Po 24 km ceste Studený potok pri osade Podbiel ústi do Oravy, zasahujúc tu do štvrtej morfografickej jednotky, do Oravskej vrchoviny.

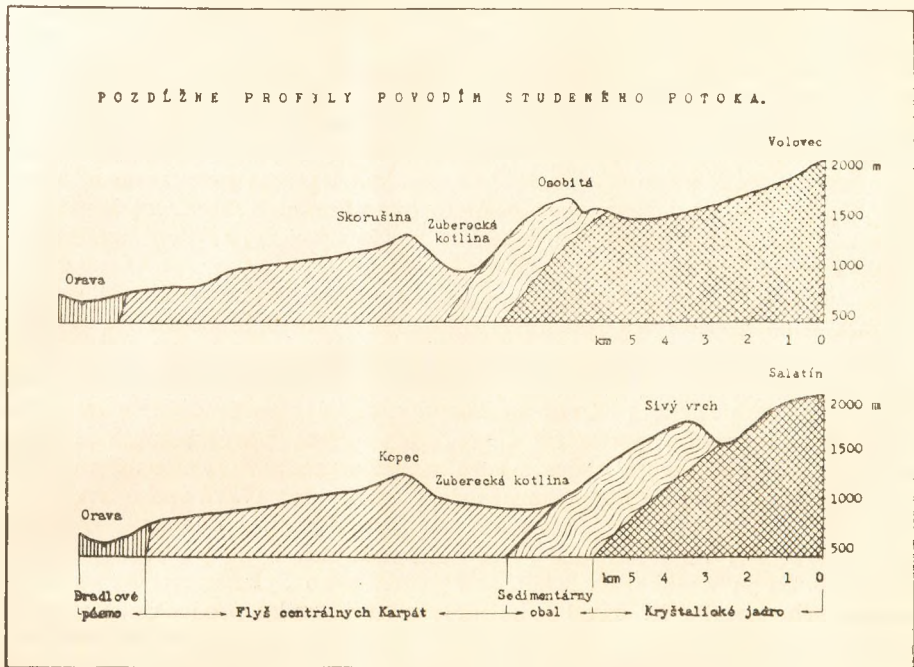
III. Základné stavebné jednotky povodia Studeného potoka

Hornú časť povodia Studeného potoka tvorí západné ukončenie popaleogénnej megantiklinály Tatier, zloženej z kryštallického jadra a k nemu priliehajúcich mezozoických sérií. Kryštalikum je zastúpené žulami, ktoré budujú územie od Roháčov a Volovca až po Osobitú a Sivý vrch, kde klesajú pod druhohorné série

MAPKA STAVEBNÝCH JEDNOTIEK POVODIA STUDENÉHO POTOKA.

PODLA V UHLIGA, F. RABOWSKÉHO, D. ANDRUSOVA A A. GOREKA.





(46, 2, 40, 15). Posledné sa skladajú z vysokotatranskej obalovej série, križňanského a chočského príkrovu (2, 5, 15, 40). Tvoria ich najmä mohutné hmoty dolomitov a vápencov s vložkami bridlíc, pieskocov a kremencov. Tieto série budujú najmä skupinu Sivého vrchu a Osobitej, vytvárajúc súvislú mezozoickú obrubu na západnom a severozápadnom ukončení Liptovských Tatier. Uklonené ako ďalšej tektonickej jednotky, vystupujúcej oproti tatranskej megantiklinále v depresii. Paleogén sa začína na juhovýchodnom okraji Zubereckej kotliny súvrstviami zlepcov a vápencov. Vlastné dno kotliny budujú mäkké súvrstvia podhalského flyšu, najmä ílovité bridlice s vložkami pieskocov a zlepcov. Skorušinské pohorie je zložené z mohutných súvrství tvrdších pieskocov so slabšími vložkami bridlíc. Úklon paleogénnych súvrství je tu prevažne k SZ. Dislokačnou líniou, ktorá prebieha asi 2 km na východ od Podbiela, je oddelené od flyšu Skorušinského pohoria bradlové pásmo. Budujú ho detailne zvrásnené mezozoické a paleogénne sedimenty (4, 8).

IV. Morfológické pomery

A. Vzťahy morfológických foriem k tektonike a petrografickým vlastnostiam hornín

Členenie povodia Studeného potoka na hrubé povrchové formy je výsledkom stáleho pôsobenia suberických činiteľov na reliéf, vytvorený popaleogénnym vrásnením. Vtedy vznikla tatranská megantiklinála asymetrickej stavby. Z J ju ob-

medzoval podtatranský zlom, na S prechádzala v mohutnú depresiu, ktorú Poliaci nazývajú podhalskou. Tieto, tektonicky podmienené veľkotvary, boli eróznymi procesmi natoľko rozrušené, že dnešné povrchové formy sú len troskami pôvodného reliéfu. Denudačné procesy odstránili z vrcholu popaleogénnej megantiklinály Tatier paleogénne a mezozoické sedimenty, takže tieto sa dnes nachádzajú len na jej severnom a severozápadnom okraji a obnažili už aj jej kryštalické jadro. Do značnej miery podľahla deštrukcii i podhalská depresia, najmä v dôsledku mladých pliocénnych a snád' aj kvartérnych tektonických pohybov (29, 41). Dnes predstavuje do značnej miery vyvýšený okraj pôvodnej podhalskej depresie v tesnom susedstve Tatier.

Denudačné procesy však neprebíhali na celom území rovnomerne, ale v úzkej závislosti od petrografických vlastností hornín, v rôznych oblastiach s odlišnou intenzitou. Nerovnomerný odnos sa prejavil rozčlenením pôvodných popaleogénnych veľkotvarov na menšie celky. Kým tatranská megantiklinála sa až dosiaľ zachovala v podobe ucelenej povrchovej jednotky, dosahujúcej na študovanom území takmer 2200 m výšky, podhalská depresia je rozčlenená na tri menšie povrchové celky, ktoré predstavujú skoro o 1000 m nižšie predhorie Tatier. Tieto celky predstavuje Zuberecká kotlina, Skorušinské pohorie a Oravská vrchovina.

Zuberecká kotlina vznikla na hranici útvarov o rôznej odolnosti v podobe pozdĺžnej depresie, vklínenej medzi mezozoikum Liptovských Tatier a Skorušinské pohorie. Tu ju v mäkkých bridliciach podhalského flyšu vytvoril riečny systém Studeného potoka. B. Halicki (24) pri jej vzniku predpokladá aj vplyv flexúry. Pomerne odolnejšie súvrstvia lavicovitých pieskovecov na západnom a severozápadnom obmedzení kotliny sa uplatnili pri stavbe Skorušinského pohoria, ktoré dosahuje oproti nej značnú relatívnu výšku (300—400 m). Málo odolné súvrstvia bradlového pásma znova znamenajú depresiu, z ktorej vyčnievajú odolnejšie vápence v podobe tvrdošov. Tvoria Oravskú vrchovinu.

Petrografické vlastnosti hornín sa neprejavujú len pri členení na hrubé morfológické celky, ale aj pri špeciálnych morfológických tvaroch. Zvlášť výrazne sa odrážajú na erózných formách. Kým v relatívne mäkkých horninách podhalského flyšu a bradlového obalu sa morfológické tvary vyznačujú jemnými, nevýraznými líniami bez skalnatých formácií a obyčajne veľkých rozmerov, zatiaľ v zónach tvrdších hornín, najmä mezozoických dolomitov a vápencov, sčasti aj kremencov a bradlových vápencov, prevládajú ostré, výrazne modelované tvary, často skalotvorné a obyčajne o menších rozmeroch ako pri predošlej skupine. Akumulačné formy tiež menia svoj vzhľad podľa hornín. Iný ráz majú na bridličnatých horninách, iný na rozpustných vápencoch a dolomitoch a opäť iný na kremencoch a žule. Podrobnejšie poukážem na závislosť tvarov od charakteru hornín pri preberaní jednotlivých morfológických foriem.

Ako som uviedol, denudačné procesy prebiehali v úzkom vzťahu k mladým, tektonickým pohybom prebiehajúcim v neogéne a snád' aj v pleistocéne (19, 20, 21, 28, 29, 41). Ich vplyv na priebeh denudačných pochodov možno najlepšie poznať na početných rovinách riečného pôvodu a na údolných stupňoch, ktoré predstavujú tektonicky podmienené zmeny vo vývoji územia. K tomuto problému sa vrátim v stati o riečnych formách.

V tvárnosti študovaného územia sa zreteľne prejavujú tiež úložné pomery vrstiev. Na severozápadnom a severnom obvode žulového jadra sa zachovali v depresnej polohe mezozoické sedimenty v skupine Sivého vrchu a Osobitej. Za svoj úklon ďakujú asymetrickej stavbe tatranskej megantiklinály vyzdvihnutej na J



Obr. 2. Volovec od Horného Roháčskeho plesa s murovými ryhami na úšustoch.
 Рис. 2. Воловец от Верхнего Рогачского озера с бороздами на стенах обралов.
 Фотография Э. Мазур.

Aufn. 2. Volovec von Horné Roháčske See mit Murenfurchen auf den Schuttkegeln.
 Foto E. M a z ú r

pozdĺž podtatranského zlomu a mierne sa sklňajúcej k S a SZ. Riečny systém Studeného potoka, pretekajúci zo žulového jadra na mezozoikum, zložený z rôzne odolných sedimentov, vytvoril v spolupráci so svahovou modeláciou na vrstevných hlavách odolnejších súvrství k JV sklonené krátke svahy, kým na vrstevné plochy sa viažu dlhšie, relatívne mierne sklonené svahy smerom k Zubereckej kotline. Je to reliéf typu côte (kvestový). Jednotlivé kvesty sa viažu najmä na výstup odolných dolomitov a vápencov chočského príkrovu (15). Priamo v Zubereckej kotline sú tiež drobné kvesty, ktoré sa viažu na odolnejšie pieskovecové súvrstvia uprostred mäkkých bridlíc. Mohutnú kvestu tvorí Skorušinské pohorie. Čelo kvesty, strmo spadajúce k Zubereckej kotline, viaže sa na vrstevné hlavy tvrdých pieskovcových lavíc podhalského flyšu. Smerom k Orave sa jej povrch mierne sklňa.

S geologickou štruktúrou možno dať do súvisu aj riečnu sieť. Studený potok vznikol ako konzekventný tok založený na pôvodnom popaleogénnom sklone územia (45). Po odstránení paleogénnych súvrství sa jeho systém do značnej miery prispôbil štruktúrnym pomerom územia. Od pramennej oblasti po ústie môžeme v jeho priebehu rozoznať štyri odlišné úseky, stojace v úzkom vzťahu k štruktúre, a to dva rozšírené úseky charakteru kotlín, kde priberá všetky väčšie prítoky a dva prelomové úseky, kde je takmer bez prítokov. Prvý raz zberá niekoľko väčších prítokov z oboch strán pred vyústením do mezozoickej obruby Liptovských Tatier vo vnútri pohoria. Keďže sa tu na pomerne krátkom úseku steká niekoľko

tokov, vznikla tu drobná horská kotlina 2,5 km dlhá a vyše 1 km široká, zvaná Zverovka. Po jej opustení sa prelamuje úzkym údolím cez mezozoickú obrubu a vteká do Zubereckej kotliny, kde znova príberá celý rad prítokov z oboch strán. Z nich dva majú zreteľne subsekventný charakter, a to Blatná a Borová voda. Prítoky, ktoré prijíma zo svahov Liptovských Tatier, majú vcelku charakter konsekventných tokov. Prispôbenie štruktúre badať len na kratších úsekoch subsekventného charakteru. Prítoky vtekajú do Studeného potoka v pomerne krátkom úseku pri vtoku do Skorušinského prelomu. Studený potok tu príberá z pravej strany Blatnú, z ľavej Pribižský so Spádovým potokom a Borovú vodu. Hoci uvedené toky sa približujú už v hornej časti kotliny na pomerne krátku vzdialenosť k Studenému potoku, cez celú kotlinu s ním tečú paralelne a spájajú sa s ním až v spomínanom bode pri Habovke. Tento zjav súvisí s mohutnými nánosmi Studeného potoka z dôb zaľadnenia Tatier, ktoré odtláčajú jeho prítoky. Smer horných častí tokov svedčí o tom, že vtekali do neho pôvodne nad Zubercom. Tento zjav si všimol už *L u c e r n a* (33). Úsek Blatnej doliny od ohybu pri kóte 800 m má takto epigenetický charakter (41). Pri Habovke Studený potok vteká do posledného úseku, ktorým sa prelamuje cez Skorušinu a Oravskú vrchovinu.

Snáď najvýraznejšie sa prejavujú vzťahy morfológických foriem ku štruktúre podložia v oblasti žulového jadra Tatier. Pokiaľ vplyvajú na morfológickú tvárnosť územia rôzne druhy žúl, ktoré ho budujú (16, 31), nie je možné jednoznačne usúdiť. Zreteľne však vystupujú vzťahy k mylonitovým zónam a systémom puklín. Liptovskými Tatrami ako celkom sa zaoberal *S. K r e u t z* (31), ktorý uvádza prevládajúci smer poruchových línií SZ—JV a pukliny kolmé na ne. Systémom puklín kryštalinika Liptovských Tatier sa dotýka aj *J. M l o d z i e j o w s k i* (36) a uvádza tu hlavné systémy puklín Z—V a S—J. Najnovšie si študované územie v krátkej zpráve všimol *A. G o r e k* (16). Opisuje dva systémy mylonitových pásem, a to 45—60° SZ—JV a SJ až SV 15°. Prvý možno sledovať na rázsochách vybiehajúcich na S a J z hlavného hrebeňa, druhý na hlavnom hrebeni. K prvému systému počíta mohutnú mylonitovú zónu na hrebeni Volovec—Končistá, k druhému mylonitovú zónu v skupine Plačlivého a Ostrého Roháča. Pri opisovaní mrazových foriem zo Zadného Zábratu systému puklín si všimá *M. L u k n i š* (34), ktorý uvádza smery 22 h, 15—18 h, 19—20—21 h.

Na základe početných meraní v žulovom jadre študovaného územia som zistil existenciu troch hlavných systémov puklín, z ktorých dva sú zhruba súhlasné s mylonitovými zónami, ako ich uvádza *A. G o r e k* (16), a to systém smerov 60—80°, 10—30° a tretí takmer kolmý na prvý 150—170°. Mylonitové pásma a sústavy puklín dodávajú žulovému jadrú charakter až bridlic, pričom možno pozorovať aj úklon jednotlivých systémov. Prvý má sklon k JJV, druhý a tretí zhruba k V. Mylonitové zóny a systémy puklín veľmi ovplyvňovali priebeh erózných procesov, najmä prácu pleistocénnych ľadovcov, procesy zvetrávania, vplývali na smer údolí, hrebeňov a na ráz akumuláčnych foriem.

Najvýraznejšie sa prejavuje v študovanom území systém mylonitových zón a puklín smeru 60—80°. Tento prevláda v hlavnom hrebeni a jeho rázsochách od Roháčov k Salatínu. Na ňom sú založené úzke a pretiahnuté kotly a doliny glaciálneho pôvodu, prebiehajúce takmer paralelne vedľa seba, a to doliny Smutná, Zadná a Predná Spálená, Zadný a Predný Salatín a kotol Dlhej Jamy. S týmto systémom súvisia aj sedlá v záveroch dolín a hlavný hrebeň od Ostrého Roháča až po Baníkov. Viazu sa naň aj Roháčske plesá. Vplyv úklonu k JJV sa preja-

vuje v asymetrii svahov. Juhovýchodné sú mierne sklonené, severozápadné sú strmé.

Systém puklín smeru $10\text{--}30^\circ$ sa uplatňuje v údolnom úseku od Dolného Roháčskeho plesa po chatu Pod Roháčmi, v dolnej časti dolín Zadnej a Prednej Spálenej, Zadného a Predného Salatínu a Dlhej jamy. Na ňom vznikol aj drobný kotol pod Troma Kopami. S tretím systémom puklín $150\text{--}170^\circ$ súvisí kotol pod Bresťovou (1934) v závere Predného Salatínu a kotol Jaloveckej doliny.

V oblasti rázsoch Zábratov a Na dolinách sa najsilnejšie prejavuje mylonitové pásmo smeru $10\text{--}30^\circ$. Žula je natoľko rozdrvená, že má úplne charakter bridlice. Na tomto pásme je založený karový amfiteáter Látanej, glaciálna dolinka Šindľovca a zhodne s ním prebieha chrbát Dlhého úplazu.

Uvedené puklinové systémy sa uplatňujú aj pri vzniku drobnotvarov. Pozdĺž puklín vyvetrávajú drobné ryhy a výklenky, sledujú ich väčšie úžľabiny, po ktorých zbiehajú lavíny a murové prúdy, pod nimi vznikajú z napadaného materiálu sutinové kužele, sledujú ich pramene aj rôzne periglaciálne formy, ako regelačné depresie, združené hrebene a kamenné moria.

B. Glaciálne formy

Povrchové formy glaciálneho pôvodu sa vyskytujú len v tatranskej časti povodia Studeného potoka. Vystupujú tu vo forme kotlov, trógov, obliakov, skalných stupňov, hĺbených jazier a rôznych foriem glaciálnej akumulácie.

Kotly. Prv ako pristúpim k podrobnejšiemu rozvedeniu týchto foriem, zmienim sa o niektorých ich všeobecných vlastnostiach, ako som ich pozoroval v teréne. V prvom rade je to asymetrické rozloženie kotlov vo vzťahu k hlavnej doline. Všetky kotly, ktoré zasobovali ľadovec Studenej doliny, ležia na ľavej strane a rovnako aj tie, z ktorých vychádzali samostatné ľadovce s výnimkou Látanej. Avšak aj tento jediný zaľadnený pravostranný prítok Studeného potoka má znova všetky kary na ľavej strane. Ako z asymetrického rozloženia kotlov vyplýva, pri všetkých bez výnimky v expozícii prevláda severný komponent.

Táto skutočnosť vyplýva z celkového sklonu študovaného územia k S v dôsledku nerovnomerného tektonického zdvíhania Tatier, ktorý sa znižuje od J. k S. Lavé, severné svahy vystupujú až do výšok nad 2000 m, pravé, južné nedosahujú ani 1700 m. Pod touto výškou v nepriaznivej južnej expozícii neboli v študovanom území priaznivé podmienky pre vznik ľadovcov, ako o tom svedčia nezaľadnené pravostranné doliny. V severnej expozícii však nachádzame kotly aj pod touto hranicou (kotol pod Zadným Zábratom 1693 m vysokým a kotol Šindľovca pod Predným Zábratom asi 1600 m vysokým).

Vzťahy ku štruktúre, ako som už v predchádzajúcej kapitole naznačil, prejavujú sa rovnako výrazne. Všetky kotly počnúc Smutnou dolinou až po kotol Dlhej jamy majú takmer geometrický paralelný priebeh, ktorý je zhodný so smerom mylonitových zón a puklín $60\text{--}80^\circ$. Kary Látanej zase súvisia so systémom smeru $10\text{--}30^\circ$. V dôsledku úklonu puklinového systému $60\text{--}80^\circ$ k JJV prejavuje sa v tvárnosti kotlov ďalšia charakteristická vlastnosť, a to strmé až takmer kolmé steny z JJV s mohutnými ústmi na úpätí a relatívne mierne sklonené svahy takmer bez osypov, ale s kamennými moriami, často soliflukčne zvlnenými na SSZ v obode. Tento ich asymetrický profil súvisí sčasti aj s expozíciou. V súvislosti so selektívnou glaciálnou eróziou prispôsobujúcou sa smeru puklinového systému $60\text{--}80^\circ$ stojí pomerne veľká dĺžka, avšak malá šírka kotlov. Všetky uvedené charakteristiky pekne ukazuje základná morfológická mapa.

V závere Studenej doliny je rozsiahly karový amfiteáter obmedzený Volovcom, Ostrým a Plačlivým Roháčom, Troma Kopami a Predným Zeleným. Všetky sú nad 2000 m vysoké. Skladá sa z kotla Smutnej doliny, z karovej plošiny Roháčskych plies a medzi ne vloženého embryonálneho výklenku na severovýchodnom svahu Predného Zeleného. Kotel Smutnej doliny tvorí úzky, takmer 2 km dlhý záver Studenej doliny, prispôsobený systému puklín $60-80^\circ$. Zadnú stenu v Smutnom sedle (1955) erózia odstránila len sčasti. Výšku dna karu je ťažko určiť, lebo pre veľkú dĺžku kotla je aj napriek pomerne malému sklonu ($130''/00$) výškový rozdiel medzi horným (1810 m) a dolným (1550) okrajom 260 m. Priemerná hodnota by mala len teoretický význam. Preto za najsprávnejšie považujem udávať obe čísla. Od Dolného Roháčskeho plesa je kotel oddelený difluenčným stupňom (kóta 1686) 120 m vysokým, cez ktorý pretekal ľadovec k plesu. Na obvode kotla sú dva embryonálne firnové výklenky. Prvý je na puklinách smeru $10-30^\circ$ pod Plačlivým vo výške 1800—1850 m, druhý na rázsoche Predného Zeleného. Rozložený je dlhými úzkymi depresiami na niekoľko združených hrebeňov až 30 m vysokých. Je pekným príkladom prechodu periglaciálnej formy v glaciálu.

Karová plošina Roháčskych plies sa skladá z dvoch niveau, na ktorých ležia Roháčske plesá. Nižšie je asi v 1570 m, vyššie v 1680—1720 m. Oddelené sú skalným stupňom. Horné nesie Malé plesá a Horné pleso. Toto niveau je pekným príkladom ľadovcovej difluencie. Ľadovec sa z neho roztekal troma smermi: k Zadnej Spálenej, k Studenej a k Dolnému plesu. Nižšie niveau je oddelené od Studenej znova stupňom (150 m). G a d o m s k i (12) karovú plošinu Roháčskych plies považuje za staré dolinné dno, premodelované nerovnomernou glaciálnou eróziou. H a l i c k i (24) ju vysvetľuje odstránením priečky medzi Zadnou Spálenou a karom Dolného plesa. Za jej zvyšok považuje kótu 1747 m. Ak vezmeme do úvahy, že vedľa kóty 1747 m sa na plošine a v jej okolí vyskytujú body podobných výšok, a to kóta na S od Malých Roháčskych plies asi 1700 m vysoká a zvyšok difluenčného stupňa medzi Smutnou dolinou a Dolným Roháčskym plesom, túto karovú plošinu zhodne s Gadomským považujem za glaciálne premodelovaný starý pramenný kotel. O tom by svedčilo aj pokračovanie plošiny na rázsoche Zadnej Spálenej vo výške okolo 1680 m.

Podobný charakter ako kotel Smutnej doliny majú aj ďalšie štyri kotly. Prvý z nich, kotel Zadnej Spálenej, má horný okraj dna v 1840 m, dolný v 1450 m. Vo výške okolo 1600 m je náznak skalného stupňa, avšak jeho výšku je ťažko určiť, pretože ho pokrývajú morény. Na ľavej strane sa tiahne pozdĺžny stupeň 30—40 m vysoký. Ku kotlu Zadnej Spálenej inklinuje aj firnový kotel pod Troma Kopami. Od výšky asi 1720 m spadá skalným stupňom k Zadnej Spálenej.

Kar Prednej Spálenej sa oproti predchádzajúcim vyznačuje značnou plytkosťou (80—150 m) a menšou rozlohou. Horná časť dna je v 1740 m, v asi 1630 m má skalný stupeň a v 1480 m sa končí visuto nad Studenou dolinou.

Mohutným, takmer dva km dlhým a o niečo širším ako predchádzajúce, je kar Zadného Salatínu. Horná časť dna je v 1650 m. V 1470 m sa končí visuto ako predošlé. Pod Spálenou (2084 m) nad dnom asi 50 m vysoko je firnový výklenok.

Najväčším a snáď najkrajším kotlom v študovanom území je kar Predného Salatínu, ktorý dosahuje šírku 1 km a dĺžku 1,5 km. V závere má 6 čiastkových výklenkov. Ich výška dien sa pohybuje medzi 1640—1660 m. Pod Salatínom je

výklenok v 1710 m. Časť firnu z neho schádzala k Prednému a časť k Zadnému Salatínu. Rázsochu s kótou 1788 m medzi týmito karmi preto považujem za nunnatak. Vo výške asi 1550 m je náznak skalného stupňa. V 1410 m sa končí kotol visuto nad Studenou dolinou. Na ľavej strane má pozdĺžny, 40—50 m vysoký stupeň. Drobný kotol je aj pod kótou 1801. Výška skalnatej obruby kotlov od Smutnice až po Predný Salatín sa pohybuje medzi 300—400 m. Ich ďalším charakteristickým znakom je silná morénová a sutinová výplň. Vďaka priaznivej VSV expozícii prechovávajú sa v nich aj v letných mesiacoch drobné snehové polia, a to nielen na svahoch, ale aj v horných častiach dien. Všetky tieto kotly vyživovali ústredný ľadovec Studenej doliny. Iba v ústupových štádiách W tvorili samostatné splazy.

Okrem uvedených sa v povodí Studeného potoka nachádzajú ešte kotly ďalších štyroch zaľadnených dolín, ktoré tvorili samostatné ľadovce. Sú to väčšinou drobné kary s pomerne nízkou polohou. Kar Dlhej jamy na Z od Predného Salatínu má dno v 1600 m. Volarisko má dvojité kar pod Brestovou (1934 m). Vyššie dno má v 1610 m, nižšie v 1500 m. Výška skalnatej obruby sa pri oboch pohybuje medzi 200—300 m. V doline Látanej sú dva kotly. Prvý pod Rákomom a Zadným Zábratom sa skladá z dvoch výklenkov, ktorých dná sú v 1500 m (ľavý), resp. v 1590 m (pravý). Nad dolinou sa končia visuto. Výška stupňa je asi 150 m. Drobný kar je aj v doline Šindlovca pod Predným Zábratom s dnom v 1450—60 m. Kary Látanej nemajú skalnaté steny ako predchádzajúce, ale len strmé trávnaté svahy. Vyplýva to z dlhého časového odstupu od doby ich zaľadnenia a nedobrej konzervačnej schopnosti zbridliteľného žulového podložja.

Ako posledný spomínam kotol Sivého vrchu. Nemožno tu vlastne ani hovoriť o kotli, pretože má len zadnú stenu, ktorú tvorí Sivý vrch, kým bočné nie sú vôbec vyvinuté. Dno má v 1600—1610 m. V 1500 m sa končí nad dolinou 250 m vysokým stupňom.

Trógy. Tróg Studenej doliny sa začína vlastne pod stupňom Dolného Roháčskeho plesa a siaha až po vyústenie do terminálnej panvy Zverovky v 1050 m. Vyznačuje sa veľkou šírkou (1 km) a mimoriadne malým sklonom ($88^{\circ}/_{00}$). Hrany trógu sú silne zotreté, najmä v dolnej časti. Na pravej strane pod Zadným a Predným Zábratom rozložili hranu trógu lavinózne ryhy na rad skalnatých výčnelkov. Ich absolútna výška klesá od Rákona z 1580 m na 1500 m pod Zadným Zábratom a 1450 m pod Predným Zábratom. Ďalej je nesledovateľná. Na ľavej strane zotrelí hranu trógu ľadovce ľavostranných kotlov. Možno ju len zhruba viesť na rázsochách, oddeľujúcich jednotlivé kotly vo výške okolo 1450—1500 m medzi Zadnou Spálenou a Salatínskou dolinou. Ďalej je úplne nezreteľná. Pekne sledovateľný je tu nižší stupeň vo výške 1360—1370 m pod Zadnou Spálenou, ktorý sa tiahne až po Dlhú Jamu, kde je v 1090—1100 m. Nadpriemernú šírku trógu si vysvetľujem mohutnosťou ľadovca (9 km dĺžky, až 200 m hrúbky), miernym sklonom dna a najmä jeho zatláčaním pod svahy Zábratov pod vplyvom silných ľavostranných prítokov. Posledné predstavujú vlastne len dlhé kary, spadajúce dvoma stupňami k Studenej doline, takže trógy nemajú.

V ostatných údoliach, ktoré niesli len menšie ľadovce, v dôsledku ich malej výšky a malých zberných oblastí, ľadovce sa pravdepodobne nezachovali až do konca posledného glaciálu, takže stratili charakter korytovitých údolí. O ich zaľadnení svedčia len kary a morény.

Obliaky. Tieto drobnotvary glaciálnej erózie sa vyskytujú v študovanom

území dosť skromne, následkom silného zasutenia kotlov a trógov. Najčastejšie sa objavujú na skalných stupňoch karovej plošiny Roháčskych plies, najmä pri Hornom plese a medzi ním a Dolným. Okrem týchto hodno spomenúť ešte menšie ohladené plochy v závere Zadnej Spálenej, kotlové stupne v závere Zadnej a Prednej Salatínskej doliny. I v priebehu obliakov pozorovať vplyv puklinových systémov, najmä smeru 60—80°. Niektoré sú už značne porušené postglaciálnymi procesmi mrazového zvetrávania ako blokovými misami a švmi, tiež združenými hrebeňmi, najmä na karovej plošine Roháčskych plies (35).

J a z e r á. V súvislosti s glaciálnou eróziou sa zmienim aj o jazerách glaciálneho pôvodu, o Roháčskych plesách. Keďže ich dosť podrobne opisuje V. K r á l (30), zmienim sa o nich len stručne, predovšetkým vzhľadom na ich genézu. Sú štyri a ležia na karovej plošine. Dolné Roháčske pleso, zvané niekedy aj Prvým, leží asi v 1570 m na nižšom stupni plošiny. Je z nich najväčšie a presahuje 2 ha plochy (30). V. K r á l ho považuje za typické zahradené jazero a jeho vznik kladie do staršieho holocénu s udaním absolútnej hodnoty 8000 rokov pr. n. e. Tieto tvrdenia sa nezdajú, že sa zhodujú so skutočnosťou. Pleso je vyhlbené glaciálnou eróziou na križovaní dvoch systémov puklín smerov 60—80° a 10—30°. Je len sčasti hradené nehrubou vrstvou morénového materiálu na skalnom prahu, ktorý oddeľuje jazernú panvu od Studenej doliny. Kladenie jeho vzniku do staršieho holocénu a najmä určenie absolútnej hodnoty opiera V. K r á l (30) o Lucernov (33) údaj, podľa ktorého moréna uložená v jeho okolí patrí würmskému ústupovému štádiu gschnitz. Toto štádium nemožno podľa terénnych výsledkov klásť do holocénu, lebo v Liptovských Tatrách predstavuje tretí štádiál würmu čiže pleistocén. Za hĺbeno-hradené treba považovať tiež Malé alebo Stredné Roháčske plesá. Horné alebo Štvrté Roháčske pleso je hĺbené, ako správne uvádza aj V. K r á l. Glaciálna difluencia sa tu diala nie dvoma (30), ale tromi smermi. Ostatné jazerá povodia Studeného potoka sú hradené v morénovom území. Niekoľko drobných nádrží vzniklo aj v depresiách vytvorených periglaciálnymi pochodmi (34).

M o r é n y. Glaciálne doliny študovaného územia sa vyznačujú silnou a zväčša dobre zachovanou morénovou pokrývkou, vďaka relatívne malým sklonom dolinných dien. Len na veľmi málo miestach sa podarilo tokom odpratať morénový materiál a prerezať sa až na skalné podložie. Morény v pohorí sa vyznačujú pomerne čerstvým vzhľadom a všetci doterajší autori, ktorí sa zaoberali ich štúdiom, pripisujú im vek posledného zaľadnenia (33, 47, 12, 41, 24).

Vzhľadom na jednotnosť pri označovaní stratigrafie tohto posledného glaciálu čiže würmu v Tatrách budem pre jednotlivé štádiá jeho vývoja používať už všeobecne používané označovanie *W1 W2* a *W3*. Prvé chronologické delenie morén Liptovských Tatier vykonal R. L u c e r n a (33). Vo würmskom glaciáli rozlišuje podľa A. P e n c k a z Álp maximálny rozsah *W* a jeho tri ústupové štádiá, bühl, gschnitz a daun. Podľa teraz používanej chronológie gschnitz a daun sa chápu ako postglaciál. Lucernovo štádium gschnitz však v Tatrách predstavuje tretí štádiál würmu. Jeho ďalšie používanie by mohlo takto viesť k zbytočným nedorozumeniam a sťažovalo by paralelizáciu s inými oblasťami.

Najdlhší zásah würmských morén predstavujú koncové valy v kotline Zverovky. Tu sa rozkladala terminálna panva najmohutnejšieho ľadovca Liptovských Tatier, ľadovca Studenej doliny. L u c e r n a (33) koniec morénového územia kladie do výšky 920 m, R o m e r (41) do 915 m a H a l i c k i (24) do 920 m. Podľa viacnásobného vlastného merania pomocou výškomeru počiatok moréno-

vého územia kladie do výšky 940 m, čo súhlasí s údajmi Z v o l i ň s k é h o mapy (49). Toto územie veľmi podrobne opisuje L u c e r n a. Nachádza tu 9 valov, ktoré poukazujú na osciláciu ľadovcového splazu. Tento údaj však treba brať s rezervou, pretože morénové valy sú tu silne rozmyté Studeným potokom a jeho prítokom z Dlhej jamy, takže pôvodná topografia valov je porušená a predstavuje veľmi zložitý systém valov, drobných kopcov a vlhkých zníženín. Neprehľadnosť terénu zvyšuje ešte hustý lesný porast. Rozloženie zvyškov valov som aspoň zhruba zachytil na základnej morfolologickej mape. Morénové územie sa zvyšuje od okraja do vnútra panvy z 20 až na 40—50 m rel. Studený potok ho prekonáva v $\frac{3}{4}$ km dlhom úseku perejami. Na pravej strane zvyšok valu uzatvára dolinu Javorinky, ktorá má v dolnej časti náplavový kužeľ. Ďalej smerom k chate sú morény rozplavené a pokryté sutinovými kužeľmi. Medzi vrcholmi jednotlivých kužeľov sa udržali len ich zvyšky. Na ľavej strane zvyšok morénového valu vybiehajúceho medzi Studený potok a Dlhú jamu dosahuje až 100 m rel. výšky. Pokračuje pod predným Salatínom ako bočná moréna. Na jej svahu badať niekoľko stupňov, ktoré potvrdzujú Lucernovu mienku o oscilácii ľadovca. Dno terminálnej panvy vyplňa preplavený morénový materiál, štrky Studeného a Látaného potoka. Sú sterasované. Nie je tu vylúčená existencia niekdajšej vodnej nádrže alebo viacerých menších, akoby o tom svedčili vlhké zníženičky na ľavej strane potoka drobné jazierko vo výške 990 m zvané Pod Zverovkou na pravej strane potoka, ktoré opisuje V. K r á l (30). Pre potvrdenie tohto názoru však chýbajú odkryvy.

Pravá bočná moréna pred ústím Látanej je asi 130 m nad Studeným potokom a zadržovala tu jazero (33, 24). Na ľavej strane je výška bočnej morény 150 m, čo svedčí o značnej hrúbke ľadovca. Vyššie v zúženej časti údolia, ako na to poukazujú bočné morény, ľadovec dosahoval hrúbku až 200 m. Hrúbku morénového materiálu v území koncových morén možno odhadnúť asi na 50—60 m vzhľadom na to, že Studený potok tu na dvoch miestach dosahuje podložie, v mieste uvedenej ostrohy snáď až 100 m. Od výšky asi 1030 m pokračujú drobné morénové valy, ktoré L u c e r n a považuje za vnútorný okraj maximálneho rozsahu würmského ľadovca. Vo výške 1110 m začína územie nového výrazného nakupenia koncových morén, ktoré predstavujú ďalší štádiál vürmu (*W2*) L u c e r n a toto štádium nazýva bühl a kladie ho do 1140 m. Potok prekonáva tieto valy perejami. Výška valov dosahuje asi 40 m. Kým na pravej strane údolia sú valy bočných morén veľmi čerstvo zachované, na ľavej strane sú zničené mohutnými kužeľmi z bočných visutých údolí. Vo výške 180—200 m rel. je na pravom brehu Studeného potoka pod svahmi Zábratov dosť výrazne zachovaný bočný val, ktorý možno počítať vekove k morénom terminálnej panvy Zverovky, čiže k *W1*. Na ľavej strane údolia sa nachádzajú len rozrušené zvyšky morénového materiálu tohto štádiálu na skalnom stupni medzi jednotlivými bočnými údoliami. Bočná moréna *W2* sa nachádza pekne zachovaná na pravej strane údolia pod spomenutou bočnou morénou *W1* v relatívnej výške 70—80 m.

Od výšky 1420 m sa začína ďalšie nakopenie čelných morénových valov nad chatou Pod Roháčmi. L u c e r n a ho kladie do 1450 m. Odchýlka vyplýva pravdepodobne z chybného mapového podkladu, ktorý používal L u c e r n a. Údaje H a l i c k é h o (24) sú zhodné s L u c e r n o v ý m i údajmi. V období ukladania týchto valov ľadovec Smutnej doliny bol už oddelený od splazu Roháčskych plies. Svedčí o tom konfigurácia morén a skalný stupeň, oddeľujúci morény Smutnej doliny od Roháčskych plies, ktoré sa končia na obvodě Dolného plesa vo výške

1560 m. Lucerna udáva 1540 m. Oboje kladie do štádia gschnitz. Ako tretí würmský štádiál ich označujem *W3*. V závere Smutnej doliny Lucerna opisuje daunské valy a snehové sutinové haldy. Halicki uvádza valy v 1600, 1700 a 1820 m. Valy v tejto najvyššej časti kotla považujem väčšinou za nivačné, ktoré vznikli nie sunutím ľadovou hmotou, ale zosýpaním zvetralín po jednotlivých firnoviskách, na ktoré sa rozpadol ustupujúci ľadovec. Zachovávali sa tu dlho v priaznivej expozícii. Tento proces, ako o tom svedčia snehové plôšky, ktoré pretrvávajú aj cez letné obdobie, trvá v malej miere podnes. Z kotlovej plošiny Roháčskych plies spomínam morény v sedle medzi kótou 1747 a nepomenovanou kótou na V od nej, ktoré svedčia o prepadávaní ľadovca z plošiny k Studenej doline.

K ľadovcu Studenej doliny stekali aspoň v dobe maximálneho rozsahu aj splazy dlhých kotlov Zadnej a Prednej Spálenej, Zadného a Predného Salatínu (33, 24). Lucerna na ich stupňových plošinách predpokladá bühlské morény. Halicki rozoznáva dve série štádiálnych foriem: staršiu na prahoch (250—300 m nad hlavnou dolinou), mladšie vo vnútri kotlov. V Zadnej Spálenej sa začína výrazný systém morén vo výške okolo 1450 m na skalnom stupni. Pod ním je morénový materiál silne rozplavený. Pod kótou 1747 sa však spájajú jej bočné morény s morénami Studenej doliny v strednú morénu. Na ľavej strane pokračuje bočná moréna až k nižšiemu stupňu v 1360 m. Ak porovnáваме živnú oblasť ľadovca Studenej doliny (kar. Smutnej doliny) a Zadnej Spálenej, vidíme, že posledná mala podobné a azda i priaznivejšie podmienky ako Studená dolina (výška horskej obruby, kotla, celková expozícia a rozloha). Lucerna a po ňom Halicki však bühl v Studenej kladú do 1140 m, v Zadnej Spálenej o 300 m vyššie. Tomu protirečí aj existencia bočných morén pod kótou 1747. Proti prípadnej možnosti, že by patrili *W1*, treba uviesť ich malú výšku. Z týchto príčin usudzujem, že ľadovec Zadnej Spálenej sa spájal aj v bühl štádiu Lucerna, čiže vo *W2* s ľadovcom Studenej doliny a vďaka práve tomuto zosilneniu dosiahol *W2* v hlavnej doline výšku až okolo 1110 m. Morénový materiál do vyššieho stupňa Zadnej Spálenej (1450 m) k sútoku so Studeným potokom rozvliekol na strmom svahu stupňa mohutný Spálený potok, takže bočné morény *W2* sa zachovali len na okrajoch. Morény ďalšieho štádiálu Zadnej Spálenej je ťažko vyhraničiť pre mohutné osypy pod Troma Kopami. Náznak väčšieho nakopenia morén je v 1530 m. V závere kotla je podobný obraz ako v Smutnej doline. V Prednej Spálenej sa morény *W2* končia vo výške okolo 1400 m. Dá sa súdiť, že ľadovec tohto drobného karu vo *W2* nesiahahal k Studenému potoku. V 1600 m sú výrazné valy *W3*, ktoré uzatvárajú najvyššie dno karu.

V Zadnej Salatínskej doline sa systém morénových valov *W2* končí sa nižšom stupni v 1360—1370 m. Pod ním je len rozplavený morénový materiál, preto sa na základe morén nedá zistiť, či zostupoval k Studenému potoku v tomto štádiáli. Najvyššie dno karu je oproti záveru Studenej a Zadnej Spálenej o viac ako 100 m nižšie, horská obruba je tiež nižšia. Zato rozloha kotla je o hodne väčšia. Nakopenie morén *W3* možno pozorovať v 1520 m. V závere sú čerstvé hranáčové valy postglaciálu.

Predný Salatín je najmohutnejším kotlom študovaného územia. I napriek pomerne malej výške morénové valy *W2* siahajú až do výšky 1160 m. Ľadovec tohto kotla sa teda vo *W2* nespájal so Studeným. Ľavá bočná moréna štádiálu *W1*, ktorá sa tiahne od terminálnej panvy Zverovky až k tejto doline, je tu akoby uťatá morénami Predného Salatínu. Jej výška je 1250 m. Topografia morénových

valov *W*2 v Prednom Salatíne poukazuje na štiepenie jeho ľadovca na dva splazy. Kým ľavý siahal do 1160 m, pravý siahal do 1220 m. Toto delenie súvisí so značnou šírkou doliny (1 km) a dvojdielnosťou kotľového záveru. Koncové morény *W*3 sa začínajú vo výške 1550—1560 m. Ich rozloženie svedčí, že v tomto štádiáli bol ľadovec už jednotný. V závere ako pri predchádzajúcich je čerstvý materiál sutinových valov.

Okrem ľadovca Studenej doliny a k nemu inklinujúcich drobných splazov, ako som ich pomenoval, v povodí Studeného potoka existovali ešte štyri samostatné ľadovce, a to Látanej, Dlhej Jamy, Volarísk a Sivého Vrchu a zasahoval sem tiež transfluenčný Jalovecký splaz do doliny Košarísk.

Najmohutnejší bol ľadovec Látanej doliny, ktorý presahoval dĺžku 2 km. Prvý ho spomína *Lucerna* (33). Morény *W*1 siahajú do výšky 1200 m. V dôsledku pomerne malej zbernej oblasti a nízkej polohy morény *W*2 sú uložené v dvojdielnom kotli až počnúc výškou 1400 m. Morény posledného wümského štádiálu sa nedajú vyhraničiť. Zaľadnená bola aj krátka dolina Šindlovca pod Predným Zábratom, ako o tom svedčia morénové valy pri jej vyústení do Látanej a morénové zvyšky v kotli. *Lucerna* ich považuje za bühl. Nad jej vyústením do Látanej je drobné jazierko.

Druhý samostatný ľadovec mala dolina Dlhej jamy, ktorý tiež presahoval dĺžku 2 km. Koncové morény začínajú v 1140 m. *Lucerna* a *Halicki* ich kladú do 1070 m. V tejto výške je však zreteľný terasovaný kužeľ. Možno však súhlasí s *Lucernovým* údajom pre druhý štádiál (*W*2) v 1350 m. Drobné valy na dne karu možno pripísať *W*3.

Ľadovec Volariska 2 km dlhý uložil koncové morény *W*1 v 1080 m, ako udávajú *Lucerna* a *Halicki*. Bühl morény obaja kladú do 1500 m. Tento údaj je príliš vysoký. Najmohutnejšie morénové valy som našiel v 1400 m a kladím ich k *W*2. Drobné valy v závere kotla zodpovedajú pravdepodobne firnovisku *W*3.

Drobný splaz Sivého vrchu uložil koncové morény *W*1 vo výške 1235 m (33). Systém valov *W*2 je uložený na karovej plošine počnúc výškou 1500 m. Konfigurácia terénu tu vylučuje existenciu *W*3.

Posledné morénové územie v študovanom území predstavuje dolina Košarísk, do ktorej zasahoval transfluenčný splaz z Jaloveckej doliny. Prvý ho opisuje *Lucerna*. Výška stupňa, ktorým pretekal ľadovec, je asi 60 m. Veľmi pekne zachované valy siahajú až do 1380 m (24).

Celkove som v študovanom území vyhraničil štyri systémy morén, ktoré zodpovedajú trom wümským štádiálom (*W*1, *W*2, *W*3) a postglaciálu. Ich výškové rozloženie závisí nielen od priebehu snežnej čiary, ktorá predstavuje v mnohom ohľade len teoretickú hodnotu, ale aj od expozície, veľkosti zbernej oblasti, sklonu dna a pod. Len tak si možno vysvetliť výškové odchýlky jednotlivých štádiálov v rôznych dolinách. Charakter jednotlivých systémov sa však značne líši nielen výškovými rozdielmi, ale aj vonkajším vzhľadom a zložením materiálu. Kým pôvodná topografia morénových valov *W*1 je hodne zotretá eróznymi procesmi tečúcej vody a soliflukčnými pochodmi, morény štádiálu *W*2 a najmä *W*3 majú do značnej miery zachovaný pôvodný ráz valov. Najčerstvejšie tvary majú poglaciálne formácie. Kým morény starších štádiálov majú často vyvinutú pôdnu vrstvu a súc pod hranicou lesa, majú hustý lesný porast, morény posledného štádiálu sa vyznačujú len nepatrnou pôdnou pokrývkou a keďže sú nad hranicou lesa, majú porast kosodreviny. Postglaciálne valy sú zväčša holé.

V zložení morénového materiálu badať tiež značné rozdiely tak vo veľkostnom

rozložení zrn, ako aj v habite. Kým materiál W_1 má v dôsledku dlhého transportu hodne zotreté hrany blokov a značné percento štrkových, piesčitých a prachových frakcií, pri mladších štádiách pribúda ostrohranného materiálu a znižuje sa percento jemnejších frakcií, až v postglaciálnych valoch je ostrohranný materiál. Drobnejšie frakcie bývajú väčšinou splavené k podložíu a ornášané sutinovými prúdmi do nižších polôh. Charakteristickou vlastnosťou horných, silne zasutených častí dolín je naprostý nedostatok povrchových tokov.

Petrografické vlastnosti hornín sa prejavujú tiež v tvárnosti morén a v kalibri materiálu. Materiál vápencových a dolomitových morén Sivého Vrchu je oproti ostatným žulovým morénom drobnejší, tiež topografia valov oproti žulovým je miernejšia. Avšak aj medzi žulami je badať rozdiely. Silno mylonitizované žuly bridličnatého charakteru sa výrazne prejavujú jemnejším zrnom a nevýraznými morénovými valmi, najmä v Látanej doline a pod Plačlivým v Smutnej doline, oproti hranatým, hrubším blokom a výraznejšej konfigurácii valov na tektonicky menej porušených žulách.

B. Periglaciálne formy

V pleistocéne boli nezaľadnené plochy Liptovských Tatier v dosahu periglaciálnych procesov, ktoré tu pôsobili nielen v jednotlivých glaciách, resp. štádiách, ale aj v obdobiach ústupu ľadovcov a pokračujú, ako o tom svedčí celý rad čerstvých foriem, dodnes. V obdobiach značnejšieho zníženia snežnej čiary periglaciálny fenomén zasahoval aj do flyšového podhoria. Poukazujú na to rôzne, preň charakteristické formy, ako fosilne kamenné moria, zasutené pramenné kotly, svahové úvaliny (dellen) na Skorušinskom pohorí. V hornej, tatranskej časti povodia Studeného potoka zhruba nad hranicou lesa prebiehajú periglaciálne pochody dosiaľ, aj keď oproti pleistocénnym pravdepodobne oslabené. Tieto procesy možno počítať k zvláštnemu vysokohorskému typu periglaciálneho cyklu, ktorého priebeh sa ostro odlišuje od mierneho cyklu v susedných nižších územiach. Ich výsledkom je silné ničenie glaciálnych foriem. Najvýraznejšie sa pri týchto procesoch prejavuje mrazové zvetrávanie, dodávajúce veľké množstvo materiálu pre transport, ktorý zaobstaráva sčasti vietor, sneh a najmä soliflukcia a tečúca voda. Pochody mrazového zvetrávania sa prejavujú veľkým bohatstvom foriem od drobných embryonálnych regelačných trhlín a stupienkov cez blokové a puklinové misy oválneho charakteru, pozdĺžne blokové švy, kopovité periglaciálne kamenice a kamenné moria až po združené hrebene a prechodné formy ku karom a údoliam (35). Tieto tvary sa vyskytujú v rôznych polohách, a to na skalnatých i trávnatých hrebeňoch až chrbtoch, na svahoch aj kotloch. Viažu sa však na oblasť nad hranicou lesa, ktorá tu prebieha vo výške okolo 1400 m. Pokiaľ sa vyskytujú pod hranicou lesa, majú väčšinou fosilny charakter. Niektoré z týchto foriem opisuje S. K r e u t z (31), M l o d z i e j o w s k i (36), najnovšie M. L u k n i š (34) a autor tejto štúdie (35).

Soliflukčné formy nachádzame tu v podobe tufúr, girlandových pôd, soliflukčných prúdov a pod. V súvislosti s periglaciálnymi procesmi sú aj rôzne formy veternej a nivačnej činnosti, ako aj veľmi intenzívne sa vyvíjajúce rôzne formy svahovej modelácie, najmä sutinové kužele.

Periglaciálne formy budú predmetom zvláštnej štúdie pre celé Liptovské Tatry, a preto ich na tomto mieste podrobnejšie nerozvádzam. Ich rozloženie v povodí Studeného potoka ukazuje morfológická mapa.



Obr. 3. Studený potok v prelome cez koncové morény Zverovky. Foto E. M a z ú r.
 Рис. 3. Студеный поток в прорыве через конечные морены Зверовки. Фото-
 графия Э. Мазур.

Aufn. 3. Studený-Bach im Durchbruch durch Endmoränenlandschaft von Zverovka.

C. Fluviálne formy

Na riečny pôvod poukazuje v študovanom území celý rad foriem, ako to ukazuje aj základná morfológická mapa. Ich rozloženie je však hodne nerovnomerné a súvisí najmä s pleistocénnou genézou povodia. V pleistocéne sa tu viac ráz v dôsledku klimatických zmien vystriedalo niekoľko morfológických cyklov. V tatranskej časti povodia sa zúčastňovali modelácie reliéfu za glaciálov, resp. štádiálov, sčasti ľadovce, sčasti periglaciálne procesy, ktoré pôsobili aj v intervaloch medzi nimi. V predhorí Tatier môžeme predpokladať viacnásobné vystriedanie periglaciálneho a mierneho riečneho cyklu. Tieto, intenzívne prebiehajúce procesy zničili alebo aspoň silne pozmenili formy predpleistocénneho reliéfu a vytvorili nové formy, najmä v tatranskej časti povodia.

V dôsledku tohto zložitého vývoja prevládajú v Tatrách pleistocénne glaciálne a periglaciálne formy, v predhorí zase riečne formy so stopami periglaciálnych. To však neznamená, že modelácia tečúcej vody sa uplatňovala len v období mierneho riečneho cyklu. O činnosti tečúcej vody v glaciáloch najlepšie svedčia mohutné štrkové nánosy v predpolí Tatier. V interglaciáloch, resp. interštádiáloch sa činnosť tečúcej vody ešte zvyšovala a prejavovala sa najmä rozrušovaním akumuláčnych a erózných glaciálnych foriem. Opakujúce sa zaľadenia pochopiteľne stierali staršie fluviálne formy, takže ich stopy nie sú vždy jasné. Pekný príklad riečne rozrezaných a glaciálne obrúsených stupňov nachádzame najmä pod Roháčskymi plesami na visutých ľavostranných prítokoch Studeného potoka. Jedným z najmohutnejších prejavov práce tečúcej vody sú rozsiahle fluvio-

glaciálne kužele pod skalnatými stupňami týchto dolín od Zadnej Spálenej až po Predný Salatín. Úplne zničili ľavobrežné morény Studeného Potoka.

Pre pleistocénnu genézu povodia, najmä pre stanovenie vývoja behom posledného glaciálu, veľmi dôležité sú najmä terasované fluvioglaciálne kužele pripínajúce sa ku koncovým morénom, aj vo vnútri morénových území. Najvýraznejšie terasované územie predstavuje zahradená panva Látanej a terminálna panva Zverovky.

Panva Látanej vznikla zahradením jej ústia bočnými morénami ľadovca Studeného potoka za maximálneho rozsahu W1. Látaná dolina bola zaľadená len v hornej časti, takže poskytovala veľké množstvo materiálu, ktorým sa vyplňala vodná nádrž! nachádzajúca sa za morénovou hrádzou. Hodne periglaciálnych zvetralín dodávali aj potoky od Domčiny a Predného Závratu. Panvu vyplňajú hrubé bloky a štrky s piesčitými vložkami. Do tejto výplne sa Látaný potok zarezával v troch erózných fázach a vytvoril pod jej povrchom, ktorý má 40 m rel. výšky, ešte dva stupne 20 m a 6 m rel. výšky. Oproti toku sa terasy s dnešným dnom zbiehajú.

V terminálnej panve Zverovky sú tiež terasy, resp. terasované fluvioglaciálne kužele. Za najstarší považujem drobný zvyšok na pravo od vyústenia Látanej vo výške 35 m nad potokom, ktorý spomína *Lucerna* (33). Za jeho pokračovanie treba brať 9—10 m-ovú terasu, na pravej strane Studeného potoka pod chatou. Mladší kužeľ je vo vrchole vysoký 7—8 m, po toku sa znižuje až na 4—5 m. Tretí stupeň nepresahuje 1—2 m nad dno. Pri ústí potoka Dlhej jamy do Studeného sú znova vyvinuté tri terasy, a to 10, 6, 2,5 m rel.

Z koncových morén Zverovky vychádza 8 m kužeľ a 4,5 m kužeľ nižší. V prelomovej časti údolia však nižší zaniká a objavuje sa až v Zubereckej kotline v 3—4 m výške. Po vyústení z prelomu do Zubereckej kotliny sa vyšší kužeľ rozširuje po ľavej strane Studeného potoka v podobe 400—500 m širokej terasy, znižujúcej sa z 10—11 m na 8—9 m pri Zuberci, kde sa končí. Opisujú ju *Lucerna*, *Romer* (41) a *Halicki* (24). 3—4 m nižší stupeň tvorí len úzky pruh popri Studenom potoku, ktorý zatláčajú vlastné hrubé náplavy (bloky až vyše 2 m priemeru) pod flyšovú stenu plošiny Medzi Borami, takže tečie miestami po podloží. Materiál vyššieho kužeľa (10—11 m) spôsobil značné zasutenie ľavostranných prítokov. Pokračovanie tohto kužeľa v prelomovej časti doliny cez Skorušinské pohorie možno pozorovať len v malých útržkoch, 7—9 m vysokých, najčastejšie pri vyústeniach drobných postranných potôčkov. Pri vyústení Studeného potoka od Oravy je len 5—6 m nad Studeným potokom.

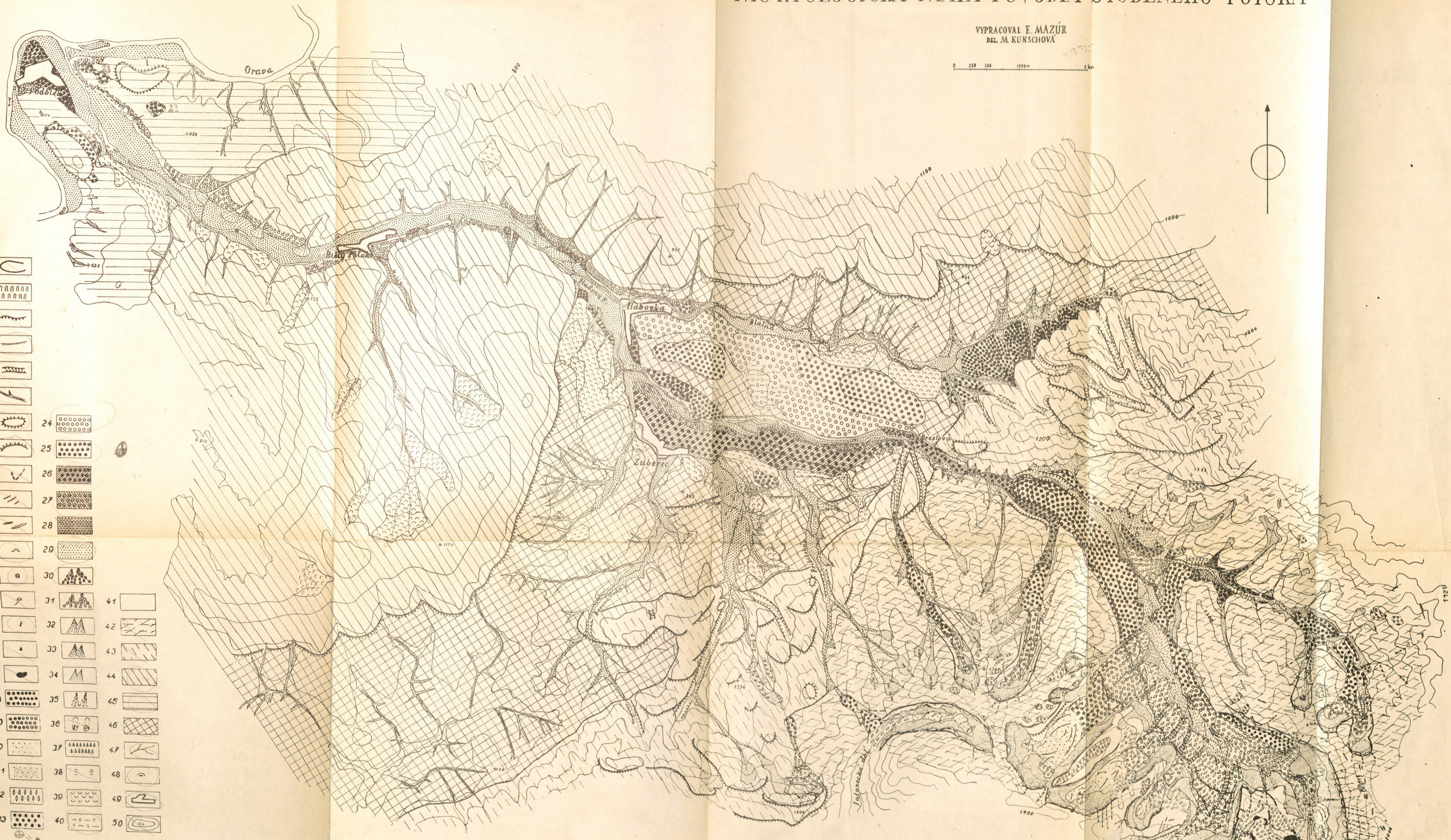
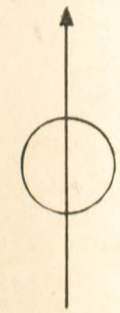
Medzi Studeným potokom a Blatnou sa rozkladá 1,5 km široká a 4,5 km dlhá, štrkami pokrytá plošina zvaná Medzi Borami. Toto územie je z celého povodia Studeného potoka v literatúre najviac pretraktované (46, 33, 12, 41, 24). I keď vlastný terénny výskum v tejto oblasti nepovažujem za skončený, uvediem tu aspoň predbežné výsledky. Dá sa tu odlíšiť 18—19 m terasa na JJZ od kóty 837 a dve vyššie: 34—36 a 80 m. Nerovnomerne zrezaný flyšový skalný podklad 18—19 m terasy kolíše medzi 8—13 m. Jej štrkový povrch je porušený mladými výmolmi. Útržky tejto terasy sa nachádzajú v doline Studeného potoka ešte na troch miestach (pozri mapu!).

Na oveľa väčšej a súvislejšej ploche sa dá sledovať terasa vysoká 34—36 m. *Lucerna*, *Halicki* a *Romer* udávajú pre ňu 28—30 m. Začína sa od horárne Brestovej a tiahne sa na východ od kóty 837 m k Habovke. Od predchádzajúcej terasy je oddelená flyšovým podložím (prahom), ktorý sa tiahne až

MORFOLOGICKÁ MAPA POVODIA STUDENÉHO POTOKA

VYPRACOVAL E. MAZÚR
DEL. M. KUNŠCHOVÁ

0 250 500 1000m 2km



- | | | | |
|----|--|----|--|
| 1 | | 24 | |
| 2 | | 25 | |
| 3 | | 26 | |
| 4 | | 27 | |
| 5 | | 28 | |
| 6 | | 29 | |
| 7 | | 30 | |
| 8 | | 31 | |
| 9 | | 32 | |
| 10 | | 33 | |
| 11 | | 34 | |
| 12 | | 35 | |
| 13 | | 36 | |
| 14 | | 37 | |
| 15 | | 38 | |
| 16 | | 39 | |
| 17 | | 40 | |
| 18 | | 41 | |
| 19 | | 42 | |
| 20 | | 43 | |
| 21 | | 44 | |
| 22 | | 45 | |
| 23 | | 46 | |
| | | 47 | |
| | | 48 | |
| | | 49 | |
| | | 50 | |

Vysvetlivky:

1. Hrany glaciálních kotlov a trógv. 2. Obliaky a glaciálne obrúsené plochy. 3. Hrany stupňov a skalnatých terás. 4. Hrany akumuláčnych terás. 5. Kaňony a prelomové úseky tokov. 6. Výmolové rýhy. 7. Tvrdoše. 8. Kvesty. 9. Lavinové rýhy. 10. Regelačné stupienky. 11. Regelačné depresie. 12. Jaskyne. 13. Závrtý. 14. Ponory. 15. Prame. 16. Snehové plošky. 17. Jazerá. 18. Morény W₁. 19. Morény W₂. 20. Morény W₃. 21. Nivačné sutinové valy. 22. Rozplavené morény. 23. Staropleistocénne terasy (80 m). 24. Terasy 34—36 m (R₁). 25. Terasy 18—19 m (R₂). 26. Fluvioglaciálne kužele a terasy W₁. 27. Fluvioglaciálne kužele a terasy W₂. 28. Fluvioglaciálne kužele a terasy W₃. 29. Pleistocénne štrky recentne preplavované. 30. I. dejekčné kužele (W₁). 31. II. dejekčné kužele (W₂). 32. III. dejekčné kužele (W₃ — starší holocén). 33. IV. dejekčné kužele (holocén). 34. Sutinové kužele (ústupy). 35. Murové kužele. 36. Strže. 37. Kamenné moria. 38. Soliflukčné formy. 39. Zosuny. 40. Rašeliniská. 41. Bránny reliéf. 42. Hólny reliéf. 43. Príkrovový reliéf. 44. Stredohorský reliéf. 45. Vrchovinny reliéf. 46. Pahorkatinový reliéf. 47. Toky. 48. Lomy. 49. Osady. 50. Vrstevnice.

1. Края ледниковых котлов и трогов. 2. Поверхности, сглаженные ледником. 3. Края ступеней и эрозийных террас. 4. Края аккумулятивных террас. 5. Каньоны и теснины. 6. Ритвины размывания. 7. Каменные глыбы. 8. Кузцовые гряды. 9. Желоба, по которым спускаются лавины. 10. Ступени, возникшие в результате действия мороза. 11. Депрессии, возникшие в результате действия мороза. 12. Пещеры. 13. Карстовые воронки (долины). 14. Поноры (катавотры). 15. Источники. 16. Снежные поля. 17. Озера. 18. Морены W₁. 19. Морены W₂. 20. Морены W₃. 21. Вали из осепей в нивальной зоне. 22. Размытые морены. 23. Древнеплейстоценовые террасы (80 м). 24. Террасы 34—36 м (R₁). 25. Террасы 16—18 м (R₂). 26. Флювиоглациальные конусы и террасы W₁. 27. Флювиоглациальные конусы и террасы W₂. 28. Флювиоглациальные конусы и террасы W₃. 29. Переотложенные плейстоценовые галечники. 30. I. Конусы выноса (W₁). 31. II. Конусы выноса (W₂). 32. III. Конусы выноса (W₃ — древний голоцен). 33. IV. Конусы выноса (голоцен). 34. Обрывы. 35. Конусы селей (муров). 36. Обвалы. 37. «Каменные моря». 38. Солифлюкционные формы. 39. Оползни. 40. Торфяники. 41. Клиповый рельеф. 42. Гольцовый рельеф. 43. Покровный рельеф. 44. Среднегорье. 45. Высокогорье. 46. Мелкогорье. 47. Реки. 48. Каменоломни. 49. Населенные пункты. 50. Изогипсы.

Erläuterungen:

1. Kanten der glazialen Kare und Tröge. 2. Rundhöcker und glazial abgeschliffene Flächen. 3. Kanten der Stufen und Felsterrassen. 4. Kanten der Akkumulationsterrassen. 5. Karsttäler und Durchbruchabschnitte der Ströme. 6. Erosionsgraben. 7. Hfilinge. 8. Cuesta. 9. Lavinenfurchen. 10. Regelationsstufen. 11. Regelationsdepression. 12. Höhlen. 13. Dolinen. 14. Ponor. 15. Quellen. 16. Schneeflecken. 17. Seen. 18. Moränen. 19. Moränen W₁. 20. Moränen W₂. 21. Schneeschuttwälle. 22. Verschwämmte Moränen. 23. Altpleistocäne Terrassen (80 m). 24. Terrassen 34—36 m (R₁). 25. Terrassen 18—19 m (R₂). 26. Fluvioglaziale Kegel und Terrassen W₁. 27. Fluvioglaziale Kegel und Terrassen W₂. 28. Fluvioglaziale Kegel und Terrassen W₃. 29. Pleistocäne Schotter, recent überschwämmt. 30. I. Dejektionskegel (W₁). 31. II. Dejektionskegel (W₂). 32. III. Dejektionskegel (W₃ — älteres Holocän). 33. IV. Dejektionskegel (Holocän). 34. Schuttkegel. 35. Murenkegel. 36. Bergstürze. 37. Steinmeere. 38. Solifluktionenformen. 39. Erdrutschungen. 40. Hochmoore. 41. Gratenrelief (Felsgraten). 42. Almenrelief. 43. Deckenrelief. 44. Mittelgebirgsrelief. 45. Berglandrelief. 46. Hügellandrelief. 47. Flüsse. 48. Steinbrüche. 49. Ortschaften. 50. Isohypsen.

ku kóte 837 m od Studeného potoka. Je pokrytý rašeliniskom. Jeho povrch dosahuje rovnakú výšku ako povrch štrkového pokrovu vyššej terasy (34—36 m). Táto má znova nerovnomerný skalný podklad, ktorého výška kolíše od 13—24 m. Hrúbka štrkovej vrstvy kolíše v medziach 10—20 m. Povrch terasy je pokrytý starším zvetralým materiálom o hrúbke až 2—3 m. Kaliber terasových štrkov je značný. Vyskytujú sa tu bloky až 2 m. Materiál nižšej terasy (18—19 m) je drobnejší. Pri oboch je zreteľné zvrstvenie štrkov. Obsahujú hodne kalového materiálu. Pokračovanie 34—36 m terasy možno sledovať na dlhých úsekoch až k ústiu Studeného potoka. Skalný podklad má ďalej takmer konštantnú výšku, 19—20 m. Časť z jej priebehu naznačuje na svojej prehľadnej mape Halicki (24) a na dolnom toku D. Andrusov (4).

Povrch najvyššej terasy sa nachádza oproti údajom Lucerna (33), Romera (41) a Halického (24), ktorí ju kladú do 60—64 m značne vyššie, a to okolo 80 m nad Studeným potokom. V Zubereckej kotline sa nachádzajú štrky v analogických výškach na troch miestach, a to nad 34—36 m terasou v mieste Starého hája, na kóte 837 a na ľavom brehu Pribižského potoka, juhovýchodne od kóty 827. Materiál na kóte 837 m a juhovýchodne od kóty 827 m je žulový, silne zvetralý (dá sa drobiť prstami) a obsahuje aj kremencové štrky. Oproti tomu materiál Starého hája je na povrchu menej zvetralý a obsahuje veľké, často hranaté bloky až 1 m \varnothing . Či nie je v jeho podloží zvetralejší materiál, pre nedostatok odkryvov sa mi nepodarilo zistiť. So zreteľom na uvedené rozdiely v materiáli nepovažujem za úplne isté, či všetky spomenuté štrky sú rovnakého veku, ako to tvrdia Lucerna, Halicki a Romer. Nie je vylúčená ani možnosť, že štrky Starého hája sú morénou, ako to predpokladá o všetkých troch terasách Gotkiewicz (18). Nemožno však s ním súhlasiť pri nižších terasách (18—19 m, 34—36 m), ktoré sú rozhodne uložené riečnym transportom. Povrch štrkov Starého hája je síce pomerne hladký, ale hranatý materiál a najmä skutočnosť, že jeho vrchol je oddelený od svahu miernou zníženinou (3—4 m rel.), by poukazoval skôr na morénový pôvod. Halicki vzhľadom na primiešanie aj zaokrúhlených blokov túto formáciu považuje za útvar blízky prechodnému kužeľu. V dolnej časti povodia som našiel žulové a kremencové okruhliaky na skalnom stupni Za Studenú v asi 75 m výške nad Studeným potokom a pri jeho ústí do Oravy po oboch stranách v 60—65 m rel. výšky. Vyskytujú sa tu žulové bloky až 50 cm \varnothing i kremencové okruhliaky. Štrky v týchto výškach zakreslil do svojej mapy tiež D. Andrusov (4).

Stárie týchto terás určujú zhodne všetci autori, ktorí sa zaoberali študovaným územím (46, 33, 12, 41, 24), za pleistocénny. Avšak nezhodujú sa v tom, ku ktorému pleistocénnemu obdobiu patria jednotlivé vyššie terasy. Ťažkosť spočíva v tom, že chýba súvis so staršími morénami, nehovoriac o paleontologických dôkazoch. Vek jednotlivých terás sa určoval pomocou zloženia, habitu, zrna a stavu zvetrania materiálu a podľa relatívnych výšok.

Okrem Romera (41), ktorý predpokladal stopy najstaršieho zaľadnenia až za chrptom Skorušinského pohoria v doline Zábídivského potoka, všetci uvedení autori za najstaršiu pleistocénnu formáciu pokladali 80 m terasu, pravda, každý v svojom chápaní. Lucerna, ktorý tu prvý vyčlenil tri staršie terasy, považoval 80 m terasu (podľa neho 60 m) za „ältere Deckenschotter“ (güenz), 34—36 m terasu za „jüngere Deckenschotter“ (mindel) a 18—19 m terasu za „Hochterasse“ (riss). Pre posledné Lucerna udáva výšku 28 m a 17 m. Gotkiewicz (18) považoval všetky tri za morénu najstaršieho zaľadnenia.

Tomuto tvrdeniu odporuje najmä zvrstvenie nižších terás. Halickí (24) rovnako ako Lucerna rozlišuje tri terasy, avšak 80 m terasu kladie k svojmu I. zaľadneniu, 34—36 m a 18—19 m (sám udáva 18 m a 30 m) chápe ako dva štádiály II. zaľadnenia. Romer (41) najvyššiu terasu radí k svojmu H zaľadneniu, strednú terasu (34—36 m) k zaľadneniu H-1. 18—19 m terasu nespomína. Všetci sa však zhodujú v datovaní 10—11 m terasy, ktorú kladú do würmu.

Štrky uložené v 80 m niveau v dôsledku silného zvetrania materiálu a výšky považujem za staropleistocénne (predrisské), ale bližšie ich vek neurčujem, pretože je tu možná existencia viac ako jednej formácie. Zložitý problém predstavujú 34—36 m a 18—19 m terasa. Pomerne malý rozdiel v eróznom podloží oboch terás by nenasvedčoval dvom etapám ich vývoja, avšak výškové rozdiely akumuláčného povrchu (16—18 m) sú príliš veľké, aby ich bolo možné považovať za rovnako staré. Tomu odporuje aj kaliber materiálu, ako to vypožoroval už Halickí (24). Stav zvetrania materiálu sa pri oboch veľmi rozlišuje. Je celkovo nízky. Zhodne s Halickým ich radím predbežne k druhému glaciálu (R1, R2). Príčlenenie 10—11 m terasy würmu je odôvodnené jej naviazaním na koncové morény terminálnej panvy Zverovky. Lucerna okrem nej uvádza ešte tri terasy, ktoré spájal s jeho troma ústupovými štádiami würmu. Pritom si pomáhal niekedy až smiešne malými výškovými hodnotami (10 cm). Za najdôležitejšiu pomôcku pri určovaní stratigrafie W považujem terasy v nadžranom materiáli Látanej doliny. Po jej zahataní morénou vrcholného rozsahu würmu (W_1) došlo veľmi rýchle k vyplneniu panvy ešte v priebehu tohto štádiálu, ako o tom svedčí povrch výplne, ktorý je v rovnakej výške s najvyššou morénou W_1 . Za interštádiálu W_1/W_2 Látaný potok prerezal morénovú hrádzu a povrch výplne a vytvoril 40 m terasu. Striedaním akumulácie (W_2) a erózie (W_2/W_3) vytvoril 20 m terasu a po kratšom období akumulácie za W_3 sa zarezal už v holocéne o ďalších 6 m. Tieto tri terasy zodpovedajú trom würmským nakopeniam morénových valov, dno potoka sutinovým valom záverov kotlov. Tieto veľké výškové diferencie medzi jednotlivými terasami možno vysvetliť jednak mohutnosťou toku a najmä krátkou prekážkou, ktorú musel prekonať. Silne tu vplývala aj tá okolnosť, že Látaná dolina bola len slabo zaľadnená, takže potok nebol veľmi zaťažený transportom a k tomu materiál z mylonitizovaných žúl je pomerne drobný. So zreteľom na tieto skutočnosti, potok veľmi citlivo reagoval na klimatické zmeny počas würmu. Toky, ktoré sa museli prerezávať celými sústavami morénových valov, reagovali na tieto zmeny menej citlivo, ich erózný efekt bol preto menší, a preto najmä terasa slabého W_3 sa dnes vlastne nachádza v holocénnej nive a v dôsledku konvergencie na dolnom toku zaniká aj terasa W_2 .

Štrky v 80 m rel. výške sa vyznačujú pomerne malou mocnosťou a spočívajú na denudačnom povrchu starého dolinného dna (18, 41, 24). Jeho výška je pri vyústení Studeného potoka do kotliny okolo 70 m nad potokom, čo možno považovať za minimálny efekt pleistocénnej erózie. Na existenciu tejto starej rovne poukazujú jednak široké chrbáty kopcov s analogickými výškami ako uvedená štrková plošina, jednak drobnejšie rovne na okrajoch kotliny. Za dôkaz jej denudačného pôvodu možno považovať skutočnosť, že sa jej povrch nachádza na rôznych druhoch hornín. Jej rozsah ukazuje morfológická mapa. Jej pokračovanie nachádzame v povodí Hutianskeho potoka aj v kotline Oravy a pokračuje ďalej do Poľska. Halickí (24), Gotkiewicz (20, 19, 21), Szafarski (21), Romer (41) a Klimaszewski (29) z jej povrchu, pokračujúceho na poľskom území, opisujú štrky tatranského pôvodu. Okrem Romera ju všetci



Obr. 4. Kvestový reliéf v skupine Sivého vrchu. V popredí povrch 80 m vysokého štrkového niveau Medzi Borami. Foto E. M a z ú r.

Рис. 4. Квестовый рельеф в группе Сивого врха. Впереди поверхность 80 м. высокого щебеночного ниво Медзи Борами. Фотография Э. Мазур.

Aufn. 4. Cuesta-relief im Gruppe Sivý vrch. Im Vordergrund die Oberfläche des 80 m hohen Schotterniveau Medzi Borami.

považujú za predglaciálnu. Podľa posledného zhrnutia týchto názorov Klimaszewskim, jej vznik treba klásť do súvisu s tektonickým zdvihom medzi koncom dolného pliocénu a pleistocénom, pričom sa nevyklúčujú ani mladšie pleistocénne pohyby.

Druhé výrazné denudačné niveau so štrkami predstavuje Skorušinské pohorie. Najdôslednejšie ho študoval G o t k i e w i c z (19, 20, 21), ktorý vznik pohoria kladie pred pliocén. Najnovšie K l i m a s z e w s k i (29) predpokladá nerovnomerný zdvih Gubalowky (zmenšujúci sa od JV k SZ) medzi dolný pliocén a jazer-nú fázu stredného pliocénu. Keďže Skorušinské pohorie je pokračovaním Gubalowky, možno pri ňom predpokladať obdobný vývoj.

V tatranskej časti povodia sa zachovali len trosky starších denudačných niveau v dôsledku intenzívnej glaciálnej erózie. Ich poloha môže byť porušená aj mladými tektonickými pohybmi. Z toho dôvodu aj z príliš malej oblasti, ktorú predstavuje študované územie, je veľmi ťažká rekonštrukcia predpleistocénnych rovní, na základe ktorých by bolo možné prípadné určovanie staršej predglaciálnej genézy. Doterajšie výsledky výskumu v tomto smere preto považujem za predbežné zbieranie údajov, ktorých význam pre starší vývoj tejto oblasti bude môcť potvrdiť alebo poprieť len podrobný výskum rozsiahlejších území. Za zvyšky starého predglaciálneho povrchu možno považovať široký zarovnaný chrbát Veľký Bok (2027) a Brestovú (1934), ktoré v študovanom území predstavujú

najvyššie niveau. Pomerne najlepšie sledovateľné je niveau Roháčskych plies, ktoré možno pozorovať v 1700—1500 m výške na severných rázsochách hlavného hrebeňa, na Zábratoch a na dlhej rázsoche od Rákona k Osobitej.

D. Svahové sutiny a zosuny

Rôzne formy svahových sutín sú najrozšírenejšie v tatranskej časti povodia. Ich podiel na celkovom zasutení územia nestojí o nič za podielom glaciálnej akumulácie. Rýchly vývoj týchto foriem vyplýva z viacerých skutočností: sú to glaciálnou eróziou podrezané svahy, ďalej intenzívne tektonicky porušené podložie a najmä vysokohorská periglaciálna klíma s veľmi účinným mrazovým zvetrávaním. Počiatky ich vývoja treba klásť do súvisu s ústupom ľadovcov, čiže najmä na koniec würmu a do postglaciálu. Na miesto glaciálneho nastúpil nový periglaciálny vysokohorský cyklus, ktorý veľmi rýchle ničí formy predchádzajúceho cyklu. Tento proces sa deje jednak rozkladom glaciálnych erózných foriem cestou intenzívneho mrazového zvetrávania, jednak zasypávaním glaciálnych tvarov ohromnými spúšťami materiálu, ktoré toto zvetrávanie poskytuje. Rozsah a sčasti aj vývoj týchto foriem ukazuje morfológická mapa, na ktorej rozlišujem tieto geneticky aj tvarovo odlišné formy svahových sutín: strže, sutinové a murové kužele a kamenné moria.

Plošne najrozšírenejšou formou týchto procesov sú sutinové kužele. Na úpätiach karových stien a trógov tvoria súvislé osypy. Staršie, ktoré sú už porastené vegetáciou, vyskytujú sa zväčša v nižších častiach údolí alebo vyplňajú nižšie položené kotly, z ktorých už dávnejšie ustúpil ľadovec a skalnaté steny boli v dôsledku zvetrávania sčasti alebo úplne odstránené. Ich ďalší vývoj dnes spomaľuje vegetácia. Mladé, na vrchole vývoja sa nachádzajúce kužele, obklopujú úpätia stien a skalných svahov vyššie položených glaciálnych údolí a kotlov, z ktorých ľadovce ustúpili neskôr. Bývajú zväčša bez porastu. Ich priemerná výška je 150—200 m. Najväčšie dosahujú až vyše 300 m (napr. v Smutnej a Zadnej Spálenej doline). Ich materiál je ostrohranný, drobnejší na vypuklej ploche kužele a vo vrchole, hrubší v dolnej časti kužele a v miestach styku kuželového pláštá so základňou. Kaliber materiálu sa mení aj so stupňom rozdrvenia žúl. Kužele pod Plačlivým (2126) sa vyznačujú drobnejším bridličnatým materiálom oproti kuželom hrubšieho zrna pod Ostrým Roháčom (2072), práve tak kužele Hrubej Kopy oproti Trom Kopám (2163). Sklon kuželov na bridličnatých horninách býva väčší ako na blokových. Rozsah sklonu kuželov sa pohybuje na žulových zvetralinách bridličnatého charakteru zväčša medzi 34—38°, na blokových 28—33°. Vrcholy kuželov súvisia so systémami puklín, premenených kongelifrakciou v trhliny a väčšie úžľabiny, do ktorých odpadávajú úlomky skál. Nad zúženými miestami takýchto žľabov sa často hromadí väčšie množstvo zvetralín. Keďže tieto úžľabiny sledujú aj lavíny a tečúca voda, často dochádza k jednorázovému strhávaniu nahromadeného materiálu lavínami alebo murovými prúdmi. Tieto pochody sa prejavujú na povrchu kuželov vytváraním nerovných rýh. Murami a lavínami zryhovanými kuželmi sa vyznačujú najmä svahy Volovca a Rákona.

Murové prúdy po vyústení zo skalných žľabov obyčajne stekajú z vrcholov kuželov do depresií medzi nimi a vytvárajú kužele odlišného charakteru od predošlých. Vyznačujú sa menším sklonom, odlišným tvarom a rozložením materiálu. Ich sklon sa znižuje od vrcholu k päte priemerne z 24—25° na 8—9°.

Oproti sutinovým kuželom sa vyznačujú veľkou prevahou dĺžky nad šírkou a konkávnyim priebehom spojnice vrcholu s päťou kužeľa. Kým úšusty ako gravitačné výtvyry majú ťažší a hrubší materiál v dolných častiach, murové kužele ako formy vytvorené tečúcou hmotou majú hrubší a ťažší materiál v hornej časti, jemnejší a ľahší v dolnej časti kužeľa. Výška murových kužeľov zriedka presahuje 150 m. Veľmi pekný príklad murového kužeľa je na S svahu kóty 1747, ktorý zásobujú materiálom morény difluenčného stupňa, cez ktorý prepadal ľadovec k Studenej doline. Jednorázový prúd tu v minulom roku zniesol množstvo materiálu, ktoré odhadujem na minimum 1500 m³. Okrem kotlových oblastí sú murové kužele dosť časté aj v pramenných zasutených oblastiach hôľ.

Skalné strže sa vyskytujú najmä v Smutnej, Zadnej Spálenej a Zadnej Salaťinskej doline. Podmieňujú ich najmä glaciálne poderodované skalné steny, pukliny a regelačné pochody.

Kamenné moria pokrývajú tiež značné plochy v študovanom území, ale rozlohou stoja ďaleko za sutinovými a murovými kuželmi. Keďže budú, ako som spomenul, predmetom zvláštnej práce o periglaciálnych formách, na tomto mieste ich ďalej nerozvádzam.

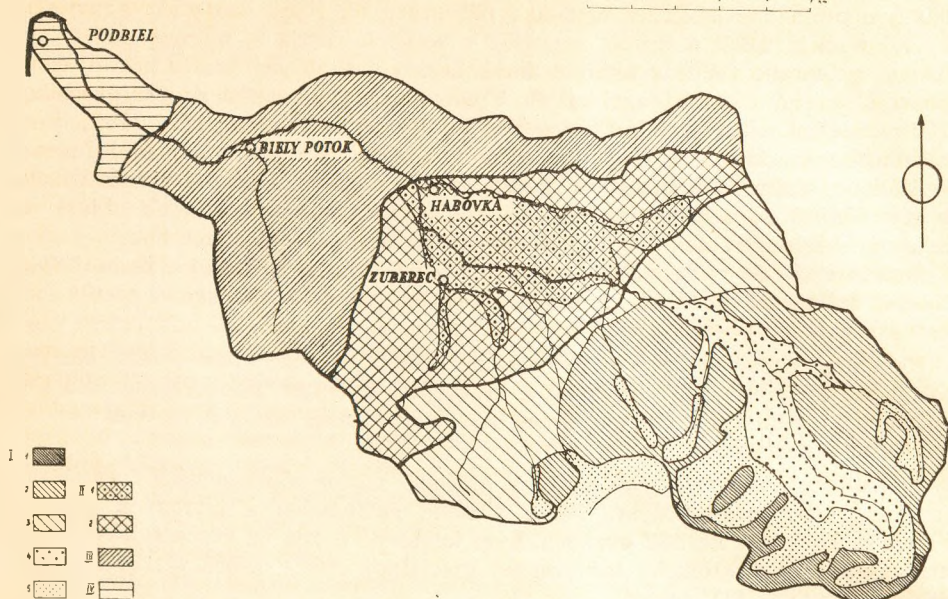
Ako ukazuje morfológická mapa, v plošnom rozložení sutinových formácií sa prejavuje istá pravidelnosť. Veľká väčšina sutinových a murových kužeľov i strží sa rozkladá na SSZ svahoch, kým kamenné moria na svahoch JJV. Tento zjav vyplýva z tektonicky usmernenej glaciálnej erózie, ktorá vytvorila strmé SSZ a miernejšie JJV svahy.

Zosuny sa vyskytujú v študovanom území v oblasti podhalského flyšu a bradlového obalu. Zastúpené sú najmä dvoma druhmi zosunov, a to sutinovými a blokovými. Prvé sa viažu najmä na pramenné oblasti potokov v Skorušinskom pohorí. Podrobne ich do svojej mapy zakreslil D. A n d r u s o v (4). Druhé sú častejšie v Zubereckej kotline a na jej obvode. Zapríčiňujú ich najmä narezávanie k SZ uklonených flyšových súvrství prítokmi Studeného potoka. Medzi najmohutnejšie zosuny tohto druhu patria blokové kryhy, zosunuté na S svahu kóty 827 a na svahu Mnícha (1107) západne od Zuberca. Severný svah kóty 827 je podrezaný Pribižským potokom, takže sa tu zviezli po bridličnatých súvrstviach až vyše 250 m dlhé kryhy o niekoľko desiatok m a rozložili pôvodne jednotný chrbát na tri paralelné chrbty. Mohutné poklesávajúce kryhy pod Mníchom dávajú svahu stupňovitý charakter.

E. Krasové formy

Výskyt krasových tvarov sa viaže najmä na mezozoickú obrubu kryštalického jadra Tatier, ktoré sa tiahne v súvislom páse od skupiny Sivého vrchu k Osobitej. Krasové formy súvisia tu najviac s rozšírením vápencov a vápnitých dolomitov chočského príkrovu a v skupine Osobitej aj na vápence vysokotranskej série (2, 5, 15, 40). Sú značne tektonicky porušené a dobre podliehajú chemickej erózii. Krasové formy sú bohato zastúpené od mikroforiem až po veľkotvary, a to škrapami, závratmi, ponormi, krasovými prameňmi, jaskyňami, suchými dolinami, kaňonmi a rôznymi skalnatými útvarmi (skalné veže, stĺpy, skalné mestá ap.)

Vedecká literatúra o krase študovaného územia takmer úplne chýba. Jediné



odl. N. ZELENSKÁ

Vysvetlivky.

Rajóny: Районы:

I. Liptovské Tatry:

I. Липтовские Татры

I. Liptauer Tatra:

II. Zuberecká kotlina:

II. Зуберецкая котловина

II. Zuberecer Becken:

III. Skorušinské pohorie.

IV. Oravská vrchovina.

III. Скорушинские горы

IV. Оравская возвышенность

III. Skorušina — Gebirge.

IV. Orava — Bergland.

Объяснение

Landschaften: Subrajóny: Подрайоны: Teillandschaften:

Erläuterungen.

1. Bralný reliéf, 2. Hôlny reliéf, 3. Príkrovový reliéf, 4. Glaciálna dolina Studeného potoka, 5. Glaciálne kotle a vedľajšie doliny.

1. Клипповый рельеф

2. Гольцовый рельеф

3. Покровный рельеф

4. Ледниковая долина ручья

Студеный

5. Ледниковые котлы и боковые долины

1. Gratenrelief, 2. Almenrelief, 3. Deckenrelief, 4. Glaziales Tal des Studeny-Baches, 5. Glaziale Kare und Nebentäler.

1. Akumulačné terasy a kužele, 2. Nezaštrkovaná pahorkatina.

1. Аккумулятивные террасы и конусы.

1. Akkumulationsterrassen und Kegel, 2. Schotterfreies Hügelland.

Lucerna (33) a Gotkiewicz (18) sa zmieňujú o ponore Studeného potoka a spomína sa aj Zuberecká jaskyňa, ktorú na svojej mape prvý zachytil Zwoliński (49).

Jedným z najkrajších krasových fenoménov tejto oblasti je sústava závrto, ponorov, jaskýň a kaňonov pri výtoku Studeného potoka z Tatier na okolí horárne Brestovej. Vo výške asi 880—885 m je na ľavom brehu Studeného potoka niekoľko m široký a až 1 m vysoký otvor do podzemia vo vápenitom dolomite brekciovitého charakteru. Vznikol na pukline sklonenej k S. Vteká doň väčšia časť vody Studeného potoka. Jeho výtok sa nachádza až na ľavej strane 10—11 m terasy na JZ od Brestovej vo výške 855 m. Vyteká spod skalnej steny niekoľko m širokým, až 150 cm vysokým otvorom. V dôsledku zatlačenia do ľava hrubým materiálom terasy tečie ešte asi 100 m pod previsnutým skaliskom. Nazýva sa Štefkovským potokom. Dĺžka podzemného prietoku (meraná priamočiare) je vyše 1 km. Oproti horárni Brestovej na SZ svahu rázsochy medzi Volariskom a prameňom Štefkovského potoka je v 873 m jaskynný otvor na vrstevných puklinách smeru 60—70°, uklonených k SSZ. Asi 15 m pod vchodom sa nachádza hladina podzemného toku, ktorý možno považovať za nižšie spomenutú vetvu Studeného potoka. Jaskynné priestory sú tu na puklinách smeru 30—40°. Sú bez výzdoby. Podľa tvrdení miestnych obyvateľov, v hlbších priestoroch sa nachádza aj kvapľová výzdoba. Okrem rázsochy uvedenej na SZ svahu sa nachádzajú ešte viaceré menšie jaskynné otvory bez výzdoby a niekoľko závrto. K tejto sústave sa viaže aj kaňon Volariska s početnými jaskynnými otvormi. Kaňon je v dolnej časti suchý, pretože Volariský potok sa asi v 910 m ponára do podzemia. Je pravdepodobné, že aj tento potok je spojený s podzemnou sústavou Studený—Štefkovský. Krasový charakter má aj dolina na V od Volarisk.

Krasový fenomén je rozvinutý tiež na svahoch Osobitej a Sivého vrchu. Prejavuje sa tu väčšinou suchými kaňonmi a skalnými mestami (Kremenná, Radové skaly v skupine Osobitej, Kamenné mlieko, Čelo, Úplazík, Biela skala v skupine Sivého vrchu) i osamelými skalnými vežami a stĺpmi, krasovými prameňmi a pod. Pekným príkladom epigenetického kaňonu je dolina Borovej vody na J od kóty 810 m.

Opísané formy ani zďaleka nezachytávajú celé bohatstvo krasových foriem tejto oblasti, ale skôr len poukazujú na možnosť existencie rozsiahlejších krasových fenoménov a potrebu speleologického výskumu, ktorý tu dosiaľ úplne chýba. Uvedené územie je len výsekom veľkej krasovej oblasti, ktorú môžeme nazvať Oravským krasom. Tiahne sa od Oravíc k Sivému vrchu a jej pokračovaním je vlastne aj Chočské pohorie.

F. Geomorfologické rajóny

Ako z morfolologickej mapy a doterajšieho textu vyplýva, povodie Studeného potoka nepredstavuje homogénny celok, ale člení sa na štyri fyziografické jednotky, odôvodnené geneticky a prírodným rázom, ako ich správne vyhraničil už Hromádka (27). V rámci týchto hrubých celkov sa znova výrazne prejavujú menšie oblasti svojrázneho charakteru a vývoja.

Celkove možno v študovanom území rozlíšiť tieto morfológické rajóny a subrajóny:

Rajóny:

- I. Liptovské Tatry — vysokohorský reliéf.
- II. Zuberecká kotlina — pahorkatinný reliéf.
- III. Skorušinské pohorie — stredohorský reliéf.
- IV. Oravská vrchovina — vrchovinný reliéf.

Subrajóny:

1. Územie bralného reliéfu.
 2. Územie hôľneho reliéfu.
 3. Územie príkrovového reliéfu.
 4. Glaciálna dolina Studeného potoka.
 5. Glaciálne kotly a vedľajšie doliny.
1. Akumulačné terasy a kužele.
 2. Nezaštrkovaná pahorkatina.

Zemepisný ústav

Slovenskej akadémie vied, Bratislava

LITERATÚRA

1. Andrusov D., *Príspevky ku geológii severo-západných Karpat*. V. Sbor. SGU., IX. 1930, 235—266, Praha 1931.
2. Andrusov D., *Zpráva o geologických výzkumech v masívu Vysokých Tater v létě roku 1931*, VSGÚ R. VII. 1931, 438—442, Praha 1931.
3. Andrusov D., *Stratigrafie podhalského flyše v jeho jhozápadním zakončení*. VSGÚ, R. VII. 2, 111—113, Praha 1931.
4. Andrusov D., *Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy. Díl východní 1 : 25 000*. SGÚ XIII., Praha 1931.
5. Andrusov D., *O pokračování ležaté vrásky Czerwoných Wierchů ve skupine Osobité a postavení tatranských limburgitů*. VSGÚ, R. VIII. 1932, 213—215, Praha 1932.
6. Andrusov D., *O čtvrtohorních terasách Oravy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii západních Karpat Slovenských*. Věst. SGÚ, R. VIII. 1932, 244—257, Praha 1932.
7. Andrusov D., *Poznámky o mladých pohybech kůry zemské v Západních Karpatech*. Sbor. II. sjezdu čl. geogr. v Bratislave 1933, 104—105, Bratislava 1933.
8. Andrusov D., *Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III. Tektonika*. Rozpr. SGÚ ČSR, IX., 1—69, Praha 1938.
9. Andrusov D., *Geologia a výskyt nerastných surovin Slovenska*. Slovenská vlastiveda I., Bratislava 1943.
10. Červeňová Ž., *Príspevok k poznaniu slovenských rašelinísk*. Geologický sborník, R. II. SAV, 31—54, Bratislava 1951.
11. Dénes F., *A Tatra-hegység geológiája*. A Magyar Kárpátegyes. évkönyve. XXIX, 49—106, Igló 1902.
12. Gadomski A., *Morfologia glacjalna północnych stoków Wysokich Tatr*. Cieszyń 1926.
13. Gadomski A., *Uwagi o epoce lodowej w Tatrach*. Przegł. Geogr. XVI, R. 1936 151—154, Warszawa 1937.
14. Gadomski A., *Problem „suchych“ wód, dolin, kotłów, żlebów, przełęczy i wiechrów w Tatrach*. Wiad. geogr. XVI, 2, 43—48, Kraków 1938.
15. Gorek A., *Geologické štúdie na juhozápadnom svahu Vysokých Tatier*. Geol. Sborník R. IV., 1—2, 295—329, Bratislava 1953.
16. Gorek A., *II. Zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier*. Geol. Práce, Zprávy 1, SAV, 5—6, Bratislava 1954.
17. Gotkiewicz M., *Problem górnej*

Orawy. II. Sprawozd. naukowe Kola Geogr. Sl. U. J., Kraków 1926. 18. Gotkiewicz M., *Zasięg lodowca doliny Zuberskiej w Tatrach Zachodnich*. Pamjetnik II. zj. Slow. Geogr. i Etn. w Polsce w r. 1927., I., 320—321, Kraków 1929. 19. Gotkiewicz M., *Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie*. Przegl. Geogr., XI., 153—164, Warszawa 1931. 20. Gotkiewicz M., *Stare żwirny tatrzańskie na Podhalu i Orawie*. Kolo Geogr. Uczn. Univ. Jag. Sprawozd. Nauk 3, 73—79, Kraków 1933. 21. Gotkiewicz M. — Szaflarski J., *Dyluwialne i predyluwialne poziomy dolinne na Orawie*. Wiadom. Sl. Geogr. 1934, 187—226, Warszawa 1934. 22. Grissingner K., *Studien zur physischen Geographie der Tatra-Gruppe*. Bericht ü d. XVIII. Vereinsjahr. Ver. d. Geogr. a. d. Univ. Wien, 82, Wien 1893. 23. Halicki Br., *Kilka uwag o morfologii Podhala*. II. Sprawozd. naukowe Kola Geogr. Sl. U. J., Kraków 1926. 24. Halicki B., *Dyluwialne zlodowacenie polnocnych stoków Tatr*. Sprawozd. P. I. G., V., 3—4, 377—504, Warszawa 1930. 25. Halicki B., *Pare uwag o rozwoju dolin tatrzańskich*. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. VII., 301—318, Warszawa 1932—1933. 26. Holle A., *Einteilung und Orometrie des Tatra-Gebirges*. Abh. d. K. K. Geogr. Ges. in Wien. VIII., 2, 135, Wien 1909. 27. Hromádka J., *Zemepis Orawy*. Knižnica našej školy, XVIII., 1934. 28. Klimaszewski M., *Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich*. Wiad. Geogr., R. XII., 1—4, 30—44, Kraków 1934. 29. Klimaszewski M., *Rrzeźba Podhala*. Czas. Geogr. T. XXI/XXII. 1950/51, 68, 237—250, Wrocław 1952. 30. Král V., *Ježera na severním svahu Liptovských Tater*. Kart. Přehled, R. VII., 1, 26, Praha 1954. 31. Kreutz S., *O tatrzańskim trzonie krystalicznym*. Wierchy, R. VIII., 60—82, Kraków 1930. 32. Lenczewicz St., *Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich*. Przegl. Geogr. T. XVI. — 1936, 155—160, Warszawa 1937. 33. Lucerna R., *Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen*. Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathem.-naturw. Klasse; CXVII., I. Juni 1908, 1—104, Wien 1908. 34. Lukniš M., *Prispevok k poznaniu foriem mrazového zvetrávania skál v Západných Karpatoch*. Sborník Čsl. spol. zem. R. 1954, 1., LIX., 1—7, Praha 1954. 35. Mazúr E., *K formám rozpadu hrebeňov v Malej Fatre*. Geografický časopis, R. VI, 3—4, Bratislava 1954. 36. Młodziejowski J., *Zjawiska tektoniczne na gerbietoch Tatr. Zachodnich*. Wiad. Sl. Geogr. Z 1, 91—106, Warszawa 1934. 37. Mojsisowics E., *Karte des westlichen Theiles der Hohen Tatra mit dem Chocgsgebirge und seinen nördlichen Vorlagen*. Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1867. 38. Pertsch J., *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. Leipzig 1923. 39. Pawłowski St., *Les Karpates a l'époque glaciaire*. Comptes Ren. du Congr. Inter. de Géogr. Varsovie 1934 T. II., 89—141, Varsovie 1936. 40. Rabowski F., *Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej*. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. T. VII., 3, 379—388, Warszawa 1933. 41. Romer E., *Tatrzańska epoka lodowa*. S. 1—169, Lwów—Warszawa 1929. 42. Romer E., *Zarys moich poglądów na tatrzańską epokę lodową*. Czasopismo Geogr. T. VIII., 1, 114—140, Warszawa 1930. 43. Štúr D., *Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra*. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. Wien 1860. 44. Szaflarski J., *Ze studiów nad morfologia i dyluwium południowych stoków Tatr*. Práce Institutu geograficznego uniwersitetu Jagiellońskiego. Z. 19, 1—155, Kraków 1937. 45. Świdorski B., *Geneza dolin tatrzańskich*. Przegl. Geogr. T. III. — 1922, 9—17, Warszawa 1923. 46. Uhlig V., *Die Geologie des Tatragebirges*. I.—IV. Denkschr. d. mat.-naturw. Cl. a. K. Ak. d. Wiss. LXIV., LXVIII. 1930, Wien 1897—1899. 47. Vitásek F., *Naše hory ve věku ledovém*. Sbor. Čsl. spol. zem., Sv. XXX. R. 1924, 13—36, 85—105, 147—161, 268—282. Praha 1924. 48. Volk o J., *Liptovské Vápenité Vrchy*. Sbor. Čsl. spol. zem. XXXV. 1920, 7—8, Praha 1929. 49. Zwoliński T., *Tatry. Mapa turystyczna*. Podz. 1 : 50 000., II. wyd. Zakopane 1948.

Vysvetlivky skratiek

SGŮ — Stát. geol. ústav.

VSGŮ — Věstník Stát. geol. ústavu.

СТАТЬЯ К МОРФОЛОГИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СТУДЕННОГО ПОТОКА
В ЛИПТОВСКИХ ТАТРАХ

Бассейн Студеного потока расположен на северо-западном склоне Липтовских Татр и на их предгорьях. Экзогенные процессы в неогене расчленили первоначальную попалеогенную мегантиклиналу Татр и их северное депрессное крыло в зависимости от молодых тектонических движений и геологической структуры на четыре физиографические единицы: Липтовские Татры, Зуберецкую котловину, Скорушинское погорье и Оравскую гору. В плейстоцене участвовали на моделировании Липтовских Татр ледники, которые им придали высокогорный характер.

Влияние структуры и тектоники однако не проявляется только при грубом расчленении изучаемой области, но ясно влияло и на детальное образование рельефа. Гранитовое ядро Липтовских Татр интенсивно расщепляется системами милонитовых зон и трещин с преобладающими направлениями $60-80^{\circ}$, $10-30^{\circ}$ и $150-170^{\circ}$. При том главная система направления $60-80^{\circ}$ является склонной к юго-юговостоку. С этой системой трещин связано большинство котловин и их северо-восточная экспозиция, значительная часть главного хребта, из его склона следует асимметрический характер этих форм и асимметрическое расположение оползающих и ственных конусов и обрывов.

В покровных обломках на Северо-запад района гранитового ядра, сложенных из разных устойчивых мезозойских седиментов склоненных к северо-западу, образовался квестовый рельеф, на известняках и доломитах карстового вида. В мягких флишевых сланцах на месте соприкосновения палеогена и мезозоя вымоделировала речная система Студеного потока Зуберецкую котловину с холмистым рельефом. Более твердые ярусные песчаники Скорушинского погорья, склоненные к северо-западу, представляют массивную куэсту в районе Зуберецкой котловины. Поверхность Скорушинского погорья имеет характер плоской поверхности и склонена тектонически к северо-западу. В Оравских горах ясно выражены твердые известняковые ядра сланцев в виде затвердений, выпрепариванных из мягкой сланцевой оболочки.

Высокогорная татранская часть бассейна Студеного потока несла в плейстоцене массивный ледник Студеного потока, четыре меньших самостоятельных потока снежных долин и одно трансфлуентное гляциальное течение. Высота дна каров находится в общих чертах между 1500—1800 м. В результате наложенные на системе трещин кары очень узкие и длинные. Их расположение по отношению к долине Студеного потока асимметрическое. Все они находятся на левой стороне в северной до северо-восточной экспозиции, что вытекает из склона погорья к северу. Долины, лежащие на левой стороне, которые склонились к леднику Студеного потока, спадают к его долине двойной ступенью 200—300 м. высотой.

Для гляциальной долины является характерным сильное превосходство аккумулятивных форм (морен) над эрозными. Ледник Студеного потока достигал до W_1 до высоты 940 м., как на это указывает терминальный бассейн Зверовки. Толщину моренового материала здесь можно определить на 50—60 м., принимая во внимание близкий выступ подошвы. Морены W_2 начинаются в 1100 м., W_3 в 1440 м. Донья котловин от высоты 1600—1650 м. заполняют по-

гляциальные снежные щебенные валы. Еще и теперь удерживаются в высоких котловинах в течение лета снеговые пятна. В остальных малых заледененных долинах являются высотные данные для вюрмского штадиала против Студеной долины существенно высшие.

Для стратиграфии вюрма оказались очень важными флювиогляциальные формы терминального бассейна Зверовки и главным образом террасообразное наполнение запруженного озера при устье Латаной, которое задержала высотой 150 м. боковая морена Студеной долины в W_1 . В результате климатических изменений в процессе вюрма образовал здесь Латаный поток три террасы: 40 м, 20 м, и 6 м. относительной высоты. Все в направлении против течения. Они соответствуют мореновым штадиалам вюрма. Дно потока соответствует погляциальному оползающему наполнению каров. Хотя и не сохранились старшие морены в предгорья Татр Зуберецкой котловины уложил Студеный поток четыре массивных террасообразных конуса, которые связаны с обледенением Студеной долины, как о том свидетельствует калибр материала (блоки до 2 м.). Самая низкая терраса в 10 метров высоты соединена переходным конусом с моренами Зверовки (W_1) так что о ее веке нет сомнения. Век высоких террас однако не является до сих пор окончательно определенным из-за недостатка палеонтологических доказательств и им соответствующих старших морен. По их высоте, зерну, сложению и состоянию выветривания материала, относит автор террасу 18—19 м. к R_2 и 34—36 м. террасу к R_1 согласно с Галицким. Самые высокие щебенные ниво располагаются на высоте 80 м. Находятся на остатке предгляциальной денудационной поверхности Зуберецкой котловины. Так как пока с уверенностью не доказано, что здесь находится одна или больше формаций, обозначает ее автор за старший плейстоцен.

Гляциальные формы Липтовских Татр вследствие горного перигляциального климата интенсивно разрушаются и засыпаются, оползающими и стенными конусами и стержнями. Эти формы образуют в трогах и котловинах сплошные насыпи. Очень расширены и каменные моря, солифлюкчные формы, цепи хребтов, блоковые миски и подобнос, которые все свидетельствуют о весьма интенсивном процессе своеобразного высокогорного типа перигляциального цикла.

В заключении автор разграничивает в бассейне Студеного потока четыре района и семь подрайонов.

Из словацкого Богатырев

Emil Mazúr

BEITRAG ZUR MORPHOLOGIE DES WASSERGEBIETES DES STUDENÝ-BACHES IN DER LIPTAUER TATRA

Das Wassergebiet des Studený-Baches erstreckt sich auf der NW Abdachung der Liptauer Tatra und ihres Vorlandes. Die exogenen Prozesse im Neogen teilten die ursprüngliche nachpaläogene Megantiklinale der Tatra und ihren nördlichen Flügel in Zusammenhang mit den jungen tektonischen Bewegungen und der geologischen Struktur in vier physiographische Einheiten auf: Die Liptauer Tatra, den Zuberecer Becken, das Skorušina-Gebirge und das Orawa-Bergland. Im Pleistocän trugen zur Modellie-

rung der Liptauer Tatra auch die Gletscher bei, welche ihr den Hochgebirgscharakter verliehen.

Der Einfluss der Struktur und der Tektonik äussert sich jedoch nicht nur bei der groben Gliederung des studierten Gebietes, sondern er macht sich auch bei der Detailgestaltung des Reliefs ausdrucksvoll bemerkbar. Der Granitkern der Liptauer Tatra ist intensiv zerklüftet durch Systeme von Mylonitzonen und Spalten mit den vorherrschenden Richtungen $60-80^\circ$, $10-30^\circ$ und $150-170^\circ$. Dabei ist das Hauptsystem mit der Richtung $60-80^\circ$ gegen SSO geneigt. Mit diesem Spaltensystem stehen die meisten Kare und ihre NO Exposition in Zusammenhang, ferner ein beträchtlicher Teil des Hauptgrates, aus dessen Neigung der asymmetrische Charakter diesen Formen und auch die asymmetrische Verteilung der Schutt- und Muren-Kegel und Bergstürze hervorgeht.

In den Deckentrümmern auf der NW Umrandung des Granitkerns, die aus mesozoischen, gegen NW abfallenden Sedimenten mit verschiedener Widerstandsfähigkeit bestehen, entstand ein Côte-Relief (Cuesta-Relief), auf den Kalken und Dolomiten entstanden auch Karstformen. In den weichen Flyschschiefern an der Berührung des Paläogens mit dem Mesozoikum hat das Flusssystem des Studený-Baches den Zuberecer Becken mit Hügelland — Relief herausmodelliert. Die härteren, gegen NW geneigten bankigen Sandsteine des Skorušina-Gebirges stellen eine mächtige Cuesta auf der Umrandung des Zuberecer Beckens dar. Die Oberfläche des Skorušina-Gebirges hat den Charakter eines Plateaus und ist tektonisch gegen NW geneigt. Im Orava-Bergland machen sich die harten Kalkkerne der Klippen in Form von Härtlingen, die aus der weichen Klippenumhüllung herauspräpariert wurden, ausdrucksvoll bemerkbar.

Der dem Tatra-Hochgebirge angehörende Teil des Wassergebietes des Studený-Baches führte im Pleistocän einen mächtigen Gletscher, vier kleinere, selbständige Gletscherzungen der Nebentäler und einen glazialen Transfluenz-Strom. Die Höhe der Karböden bewegt sich im Grossen und Ganzen zwischen 1500—1800 m. Infolge der Anpassung an die Spaltensysteme sind die Kare sehr eng und lang. Ihre Verbreitung in Bezug auf das Studený-Tal ist asymmetrisch. Alle befinden sich auf der linken Seite in N bis NO Exposition, was aus der Abdachung des Gebirges gegen N hervorgeht. Die linksseitigen Täler, welche zum Gletscher des Studený-Baches inklinierten, neigen sich mit einer 200 bis 300 m starken Doppelstufe zu seinem Tale.

Für die Glazialtäler ist eine überwiegende Mehrzahl der Akkumulationsformen (Moränen) den erosiven Formen gegenüber charakteristisch. Der Studený-Gletscher endete in W_1 in 940 m Höhe, wie das Zungenbecken der Zverovka anzeigt. Die Mächtigkeit des Moränenmaterials kann hier auf 50—60 m geschätzt werden, mit Rücksicht auf den nahen Ausstrich des Liegenden. Die Moränen W_2 , beginnen in 1110 m, W_3 in 1420 m. Die Karböden von der Höhe 1600 bis 1650 m an sind von postglazialen Schneeschuttwällen ausgefüllt. Auch heute noch bleiben in den höheren Karen während des Sommers Schneefleckchen erhalten. In den anderen kleinen vergletscherten Tälern sind die Höhenangaben für die Würm-Stadialen den Studený-Tal gegenüber wesentlich höher.

Für die Stratigraphie des Würm erwiesen sich sehr wichtig die fluvioglazialen Formen des Zungenbeckens der Zverovka und besonders die terrassierte Ausfüllung des eingedämmten Sees bei der Mündung des Látaná-Baches, welcher durch eine 130 m hohe Seitenmoräne des Studený-Tales in W_1 aufgehalten wurde. Infolge klimatischer Veränderungen im Laufe des Würm bildete hier der Latana-Bach drei Terrassen: 40 m, 20 m und 6 m relativer Höhe. Alle konvergieren gegen den Flusslauf. Sie entsprechen den Moränenstadialen des Würm. Das Bachbett entspricht der postglazialen Schuttausfüllung der Kare. Wenn auch die älteren Moränen nicht erhalten geblieben sind, so setze doch der Studený-Bach im Tatravorland im Zuberecer Becken vier mächtige terrassierte Kegel ab, die mit der Vergletscherung des Studený-Tales in Zusammenhang stehen, wie das Kaliber des Materials (Blöcke 2 m \varnothing) beweist. Die niedrigste, 10 m hohe Terrasse ist durch einen Übergangskegel mit den Moränen der Zverovka (W_1) verbunden, sodass über ihr Alter keine Zweifel bestehen können. Das Alter der höheren Terrassen ist jedoch bis jetzt noch nicht mit Sicherheit bestimmt worden in

Ermangelung von paläontologischen Beweisen und diesen entsprechenden älteren Moränen. Je nach der Höhe, Korngrösse, Zusammensetzung und Verwitterungszustand des Materials teilt der Autor die 18—19 m Terrassen dem R_2 und die 34—36 m Terrassen dem R_1 zu, im Einklang mit Halicki (24). Das höchste Schotterniveau erstreckt sich in 80 m rel. Höhe. Es ruht auf dem Reste der praeglazialen Denudationsfläche des Zuberer Beckens. Da einstweilen noch nicht mit Bestimmtheit entschieden ist, ob hier eine oder mehrere Formationen vorkommen, bezeichnet der Autor dieses Niveau als älteres Pleistocän.

Die glazialen Formen der Liptauer Tatra sind infolge des periglazialen Gebirgsklimas intensiv zersetzt und durch Schutt-, Murenkegel und Bergstürze verschüttet. Diese Formen bilden in den Trögen und Karen zusammenhängende Schuttmantel (Talus). Sehr verbreitet sind auch die Felsmeere, Solifluktionsformen, Doppelgraten, Blockschüsseln, Schuttnähte, Thufuren, Girlandenböden u. ä., die insgesamt von einem sehr intensiven Verlauf eines eigenen Hochgebirgstypus des Periglazialzyklus Zeugnis ablegen.

Im Abschluss grenzt der Autor im Wassergebiet des Studený-Baches vier Landschaften und sieben Teillandschaften ab.

Aus dem slowakischen Text *Vlasta Dlabáčová*

MICHAL LUKNIŠ

GEOMORFOLÓGIA A KVARTÉR STUDENOVODSKEJ DOLINY V TATRÁCH

Od prvých poznámok A. Sonklara z r. 1857 (1) o genéze Studenovodskej doliny a sutín pred jej vyústením mnoho bádateľov sa zaoberalo problémami genézy jej erózných a akumuláčných útvarov. Medzi nich patria K. Kořístka (2), S. Roth (3, 6), K. Kolbenhayer (4), J. Partsch (5, 15), A. Rehm ann (7), V. Uhlig (8), Fr. Dénes (9), A. Holle (12), Fr. Vitásek (16), E. Romer (17), A. Gadowski (21), Fr. Stummer — F. Schaffer (19), V. Balounová (22) a J. Szaflarski (23). Z týchto všestrannou vyniká práca J. Partscha z r. 1923, zhrňujúca staršie poznatky doplnené vlastnými pozorovaniami. Napriek tejto pozornosti doterajšie práce sa obmedzujú prevažne na opisné vysvetľovanie genézy jednotlivých útvarov. Nikto ich riadne nezmapoval. V. Uhlig na svojej geologickej mape v mierke 1:75 000 približne vyhraničil niektoré kvartérne sedimenty na úpätí. Vo vnútri dolín ich však netriedi. J. Partsch na svojej prehľadnej mape pomerne dobre zakreslil rozsah ľadovca z posledného zaľadnenia. Z celého bohatstva erózných a akumuláčných útvarov zaznačuje len morény, aj to len schematicky. Gadowské ho veľmi prehľadná mapa je tiež schematická. Územie doliny zasahuje len sčasti. R. 1934—35 mapovala dolinu V. Balounová. Ohlásenú mapu však nepublikovala.¹ Szaflarské ho mapa zaberá len územie pod úpäťm Tatier, kde oddeľuje morénu prvého a ostatného zaľadnenia a s nimi spiate fluvio-glaciálne kužele. V podobnom stave ako oblasť Studenovodskej doliny sa nachádza celé územie Tatier. Zriadením obce Vysoké Tatry a Tatranského národného parku Tatry nadobúdajú osobitný hospodársky význam. Preto sa pristúpilo k systema-

¹ Mapa vyšla po ukončení tejto práce v Rozpravách ČSAV, roč. 64, č. 8. Nie je dokončená. Zachytáva len niektoré akumuláčné útvary, a to vyjmúc sutinové kužele len schematicky a v dolnej časti nesprávne.