

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 akumulčných útvarov. Medzi nich patria K. Kořístka (2), S. Roth (3, 6), K. Kolbenhayer (4), J. Partsch (5, 15), A. Rehmman (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 akumulčných útvarov zaznačuje len morény, aj to len schematicky. Gadowského veľmi prehľadná mapa je tiež schematická. Územie doliny zasahuje len sčasti. R. 1934—35 mapovala dolinu V. Balounová. Ohlásenú mapu však nepublikovala.¹ Szaflarského 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 akumulčné útvary, a to vyjmúc sutinové kužele len schematicky a v dolnej časti nesprávne.

tickému mapovaniu všetkých erózných a akumulčných útvarov, ktoré spolu s ostatnými komponentmi tatranskej prírody tvoria svojráznu hospodársku základňu obce Vysoké Tatry. Predložená mapa a text je jeden z výsledkov tejto práce.

Skúsenosti pri mapovaní v Studenovodskej doline a v doline Bieleho potoka ukázali, že pre zostavenie všeobecnej geomorfologickej mapy najširšieho použitia treba v Tatrách rozlišovať tieto erózne a akumulčné útvary:

1. Glaciálne útvary.

- 1,1 Formy glaciálnej erózie: 1,1,1 erózne okraje glaciálnych kotlov, 1,1,2 kotlové stupne, 1,1,3 obliaky, 1,1,4 skalné závery trógov, 1,1,5 erózne okraje trógov, 1,1,6 zvyšky dna starších trógov, 1,1,7 údolné glaciálne stupne, 1,1,8 jazerné panvy erózne.
- 1,2 Formy glaciálnej akumulácie: 1,2,1 bočné a čelné morény s odlišením príslušnosti ku glaciálom a ku štadiálom, 1,2,2 spodné morény, 1,2,3 firmové a snehové sutinové valy, 1,2,4 eratické bloky, 1,2,5 firmové a snehové flaky.

2. Fluviálne útvary.

- 2,1 Formy fluviálnej erózie: 2,1,1 údolné zárezy do masívneho skalného podložia (tesniny), 2,1,2 úzke údolné zárezy do sypkých uloženín, 2,1,3 okraje riečnych terás, 2,1,4 vodopády, 2,1,5 obrie hrnce, 2,1,6 staré fluviálne rovne.
- 2,2 Formy fluviálnej akumulácie: 2,2,1 riečne terasy s odlišením príslušnosti ku glaciálom a štadiálom, 2,2,2 údolné nivy, 2,2,3 údolné nivy bez krytu kalov, 2,2,4 náplavové kužele, 2,2,5 bývalé jazerné panvy, akumulované riečnymi náplavami:

3. Glaciálno-fluviálne tvary. 3,1,1 sterasované a inak riečne pretvorené morény, 3,1,2 marginálne terasy (kamy).

4. Formy svahovej modelácie.

- 4,1 Erózne formy: 4,1,1 zberné úžľabiny a dráhy snehových lavín, múr a sutín, občas zvodnené, 4,1,2 nivačné obrusy, 4,1,3 jazvy po skalných stržích, 4,1,4 skalný reliéf, 4,1,5 puklinové stupne, ryhy a traverzy, 4,1,6 štruktúrne stupne, 4,1,7 prikrývové trosky.
- 4,2 Akumulčné formy: 4,2,1 dejekčné kužele (so sklonom nad 25°), 4,2,2 skalné strže, 4,2,3 blokové pokryvy, 4,2,4 dejekčno-lavínové-murové kužele (so sklonom 7— 25°), 4,2,5 deluviálna, hlinito kamenitá a hlinitá akumulácia.

5. Periglaciálne formy.

- 5,1 Formy mrazového zvetrávania: 5,1,1 mrazové jazvy, 5,1,2 blokované švy, 5,1,3 puklinové misy, 5,1,4 kamenné moria.
- 5,2 Periglaciálne pôdy: 5,2,1 lysinové pôdy, 5,2,2 thufury, 5,2,3 guirlandové pôdy, 5,2,4 polygonálne pôdy, 5,2,5 dláždené pôdy, 5,2,6 soliflukčné náteky, pásové pôdy.

6. Krasové tvary.

- 6,1 Formy krasovej erózie: 6,1,1 škrapové polia, 6,1,2 závrtky, 6,1,3 ponory, 6,1,4 jaskyne, 6,1,5 suché krasové údolia, 6,1,6 krasové pramene.
- 6,2 Formy krasovej akumulácie: 6,2,1 vápenný tuf.

7. Rašeliništia.

8. Antropogénne formy.

8,1 Deštrukčné tvary: 8,1,1 erózia pôd 8,1,2 exploatačné jamy a steny lomov.

8,2 N a v á ť k y.

Mapované územie zaberá v pohorí juhovýchodný svah Vysokých Tatier medzi rázsochou Lomnického (2634 m) a Slavkovského štítu (2453 m), t. j. Veľkú a Malú Studenú dolinu. Obidve doliny oddeľuje rázsocha Prostredného hrebeňa (2440 m). Nad chatou Kamzík spájajú sa v Studenovskú dolinu. Na úpätí Tatier vstupuje dolina na 2,5 km široký predhorský stupeň, Predhorie Vysokých Tatier. Siahla zhruba až k ceste Slobody medzi Tatranskou Lomnicou a Starým Smokovcom. Pod cestou Slobody mapované územie zasahuje do Popradskej kotliny.

V z ť a h foriem územia ku mladšej tektonike a rekonštrukcia praeglaciálneho vývoja povrchu. V literatúre sa poukazuje na známy fakt, že v Tatrách sa najvyššie vrcholy vyskytujú na južných rázsochách. Tento zjav platí aj pre mapované územie. Podobne sa v literatúre spomína výskyt hladkých trojuholníkových plôch, ktoré vystupujú od úpätia k vrcholom rázsoch. Oba zjavy však dosiaľ neboli úplne vysvetlené. Analýza foriem svahov obrátených ku Popradskej kotline ukazuje, že sa tu nachádza celý systém viac alebo menej výrazných trojuholníkových plôch, usporiadaných zákonite na celom južnom svahu Tatier. Ich vrcholy sa stýkajú v jednom bode. V mapovanom území sa tento bod nachádza na križovatke Studeného potoka a hlavnej zlomovej poruchy, ktorá prebieha na úpätí Tatier. Pozdĺž nej sa tektonicky stýka žula s eocénom Spišskej kotliny. O prítomnosti zlomu nemožno pochybovať, aj keď je zakrytý zväčša mohutnými kvartérnymi sutinami. Okrem hlavného zlomu sa tu dajú predpokladať podružné kryhy viac-menej rovnobežné s úpäťm. Na svahu Lomnického a Slavkovského štítu prejavujú sa ako nápadné súvislé zmeny v sklone svahu, vystupovaním skalných hrán a plošín pokrytých hrubými sutinami. O existencii zlomov svedčí aj značný rozptyl železitých kyseľiek pri Starom Smokovci, pri Matliaroch a silné výrony CO_2 a H_2S cez kvartérne sutiny na SZ od Nového Smokovca.

Na priesečníku hlavného zlomu so Studenovským potokom sa vrcholmi stýka šesť trojuholníkových plôch. Tri sú v pohorí. Prostredný predstavuje glaciálne pretvorený bazén Studeného potoka s 5 km širokou základnicou na hlavnom hrebene. K úpätiu sa bazén zužuje až na 0,9 km. Tento trojuholník je vhlbený medzi dva iné so základňami na úpäti, predurčenom zlomovým stykom tvrdej žuly s mäkkými eocénnymi slienitými a piesčitými bridlicami. Ich vrcholy porušené glaciálnou eróziou smerujú k najvyšším vrcholom na rázsochách (Lomnický štít 2634 m a Bradavica 2492 m). Po stránke geomorfologickej hladké hôľne formy týchto trojuholníkovitých plôch, krytých periglaciálnymi sutinami, silne kontrastujú s bralným reliéfom glaciálne modelovaného bazénu Studeného potoka. Jednotlivé trojuholníky možno deliť ešte v drobnejšie. Zatiaľ čo sa v strednej trojuholníkovitej ploche riečna sieť smerom k priesečníku zlomového styku žuly a eocénu so Studeným potokom lievikovite zbíha, na postranných plochách sa k úpätiu rozbieha. Pod úpäťm sú pomery opačné. Stredný trojuholník s povrchom z morénových uloženín a z fluvio-glaciálnych nánosov sa od tohto priesečníku dolu rozširuje. Jeho povrch je oproti povrchu na postranných plochách vyvýšený. Riečna sieť javí skôr tendenciu roztekať sa. Postranné trojuholníkové plo-

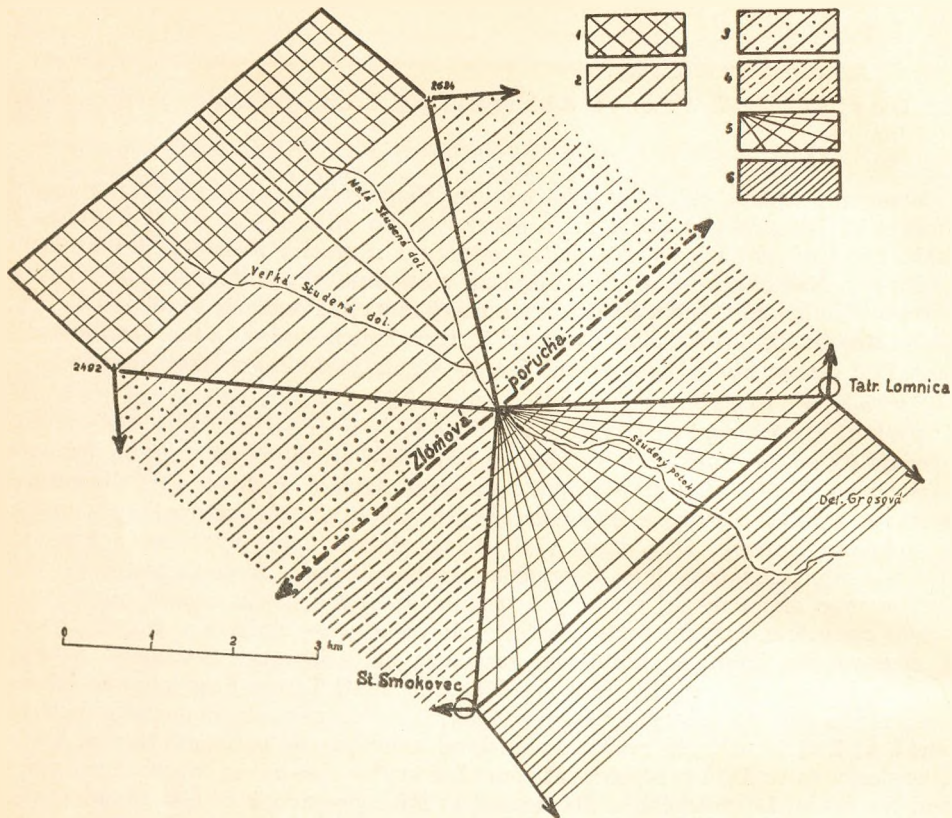


Schéma rozčlenenia južného svahu Tatier v dôsledku zlomového zdvihu.

1. Plocha, o ktorú sa prinajmenej zväčšila dolina regresívnou eróziou (kotly).
2. Sústava zadných vhlbených facet (trógy).
3. Sústava predných facet, (hôlny reliéf).
4. Územie polygenetických úpätných sutín.
5. Územie morén.
6. Územie fluvio-glaciálnych terás.

Схема расчленения южного склона Татр вследствие зброса.

1. Площадь, на которую по крайней мере увеличилась долина вследствие регрессивной эрозии (Кар).
2. Система задних углубленных фацетов (троги).
3. Система передних фацетов (рельеф гольцов).
4. Область полигенетических подошвенных развалин.
5. Область морен.
6. Область флювиогляциальных террас.

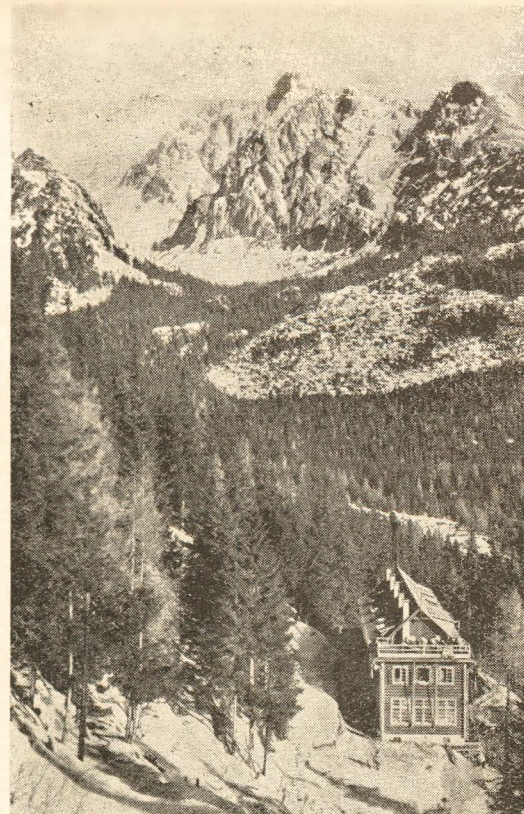
Schéma der Gliederung des südlichen Abhangs der Hohen Tatra in Verhältniss zur Lage der Bruchlinie.

1. Fläche, um welche das Gebiet infolge der regressive Erosion verbreitet wurde. (Kare).
2. System der vertieften Facetten (Tröge).
3. System der vorragenden Facetten (Almrelief).
4. Gebiet der Fuss-Schuttanhäufung.
5. Moränengebiet.
6. Terrassengebiet.



Obr. 1. Pohľad z Lomnického štítu smerom k Piatim spišským plesám. Pohľadnica.
 Рисунок 1. Вид с Ломницкого щита по направлению к Пяти Спишским озерам. Почтовая карточка с видом.

Aufn. 1. Aussicht vom Lomnický štít. Die obere Gruppe der Zipser Fünf Seen. Postkarte.



Obr. 2. Visutý trög Malej Studenej doliny. Pred nim mohutná skalná strž. Pohľadnica.
 Рисунок 2. Висячий трог Малой Студеной долины. Перед ним массивный скалистый обвал. Почтовая карточка с видом.

Aufn. 2. Hängtal der Malá Studená dolina. Rechts in der Mitte ein riesiges Blockfeld wie die Spur nach einem pleistocänen Bergsturz. Postkarte.

chy sa v smere sklonu zužujú. Oproti strednému trojuholníku sú mierne prenížené. Riečna sieť sa k vrcholu koncentruje.

Takéto priam geometrické ohraničenie hrubých foriem v oblasti Studenovodskej doliny s veľmi odlišnými formami bezprostredne súvisí s mladými, pomerne energickými výzdvihmi Tatier.

Zatiaľ čo na severe došlo pri neogénnych veľvrásnych výzdvihoch ku ohybu staršieho, značne nižšieho povrchu Tatier, na juhu sa vyvinul zlomový prešmyk, pričom došlo k miernemu nasunutiu žuly k juhu a tým k asymetrickému zdvihu neogénneho, menej rozčleneného povrchu. Predchodca dnešného Studeného potoka a ostatných hlavných potokov, ktoré pramenia pod hlavným hrebeňom, rýchle prerazovali vytvárajúci sa strmý zlomový svah a rozčlenili ho na systém trojuholníkovitých plôch tzv. facet. Facetované zlomové svahy nie sú v západných Karpatoch ojedinelé. Vyskytujú sa napr. na svahoch Malej Fatry, v Turčianskej kotline a na svahoch Malej Magury v Hornonitrianskej kotline.

S mladým zdvihom južného svahu Tatier a s jeho facetovaním súvisí aj vývoj trojuholníkových plôch pod úpäťm. V dôsledku porušovania pozdĺžneho profilu potoka dochádza tu striedavo ku kužeľovej akumulácii splavenín. V glaciáloch zhodou okolností k tomu ľadovce sem naniesli mohutné morény. Asymetrický zdvih Tatier vysvetľuje aj ďalší zjav, že aj v oblasti Studenovodskej doliny sa nachádzajú najvyššie vrcholy na rázsochách a nie na hlavnom hrebeni. Ďalší dôkaz asymetrického zdvihu Tatier je väčší sklon pozdĺžneho profilu Studeného potoka na južnom svahu ako Javorového potoka a Bialky (12) na severnom svahu. Väčšia erózia na strmšom sklone v povodí Studeného potoka spôsobila zatlačovanie rozvodného chrbta. Tento spočiatku vývoja prebiehal poblíž juhovýchodného úpätia, približne na línii najvyšších vrcholov na rázsochách. (Lomnický štít, Prostredný hrot, Slavkovský štít). Priebehom času ho spätná erózia zatlačila k severozápadu a pretvorila ho v úzky, vlnovite prebiehajúci hrebeň s výraznými znakmi boja o rozvodie.

Dnešné formy doliny sú už či priamo alebo nepriamo výtvorom činnosti ľadovcov počas pleistocénu. Predglaciálny reliéf ľadovce v doline tak pretvoril, že dnes ich ťažko a len približne možno rekonštruovať z tvarov oboch kotlových amfiteátrov, ako následných foriem predglaciálnych údolných záverov Veľkej a Malej Studenej doliny. Obidva zložené kotly sa vyvinuli z krátkych predglaciálnych riečnych dolín postupným rozširovaním ich záverov a odstraňovaním rázsoch medzi nimi. Kotlový amfiteáter v uzávere Veľkej Studenej doliny sa pravdepodobne vyvinul zo šiestich a amfiteáter Malej Studenej doliny z dvoch, respektíve z troch takýchto dolín. Ešte menej záchytných miest pre rekonštrukciu predglaciálnych foriem poskytuje územie v predhorí Vysokých Tatier a priľahlé časti dna Popradskej kotliny. Na eocénnych bridliciach tu ležia glaciálne svahové a riečne uloženiny kvartérneho veku. Predglaciálny povrch možno najskôr hľadať tam, kde eocén kryjú najstaršie pleistocénne sutiny. Už Partsch správne predpokladal, že oproti vyústeniu doliny je povrch eocénu pod glaciálnymi uloženinami najviac znížený (15). Predglaciálny, sutinami zakrytý povrch mohol sa teda najskôr zachovať po stranách tejto depresie, a to pod úpäťm Slavkovského štítu a pod úpäťm Lomnického hrebeňa. Takýto styk starých pleistocénnych sutín s eocénom som zachytil na sever od Starého Smokovca nad železitou kyselkou vo výške 1040 m a pod Cestou Slobody medzi Novým Smokovcom a hájovňou pri kóte 841, kde pruh eocénu vystupuje vo výškach okolo 880 m spod sta-

rých pleistocénnych sutín. Za výstup predglaciálneho povrchu na spomínaných miestach by mohol svedčiť výskyt hrdzavohnedej vrstvy hlinítokamenitej sutiny pod úplne rozpadnutými morénovými uloženinami, na ktorú prvý upozornil A. Rehmann, považujúc ju za fosilnú pôdu (7). Táto vrstva leží bezprostredne na eocénnych, tmavošedých, ílovitých bridliciach.

Ďalším dôkazom pre tento názor je nález blokov ružového kremenca, ktorý v Tatrách leží bezprostredne na kryštaliniku (koperšadské kremenca). Našiel som ich na flyši pri zreteľnom okraji starých pleistocénnych uloženín na lúke s kótou 880 m, asi 700 m na východ od Peknej Výhliadky. Smerom k SV stretávame sa s nimi v koryte Hlbokého potoka na Z od Tatranskej Lomnice a potom sa veľmi hojne vyskytujú nad Matliarmi, kde ich spomínajú Partsch (15) a Dénes (9). V Uhlig (8), a najnovšie aj D. Andrusov², najbližšie výstupy týchto kremencov mapovali až v doline Bielej vody. Výskyt kremencov pri kóte 880, ktorý je zvyškom po starých, možno až pliocénnych nánosoch z Tatier, je dôležitý preto, že ich primárna poloha z doliny Studeného potoka ani zo susedných dolín nie je známa. V starých rozvetvaných ani v mladých morénových sutinách pod vyústením doliny sa nenašli. Najbližšie sa v primárnej polohe vyskytujú až na Steskách v doline Bielej vody. Ich polohu by sme vo vzťahu k dnešnému reliéfu nevedeli vysvetliť, keby sme neprijali ďalekosiahle zmeny reliéfu žulového jadra, úpätných sutín a ich eocénneho podložia, spôsobené eróziou a pod úpäťm aj akumuláciou sutín. Aj v tomto prípade nemožno ešte ich polohu vysvetliť jednoznačne. Možností je viac: 1. že ešte koncom pliocénu sa v povodí Studeného potoka alebo na rázsochách Lomnického a Slavkovského štítu vyskytovali na žule zvyšky obalu s koperšadskými kremencami, 2. že pod silnou vrstvou pleistocénnych sutín niekde pod vyústením Studenej doliny vystupuje spod eocénu poklesnutá časť obalu Tatier s koperšadskými kremencami, 3. že koperšadské kremenca boli sem prenesené zo severovýchodu od vyústenia doliny Bielej vody pozdĺž úpätia Tatier. V poslednom prípade treba predpokladať aj ďalekosiahle zmeny v riečnej sieti a v morfológicko-hydrografických pomeroch celej Popradskej kotliny. Za takéto vysvetlenie hovoria aj iné okolnosti. Jednostranný zdvih Tatier pozdĺž zlomového prešmyku a mierne nasunutie žuly na paleogén Popradskej kotliny bol spojený s jednostranným relatívnym poklesávaním kotliny. Preto jej riečna sieť v niektorom zo starších období vývoja zaujala polohu bližšie k zlomovému úpätiu, t. j. polohu najnižšiu. Postupná akumulácia sutín na úpäti a najmä kuželová akumulácia potokov prerušovaná zahľbovaním zatlačovala hlavnú riekku k južnému a k juhovýchodnému okraju kotliny, ktorý podtína aj dnešný Poprad. Pozornosť zaslúži ešte otázka vzťahu hladkého reliéfu facetových plôch, ktorými rázsocha Slavkovského a Lomnického štítu spadá do Popradskej kotliny, ku bralným, prevažne glaciálnym formám Studenovodskej doliny. Facetované svahy so sklonom od 20 do 35° sa vyvinuli počas neogénu a pleistocénu pozvoľnejším upravovaním sklonu z vystupujúcej, ale súčasne ihneď rozrušovanej zlomovej plochy procesmi zvetrávania a svahovej modelácie. Bralné, prevažne glaciálne formy doliny sa vyvinuli za ten čas rýchlym prehlbovaním doliny eróziou potoka a ľadovcov v spolupráci so zvetrávaním a s procesmi svahovej modelácie. Facetované svahy nie sú teda zvyšky staršieho predglaciálneho

² Na tomto mieste ďakujeme akademikovi D. Andrusovovi za ochotné zapožičanie rukopisu dosiaľ nepublikovanej geologickej mapy oblasti Bieleho potoka.

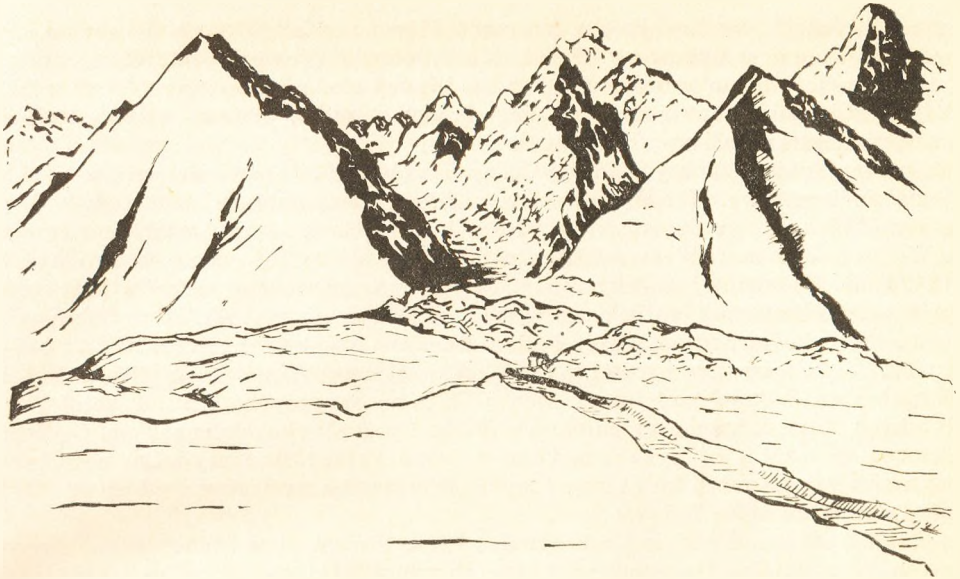
reliéfu. Vyvinuli sa súčasne s prehlbovaním Studenovodskej doliny. Odlišné sú len spôsoby modelácie a tempo priebehu týchto procesov v oboch územiach.

Z výšok, do akých zasahujú vrcholy facetových plôch, môžeme si vytvoriť hrubú predstavu o veľkosti mladých zdvihov týchto častí Tatier. Bude to prinajmenej hodnota rozdielu výšky základne facetových plôch a štítov na rázsochách, ku ktorým sa ich strany zbiehajú, t. j. najmenej 1300—1400 m.

Určitú pomoc pri získavaní predstáv o pretváraní povrchu Tatier môžu poskytnúť výskyt albitizovaných a od Fe_2O_3 červenofarbených žúl, ktoré podľa Andrusova skladajú aj niektoré štíty vo východnej časti Vysokých Tatier (28). Podľa O. Michalíka (26) tieto žuly sa vyskytujú na periférii poblíž styku s obalovou sériou.

Vzťah geologickej štruktúry a petrografických vlastností hornín ku reliéfu. Kryštálický masív Tatier v Studenovodskej doline po stránke petrografickej dosť jednotvárný, je budovaný granitom. Jednotvárnosť žuly porušujú mylonitové pásma a sústava puklín, ktoré ovplyvňujú priebeh rôznych procesov, zoskupenie sutín a vytváranie foriem rozpadu. Na mylonitových pásmach sú založené najhlbšie sedlá cez hrebene a ľadovce na nich prehĺbili výraznejšie korytá. V Studenovodskej doline sa križujú dva systémy mylonitových pásem. Jeden má smer h 2,5 až 4. Na ňom je založené Baranie sedlo medzi Malou Studenou a Veľkou Zmrzlou dolinou a Priečne sedlo medzi Malou a Veľkou Studenou dolinou. Žula je na týchto zónach rozdrvená, hydrotermálne metamorfovaná a jej štruktúra je tlakom usmernená. Mylonitová zóna na Priečnom sedle je zrudnená sideritom. Úlomky žilného kremeňa so sideritom sa nachádzajú v sutinovom kuželi, ktorý zasahuje do Priečného sedla. Táto zóna smeruje cez depresiu pod Vareškovým plesom zavalenú sutinami a cez kotol pod Slavkovským sedlom na Slavkovské sedlo. Druhá mylonitová zóna tohto smeru presekáva hrebeň rázsochy Slavkovského štítu medzi Nosom (2283) a Slavkovským štítom a východný výbežok Prostredného hrebeňa. Tento systém mylonitových zón je silne uklonený k juhovýchodu. Druhý systém má smer SZ—JV. Na ňom sa vytvorili najhlbšie sedlá v rozvodnom hrebeni, a to Sediľko (2380), Svišťové sedlo (2221) a Prielom (2290). Na tomto smere je založený korytovite prehĺbený kotol Dolného plesa, Veľká Studená dolina, pretiahnuté dno kotla pod južnou stenou Veľkého Javorového štítu, korytovite prehĺbený kotol Modrého plesa, zasutená depresia pod Žltou stenou, horná časť trógu M. Studenej doliny a Lomnické sedlo (2193). S mylonitovými pásmami viacmenej súhlasné smery majú systémy puklín. Vo Veľkej Studenej doline som meral nad Vareškovým plesom tieto smery: h 9,5, h 11, h 4, skalný stupeň so Studenovodskými vodopádmi má tieto systémy puklín: h 8, h 11,5, h 4, na stene uzáveru trógu Malej Studenej doliny sú pukliny smeru h 2,7 až 3 a h 11,5, pri Téryho chate sú pukliny so smerom h 2,2 až 2,5, h 6 až 8 a h 3,3 až 4. Najčastejšie smery puklín sú h 2,5 až h 4. Tento systém puklín, ako aj s ním asi geneticky spiaty systém mylonitových zón, je k juhu silne uklonený. Pozdĺž nich vyvetráva na glaciálne podťatých svahoch hrebeňov množstvo skalných užľabín, ktoré oddeľujú sústavy rebier. Hrebene sa podľa nich rozčlenili na divokú sústavu veží, štítov a ihiel ponakláňaných k severozápadu. Pukliny viac uklonené presekávajú sa s puklinami s menším sklonom. Žula hrebeňov v oboch dolinách má preto charakter veľmi hrubej bridličnatosti, a to silne ovplyvňuje celkovú detailnú tvárnosť povrchu.

Systémy puklín ovplyvnili prehlbovanie kotlov a usmernili vytváranie drob-



Panorama Studenovodskej doliny, Vpředu 20 m vysoká W 1 terasa, vpravo pod úpätím moréna Christlovej (W 1), vľavo pod úpätím zhladený povrch staršej morény (smokovecká formácia). V pohorí vpredu facetové plochy rázsoch, uprostred dva trógy, oddelené Prostredným hrebeňom.

Панорама Студеноводской долины. Впереди 20 м. высокая W I терраса, вправо у подножия морена Христловой (W I, влево у подножия сглаженная поверхность старой морены (Смоковецкая формация). В горной цепи впереди найдутся фацетовые плоскости развилин, посередине два трога, отделенные Простередним хребтом.

Panorama der Studenovodská dolina. Im Vordergrunde 20 m hohe Terasse (W 1). Vor dem Fusse des Gebirges, rechts: Moränenwälle (W 1), links: Alte Moränenwälle. Im Gebirge links und rechts: Glatte Facettenfläche. In der Mitte sind zwei Tröge.

ných foriem ich dna, ako skalné stupne, vytváranie obliakov a jazerných panví. Podľa nich ľadovce vylamovali bloky žuly na skalných záveroch trógov, prehĺbili do dna kotlov širšie ryhy a podľa nich vytvorili jazerné panvy. Na skalných stupňoch predglaciálne aj dnešné toky prispôbili svoj smer puklinám. Obrovský vodopád vyhlbuje ryhu do skalného stupňa na pukline h 11,5. V úseku Studenovodských vodopádov vyhlbuje potok svoje koryto podľa puklín smeru h 11,5 a h 8, zárez odtoku Dlhého plesa sa prehĺbuje podľa puklín smeru h 9. Sesterské plesá ohraničujú puklinové steny smerov h 3 a h 8,5. Päť Spišských plies prehĺbili ľadovce podľa puklín smerov h 2 až 3, h 11 a h 7,5—8. V obidvoch glaciálnych amfiteátroch možno pozorovať zreteľné nahromadenie hranáčov vyvetraných mrazom na puklinách. Zvlášť typické je to v okolí Streleckých plies, na SV a V od Sivých plies a v okolí Sesterských plies. Na pukliny sa viažu aj zvyšky spodných morén v glaciálne prehĺbených depresiách medzi obliakmi.

Erózne glaciálne útvary, kotly. V pramennej oblasti Studeného potoka sa rozkladajú dva systémy kotlov, spojených vo dva mohutné glaciálne amfiteátre. Obidva oddeľuje žulová priečka, spájajúca Červenú a Drobnú vežu. Glaciálne podťatá priečka sa zužuje v Priečnom sedle na 140 m. Hlavný hrebeň

aj časti rázsoch, vystupujúce z dna amfiteátrou, podľali firnoviská natoľko, že majú až kolmé skalné steny. Podľatie postupovalo rýchlejšie od juhovýchodu, preto oproti obidvom amfiteátrou vybieha hlavný hrebeň v podobe oblúkov k SZ. Podľatím hlavného hrebeňa a koreňou rázsoch z kotlov tieto sa zúžili v skalné priečky, miestami až na šírku 200 m.

Dno amfiteátra Veľkej Studenej doliny má plochu 400 ha. Jeho stredná výška je asi 2000 m n. m. Horné okraje dna amfiteátra najčastejšie siahajú do výšou okolo 2150 m. Úzky žulový hrebeň ho obtáča z troch strán. Dosahuje strednú výšku asi 2360 m (210 m relat.). Najvyšší bod v skalnej obrube je Bradavica (2492 m). Zo skalnej obruby vystupuje do dna amfiteátra niekoľko krátkych priečok, zvyškou po bývalých rázsochách, oddeľujúcich niekoľko firnovísk a pôvodne aj niekoľko samostatných kotlov. Dnes, po ďalekosiahlom glaciálnom rozrušení priečok, sú dobre zreteľné tieto kotly: 1. kotol Streleckých plies, 2. kotol Sivých plies, 3. kotol pod južnou stenou Veľkého Javorového štítu, 4. kotol Sesterských plies, 5. kotol Dlhého plesa a 6. kotol pod Slavkovským sedlom. Celkom samostatne ležala a leží vysoko nad stenou trógu Veľkej Studenej doliny pod Slavkovským štítom menší kotol zvaný Jama. Firn z neho sa odstraňoval občas rútením priamo na splaz ľadovca.

Skalná priečka medzi kotlami Streleckých a Sivých plies zachovala sa len v svojej koncovej časti v osamelej Streleckej veži (2131). Jej glaciálne nezhladený vrchol svedčí, že aj za najväčšieho rozsahu firnoviska vystupovala nad jeho povrch ako nunatak. Ostatná časť priečky je glaciálne preerodovaná a znížená. Do obidvoch kotlov spadala skalným stupňom. Z rázsochy medzi kotlom Sivých plies a kotlom pod južnou stenou Veľkého Javorového štítu ostal len asi 450 m dlhý výbežok. Aj táto priečka podľatá z kotlov sa rýchle rozpadáva. Jej vrcholová plošina, naklonená k juhu, je založená na pukline, podľa ktorej sa kedysi uvoľnil a zrútil celý vrchol. Zo všetkých priečok je najviac rozrušená rázsocha medzi kotlom pod južnou stenou Veľkého Javorového štítu a kotlom Sesterských plies. Po priečke tu zostal len glaciálne zhladený a pozdĺž puklín smerou h 4, h 8, a h 11 na sústavu krásnych obliakov pretvorený chrbát. Z obliakov najvýznamnejšie sa označujú kóty 2089, 2009 a 2033. Dosahujú výšku až 40 m. Kotol Sesterských plies od hornej časti kotla Dlhého plesa pomerne dobre oddeľuje zachovaná rázsocha Svišťového štítu, dlhá asi 1 km. Vo svojej dolnej a strednej časti je glaciálne zhladená a podľa puklín smerou h 4, h 11 a h 7 pretvorená v sústavu obliakov. Zhladenie siaha do výšky 2250 m, t. j. 150 m nad dno kotlov. Z toho sa dá usúdiť, že hrúbka ľadovca mohla tu dosahovať až 150 m. Kotol pod Slavkovským sedlom oddeľuje od kotla Dlhého plesa krátka rázsocha Skrynicových veží.

Amfiteáter Malej Studenej doliny má len asi polovičný rozsah plochy amfiteátra Veľkej Studenej doliny. Jeho dno má strednú výšku asi 2090 m. Horný okraj jeho dna siaha priemerne do výšky 2220 m. Úzke žulové hradby majú strednú výšku 2470 m. Tvoria amfiteátru obrubu z troch strán, vysokú priemerne 250 m. Ľadovým štítom dosahuje výšku 2630 m. Amfiteáter sa vyvinul glaciálnym poderodovávaním a odstraňovaním rázsoch, ktoré pôvodne delili amfiteáter na tri samostatné kotly. Kotol medzi Veľkým a Malým Durným (2625 a 2481 m) je z nich najmenší. Od kotla piatich spišských plies delí ho krátky zvyšok priečky s kótou 2376 m. Oveľa lepšie je zachovaná rázsocha, ktorá oddeľuje kotol Piatich spišských plies od kotla Modrého plesa. Dlhá je asi 1 km. Asi do výšky 2300 m je glaciálne zhladená a podľa puklín rozčlenená na obliaky.

V celom amfiteátri ľadovce najviac prehĺbili pretiahnutý kotol Modrého plesa.

Z predošlého prehľadu vidieť, že obidva amfiteátre patria k typu zložených kotlov, pri ktorých spojením viacerých jednoduchých sa vyvinuli široké súvislé kotlové plošiny. Kotlové plošiny obidvoch amfiteátrov sa členia naprieč na spomínané kotlové korytá. Glaciálna erózia ich nerovnako prehĺbila. Obidva amfiteátre sú asymetrické. V Malej Studenej doline je najhlbší pretiahnutý kotol Modrého plesa založený na mylonitovej zóne smeru h 6, 5. Vo Veľkej Studenej doline je najhlbší pretiahnutý kotol Dlhého plesa založený na mylonitovej zóne obdobného smeru. Na asymetrický vývin amfiteátrov mala okrem štruktúry vplyv aj expozícia, pre vývoj ľadovcov najpriaznivejšia pri kotle Modrého a Dlhého plesa. V pozdĺžnom profile obidva amfiteátre a jednotlivé ich dielčie kotly majú spravidla dva skalné stupne, ktoré oddeľujú tri systémy kotlových plošín. Strednú výšku týchto kotlov v kotloch podáva táto tabuľka:

Veľká Studená dolina:

Výška kotlových stupňov:

	Výška kotlových stupňov:		
	I.	II.	III.
1. Kotol Streleckých plies	2160	2040	—
2. Kotol Sivých plies	2100	2025	1830
3. Kotol p. juž. stenou V. Javorovho štítu	2080	1980	1830
4. Kotol Sesterských plies	2050	1960	1830
5. Kotol Dlhého plesa	2100	1900	1830
6. Kotol pod Slavkovským sedlom	—	1900	1830
7. Kotol Jama	2100	—	—

Malá Studená dolina:

Výška kotlových stupňov:

	Výška kotlových stupňov:		
	I.	II.	III.
1. Kotol pod Durným	2240	2120	2020
2. Kotol Piatich spiš. plies	2220	2110	2020
3. Kotol Modrého plesa	2200	2080	1960 ?

Dolné stupne obidvoch amfiteátrov narezali potoky. Ich údolné zárezy ľadovce však už korytovite rozšírili. Pekne to vidieť na 1830 m vysokej spoločnej kotlovej plošine dielčích kotlov amfiteátra Veľkej Studenej doliny, rozrezanej na mylonitovej zóne pod severnou stenou Slavkovského štítu. Druhý údolný zárez je na nej v pokračovaní pretiahnutého kotla pod južnou stenou Veľkého Javorového štítu. Kotol aj dolina sa do stupňa prehĺbili na mylonitovej zóne smeru h 7. Obidve doliny oddeľuje na peknú sústavu obliakov premodelovaná časť kotlovej plošiny s kótou 1846 m.

T r ó g y. Obidva amfiteátre sa končia vysokými zrázmi, ktoré sú súčasne skalnými závorami trógov. Skalná závara trógu Veľkej Studenej doliny je vysoká 180 až 200 m. Vytvorila sa nad križovaním mylonitových zón smeru ZSZ a SV. Nad mylonitovou zónou je aj závara trógu Malej Studenej doliny vysoká 220 m. Obidva skalné zrázy sú prepados ľadovca sčasti ohladené, sčasti podľa puklín vylámané. Poloha začiatkov trógov nesúvisí len s mylonitovými zónami, ale aj s koncentráciou ústí kotlov z obidvoch amfiteátrov. Amfiteátre prechádzajú v trógy tam, kde sa spájali dielčie ľadovce z jednotlivých kotlov v mohutné splazy. Vytváranie závor trógov súvisí s náhlou koncentráciou hmoty ľadovca do zúženého priestoru, teda aj so zväčšením jeho eróznej činnosti. V období najväčšieho rozsahu ľadovcov v amfiteátri Veľkej Studenej doliny dosahoval šírku 2,3

km a v kotli Malej Studenej doliny 1,2 km. V trógu sa zužoval do šírky 560 a 500 m. Z toho je zrejmé, že ľadovec v Malej Studenej doline bol značne slabší. Smerom ku sútoku sa tróg Veľkej Studenej doliny zužuje na 500 m a tróg Malej Studenej doliny na 440 m. Široké dna trógov lemujú vysoké, glaciálne podfaté steny. Na skalné steny vyúsťujú visuté skalné úžľabiny. Najmohutnejšie sú nad horným koncom trógu Malej Studenej doliny, na jz. stenách Lomnického štítu a na stenách Štrbavého hrebeňa. V súvislosti s náhlym zúžením plochy zaujatej ľadovcami pod obidvoma amfiteátromi náhle vzrastá šírka Lomnického, Prostredného a Štrbavého hrebeňa. V porovnaní s pomermi v amfiteátroch zväčšujú sa náhle aj výškové rozdiely medzi dnom trógov a hrebeňmi na 800—850 m. Nižšie smerom k sútoku trógov rozdiel klesá na 400 m a týmto smerom sa pozvoľna zužuje šírka svahov hrebeňov. Väčšie relatívne výšky a plošne rozsiahlejšie svahy hrebeňov spôsobujú veľkolepé zasypávanie horných úsekov obidvoch trógov sutinami, padaním úlomkov, skalných strží, lavín a stekaním múr. Priečny profil obidvoch trógov je veľmi podobný. Pod podfatými stenami trógov sa po obidvoch stranách zachovali zvyšky dna starších trógov v podobe užších skalných stupňov. V Malej Studenej doline sú tieto stupne vo výškach okolo 80 m nad najnižšou polohou v jeho priečnom profile. Vo Veľkej Studenej doline zvyšky staršieho trógu dosahujú relat. výšku okolo 120 m.

Tróg Veľkej Studenej doliny sa začína vo výške 1690 m a skalné dno trógu Malej Studenej doliny prisypané sutinami vo výške vyše 1700 m. Prvý tróg má



Obr. 3. Tróg Veľkej Studenej doliny zasutený prevažne murami. Pohľadnica.

Рисунок 3. Трог Великой Студеной долины, засыпанный главным образом стенами. Почтовая карточка с видом.

Aufn. 3. Trog der Velká Studená dolina mit den Muren verschüttet. Postkarte.

spád 159⁰/₀₀, druhý až ku kóte 1462 iba 120⁰/₀₀. V pozdĺžnom profile obidva trógy majú po dvoch skalných stupňoch s perejami. V Malej Studenej doline sa začínajú vo výškach 1550 a 1518, horný je vysoký 30 a dolný 20 m. Vo Veľkej Studenej doline horný stupeň je vo výške 1510 a dolný vo výške 1420 m. Glaciálne obrúsené skalné dno je dnes zväčša pokryté sutinami. V Malej Studenej doline sú v trógu 2 bývalé jazerné panvy zreteľne prehĺbené do skalného podložia. Pod kótou 1462 sa končí tróg Malej Studenej doliny nad trógom Studenovodskej doliny konfluenčným stupňom, vysokým 140 m. Na ňom sa stretáme s dobre vyhladenými obliakmi. Studenovodský tróg, ako spojený tróg Veľkej a Malej Studenej doliny, má v pozdĺžnom profile od výšky 1280 m 140 m vysoký skalný stupeň pretvorený glaciálnym obrusom v systém obliakov, zakrytý zvyškami spodnej morény. Stupeň sa vyvinul nad zlomovým rozhraním odolnej žuly a mäkkých vrstiev eocénu. Priečny profil spojeného trógu má od skalnej steny po skalnú stenu šírku 520 m. Väčšie podfatie steny Štrbavého hrebeňa, ako aj miernu zmenu smeru trógu spôsobila bočná erózia spojeného ľadovca, zatláčaného prepadávajúcim ľadovcom z Malej Studenej doliny napravo.

Formy glaciálnej akumulácie. Pred vyústením Studenovodskej doliny sa rozkladá asi 2,5 km široké pásmo sutín. Počnúc S. Rothom a Fr. Dénesom všetci, ktorí sa tu nimi zaoberali, súhlasne odlišujú: a) mladé, nesporne glaciálne sutiny, b) starú, silne zvetranú sutinovú formáciu, ktorú pomenúvam „smokoveckou formáciou“. Mladá moréna s dobre uchovanou morénovou topografiou sa všeobecne pokladá za morénu wümrského ľadovca alebo najmladšieho zaľadnenia. Staré smokoveckej formácie, aj keď boli pokusy o jej začlenenie, je dosiaľ neurčité a jej pôvod je sporný. Kým S. Roth, A. Rehm a n n, a V. Uhlig ju označujú výrazom „stará moréna“, E. Romer (13) ju ako morénu kladie do svojho H- a Szaflarski (17) do svojho I- zaľadnenia. Naproti tomu J. Partsch (15) celú formáciu považuje za starý náplavový kužel Studeného potoka, dovoľávajúc sa hrubého zvrstvenia sutín, ktoré zistil v niektorých odkryvoch. J. Szaflarski vo formácii oddeľuje dve vrstvy sutín: 1. spodnú s rozloženými blokmi granitu, 2. vrchnú, zloženú zo sviežich sutín s blokmi, ktoré majú málo zaokrúhlené hrany. Z toho vyvodzuje záver, že v smokoveckej formácii na staršej moréne leží mladšia moréna.

Ani jednu z viacerých stien pieskovísk a štrkovísk, ktoré opísali Rehm a n n, Partsch a Szaflarski, nenašiel som v takom stave, ktorý by dovolil konfrontovať ich názor s mojim názorom. Po prezretí šiestich opustených a od dola úplne zasutených stien medzi Šancami a Starým Smokovcom nadobudol som názor, že sa tu nachádzajú nad sebou tri vrstvy. Najstaršia je vrstva hnedohrdzavých, piesčitolinitokamenitých ostrohranných sutín, v ktorých sa nachádzajú aj nezvetrané bloky. Rehm a n n ju pokladá za fosílnu predglaciálnu pôdu. R. 1954 bola čerstvo odkrytá vo výkope prírodného amfiteátra nad Starým Smokovcom. Vo výkope pre vodovod na rozcestí zo Starého Smokovca do Popradu a Tatranskej Lomnice táto vrstva zapadá pod mnoho m hrubú vrstvu silne rozložených sutín s veľkými granitovými blokmi. V starom pieskovisku nad železitým prameňom poblíž prírodného amfiteátra vystupujú k povrchu tmavošedé slienité eocéne bridlice. Z toho usudzujem, že hnedohrdzavá vrstva leží bezprostredne na flyši. Núka sa však otázka, či železitý prameň máme odvodiť od obsahu železa vo vrstve alebo naopak. Mohutná vrstva silne rozložených granitových sutín s blokmi o priemere až 2 m má ráz morénových uloženín. Dosiaľ je dobre zreteľná v opustených stenách na Šancoch a v pieskoviskách pri zastávkach Pekná Vyhládka

a Horný Smokovec. V spodnej časti vrstvy, odkrytej r. 1954 vo výkope pre vodovod na svahu Kysel'ského vrchu pri sv. okraji Starého Smokovca, vyplňa medzery medzi jednotlivými blokmi granitu, rozpadávajúceho sa na piesok, šedožltkastý kaolín. V pieskovisku na svahu Šancov a na SV od zastávky Horný Smokovec vrstva s rozpadávajúcimi sa blokmi pri povrchu terénu prechádza do súvrstvia pieskov a hlinitých pieskov svetlých a svetložltých farieb. V súvrství sú roztratené nerozpadnuté úlomky blokov a menšie bloky žuly až do veľkosti hlavy. Vrstvičky pieskov a piesčitých hlín sú zreteľne zvlnené, čo je znakom periglaciálnej štruktúry. V odkryve na SV od zastávky Horný Smokovec vrstvičky sa zakliňujú, čo je znakom fosílnych štruktúrnych pôd. Klíny dosahujú dĺžku len pár cm. Celé súvrstvie má tu hrúbku 2,2 m. J. S z a f l a r s k i z jedného profilu pre equivalent tejto vrstvy udáva hrúbku 8 m (17).

Porovnajme so štruktúrou smokoveckej formácie tvary jej povrchu. J. P a r t s c h prízvukuje zahľadanie povrchu Kyseľského vrchu. Zodpovedá to skutočnosti v porovnaní s povrchom mladej morény. To však nevylučuje iný pôvod ako fluviálny. Poblíž kóty 1144 sú na jeho svahoch dosiaľ veľmi dobre zreteľné dlhé priečne valy, ktoré majú smer vrstevníc. Topografický list dosť význačne valy nezachytáva, len schematicky zaznačuje plytké uzavreté depresie, aké sa dosiaľ, napriek značnému zhladeniu na povrchu smokoveckej formácie uchovali. Ešte lepšie a vo väčších rozmeroch sa ďalej zachovali na jv., smerom ku Šancom vo výškach od 1080 do 1020 m. Zachytáva ich sčasti aj topografický list v mierke 1 : 25 000. Dve depresie po bývalých jazierkach tu zapĺňa rašelina. Na zahliennom povrchu vystupujú hojnejšie nerozpadnuté žulové úlomky a bloky. Tu a tam sa nachádzajú aj veľké bloky, ba aj blokové polia.

Smokovecká formácia so silne zhladeným povrchom a so zreteľnými znakmi morénovej topografie je starou morénou, ktorá leží na vrstve ešte starších svahových sutín. Je zložená z mnoho m hrubej vrstvy silne rozložených sutín s veľkými blokmi žuly. Vrstva môže presahovať aj mocnosť 45 m. Na dolnom okraji cesty Slobody zväčša nezreteľne prechádza do svojho fluvioglaciálneho kužeľa, preto sa dá tu predpokladať aj fluvioglaciálne uloženie. Pôvodná morénová konfigurácia povrchu prekonala, najmä za podmienok opakujúcej sa periglaciálnej klímy, značné zmeny. Periglaciálny morfológický cyklus zhladzoval a znižoval najmä morénové valy a kopce. Soliflukčné procesy zanesli hrubšou vrstvou bývalé depresie a slabšou vrstvou zavliekli celý povrch. Nezvetraný štrk a erraticke bloky s málo ohladenými hranami v soliflukčnej vrstve boli sem sčasti zavlečené zo svahu Slavkovského štítu, sčasti sú to však úlomky najodolnejších blokov žuly z morény, ktoré na povrchu nepodľahli tak rýchlo rozkladu, lebo tu neboli trvale vystavené agresívnym účinkom presakujúcich roztokov humusových látok.

Smokovecká sutinová formácia sa končí v doline Červeného potoka. Odtiaľ až k okraju Tatranskej Lomnice sa dvíha nad cestou Slobody vysoké čelo mladých koncových morén. Sú zložené zo sviežich sutín, odkrytých v stene Stežiek a vo dvoch štrkoviskách na západ od Tatranskej Lomnice. Poslednú lokalitu zastihol v čerstvom stave J. S z a f l a r s k i (23). Podľa neho pod vrstvou sviežich morénových sutín nachádza sa vrstva s navetranými blokmi žuly. Za mojej návštevy stena v dolnej časti bola zasutená. Cestou Slobody, dolinou Hlbokého a Červeného potoka je táto geologicky a geomorfologicky mladá moréna ostro ohraničená. Dnešný potok nenarezáva v koryte podložie mladej morény. Z výskytu úlomkov flyšových bridlic vo výške 962 m pri studni vodovodu na sever od Mláčiek dá sa

usudzovať, že v tejto časti územia vystupuje podložie morény vyššie, a že Studený potok tečie teraz asi na línii, na ktorej pred uložením mladej morény prehĺbil svoje údolie do severnej časti starších glaciálnych, prípadne aj iných sutín a do ich eocénneho podložja. A. H o l l e hrúbku morénových sutín pre oblasť medzi Starým Smokovcom a Tatranskou Lomnicou vypočítava na 92 m (12). P a r t s c h predpokladá, že mladá moréna má hrúbku asi 200 m (15). Podľa východov flyšu, P artschovi ešte neznámych, hrúbku mladej morény odhadujem maximálne na 120 m.

Formy povrchu morény poukazujú na osciláciu konca ľadovcového splazu a na prekladanie polohy výtoky vody. V celom komplikovanom systéme valov, kopcov a uzavretých depresii len najmladší val vytvára vo výške 1130 m úplný oblúk. Kusy starších oblúkov predstavuje val s Vežou (1118 m) a val s kótami 1108 a 1045. Medzi týmito zvyškami morénových valov je na Stezkách zreteľný pás územia, rozbrázdnený niekdajším odtokom ľadovca. V tomto páse práve preto je na povrchu hojnejší výskyt drobnejšieho a lepšie ováľaného, fluvioglaciálneho štrku. Za celistvým oblúkom najmladšieho morénového valu rozkladá sa na Christlovej najkrajšia tatranská terminálna panva, ktorá spolu s celou morénou je jedným z najcenejších skvostov tatranskej prírody. Jako už S. R o t h napísal (6), rozkladalo sa v nej jazero. Malo plochu takmer 60 ha. Morénový systém sa končí 120 m vysokým svahom nad cestou Slobody vo výške okolo 880 m n. m. Smerom k úpätiu Tatier čelné morény prechádzajú do bočných. Najvyššia pravá bočná moréna sa pripína ku svahu Tatier na Hrebienku vo výške 1280 m. Ľavá moréna má viac valov. Pripínajú sa ku glaciálno podtatému južnému koncu Lomnického hrebeňa vo výškach 1220 až 1240 m. Rozloženie týchto morén na šírke 0,8 km svedčí o tom, že ľadovec po vystúpení z trógu smeroval spočiatku pozdĺž úpätia k východu a postupne sa premiestňoval k západu.

Ďalší systém čelných morén sa rozdeľuje do obidvoch dolín. Vo Veľkej Studenej doline ho značne rozplavil potok i mury a sčasti sú pod sutinovými kužeľmi. Za zachovanú časť pravej bočnej morény v mieste, kde prechádzala do čelnej morény, považujem morénu na juh od Kamzíka vo výške 1320 m. Proti toku siahla systém do výšky najmenej 1460 m. V Malej Studenej doline morény súdobého konca ľadovca zasahovali na konfluenčný stupeň do výšky 1440 m a možno, že aj nižšie. Najvyššia čelná moréna tohto systému je vo výške 1580 m. Za ňou sa nachádza terminálna panva. Vo vnútri morén sú dve menšie panvy. Ešte vyšší systém čelných morén sa nachádza neďaleko nad predošlým. Vo Veľkej Studenej doline jeho čelné valy sú úplne rozrušené. Rozplavili ich najmä mury. Uchoval sa z nich len malý zvyšok, a to pod hrubou balvanitou hmotou strže vo výške 1580 m v mieste, kde ju prezeráva občasne pretekané koryto potoka. Dobré sa zachovala v Malej Studenej doline vo výške 1619 m. Za ňou je väčšia terminálna panva.

V kotlových amfiteátroch sa nachádza najvyšší a najmladší systém morén. Sú to morény firnové a snehové sutinové valy. Morfológické a petrografické znaky a ich oddelený výskyt poukazujú na to, že sa vytvorili v období, keď firnoviská nevyžívali splazy. Pokrývali izolované plochy v zadných, prípadne aj v nižších častiach kotlov v polohách priaznive exponovaných pre hromadenie a uchovávanie snehu. Morény sa tu nahromadili z úlomkov žuly, ktoré prepadávali po firnoviskách na ich dolný okraj alebo až do stredu korytovite prehnutého dna kotla, prípadne až na protiahlú stranu. Časť morén vznikla hromadením veľkých blokov na úpätiach dejekčných kužeľov a snehových polí (kotol Dlhého a Modrého plesa), vytvárajúc priame valy a mierne stočené oblúky. Plošne rozľahlejšie mo-

rény mávajú bloky zložené do nepravidelne rozostavených pahorkov, spod ktorých miestami vystupuje ohladené podložie. Tento druh morén sa vytvoril hromadením úlomkov na firnovisku a jeho zosadávamím pri ablácii ľadu. Výškové rozloženie snehových sutinových valov a firnových morén závisí nielen od priebehu snežnej čiary, ale aj od miestnych pomerov, t. j. od reliéfu, expozície a hromadenia snehu lavínami. V kotlovom amfiteátri Veľkej Studenej doliny sú vo výškach 1920—2040 m, 1990—2100 m, 1880—2060 m, 1960—2080 m, 1890—2110 m, 1900—2010 m. V kotlovom amfiteátri Malej Studenej doliny sú vo výškach 2010—2100 m, 2010—2200 m a 1990—2160 m.

Na dnách kotlov a trógov medzi obliakmi nachádzajú sa na rozličných miestach zvyšky základnej morény. Obrovské bloky, prestúpené ľadovcom a zmenené v mutóny, vyskytujú sa na studenovodskom stupni trógu.

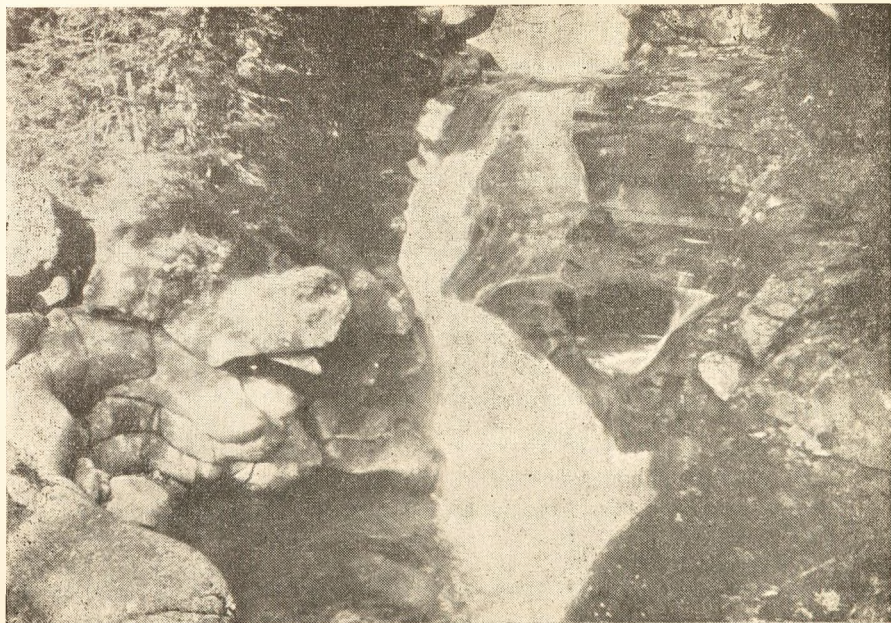
Granulometrické vlastnosti jednotlivých morén sa od seba líšia stupňom zaookrúhlenia hrán žulových blokov, zastúpením blokov a ich štrkových, pieskových a prachových frakcií. Moréna Christlovej v priemernej výške 1080 m má bloky s najlepšie otretými hranami. Podiel pomerne dobre ováľaných štrkov subglaciálnym tokom vody je tu značný. Pomerne mnoho je piesku a prachových častíc. Postupne do výšky v jednotlivých systémoch čelných morén znižuje sa stupeň zaookrúhlenia hrán a klesá podiel piesku a prachových častíc. Firnové morény a snehové sutinové valy v kotloch sú typické tým, že sú zložené zväčša z hrubých, ostrohranných blokov. Takéto rozdiely nepozorovať v zložení zvyškov spodných morén, ktoré sa skladajú zväčša z drobnejších a lepšie otretých úlomkov s väčším obsahom piesku a prachových častíc.

Zvláštnu pozornosť si zaslúži drobný výskyt morény na plošine nad skalnou stenou trógu na konci Lomnického hrebeňa asi vo výške 1340 m. Neobvyklá poloha a habitus žulovej sutiny budia podozrenie, že je to zvyšok nejakej staršej morény.

Petrografické vlastnosti morén a ich výškové rozdelenie dovoľujú oddeliť päť, resp. šesť morénových akumulácií, ktoré zodpovedajú štyrom, resp. piatim od seba oddeleným kulmináciám rozsahu ľadovcov: 1. rozložená morénová sutina smokoveckej formácie, 2. zvetrané sutiny, ktoré našiel J. Sz a f l a r s k i v podloží morény Christlovej na V od Mláčiek a malý zvyšok morény na konci Lomnického hrebeňa. Ich postavenie je neisté, 3. moréna Christlovej, 4. morény v stredných výškach 1400 a 1510 m, 5. morény vo výškach 1580 a 1619 m, 6. firnové morény a snehové sutinové valy v kotloch vo výškach od 1880 do 2200 m.

Riečne formy. V dôsledku klimatických zmien v priebehu pleistocénu menili sa spôsoby pretvárania povrchu Tatier. Za glaciálov a štadiálov sa na modelácii väčšej alebo menšej časti územia priamo účastnili ľadovce. V ostatnej nezaľadnenej časti prebiehali periglaciálne procesy zvetrávania a svahovej modelácie. Na formovaní sa aj vtedy zúčastnili vodné toky, a to najmä tie, ktoré pramenili z ľadovcov. Za interglaciálov a interštadiálov najvýznamnejšia úloha pripadla potokom a tým procesom zvetrávania a svahovej modelácie, ktoré charakterizujú miernu klímu. Vo vyšších polohách prebiehajú takmer nepretržite procesy kongelifrakcie a soliflukcie. Vzhľadom na zmeny klímy treba odlišiť fosílnu a rozvíjajúcu sa riečne formy.

Erózna činnosť potokov bola v pohorí počas interglaciálov a interštadiálov iste veľká a zaslúžila sa o prehĺbenie obidvoch dolín. Potoky prerýli morénové valy, rozmyli morény a prepilovali skalné stupne. Neskoršie zaľadnenie však



Obr. 4. Obrie hrnce v koryte Studeného potoka v úseku Studenovodských vodopádov. Foto M. Lukniš.

Рисунок 4. Водовороты в русле Студеного потока в области Студеноводских водопадов. Фотография М. Лукниш.

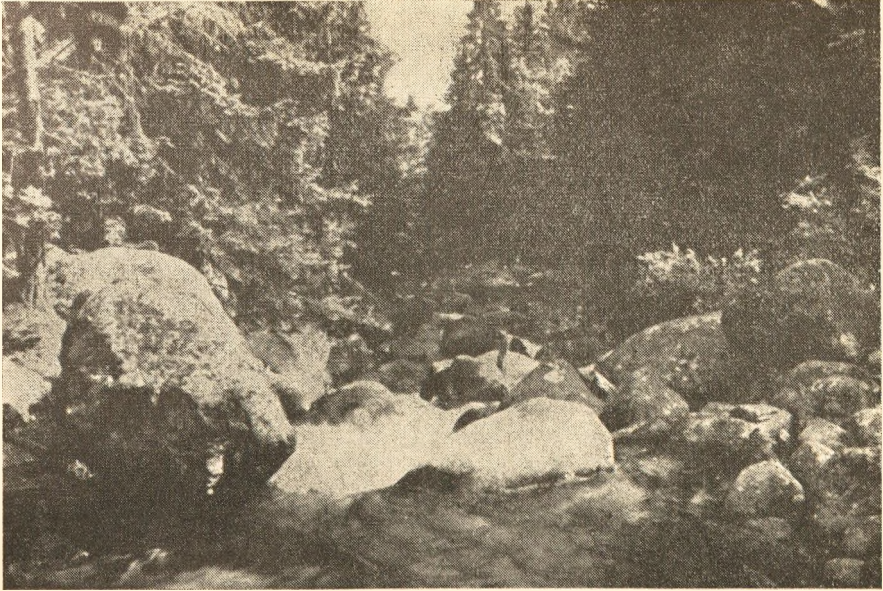
Aufn. 4. Sprudellöcher aus dem Bett des Studený potok unter dem Kamzik. Foto M. Lukniš.

fluviálne formy až na zvyšky zotrelo, prípadne zamaskovalo glaciálnymi a svahovými sutinami. Na stenách skalných závor obidvoch trógov sa do určitej miery zachovali údolné zárezy, ktoré potoky sem po každom ústupe ľadovcov vrezávali. Vo Veľkej Studenej doline riečne údolie rozťalo na celej dĺžke dolný stupeň glaciálneho amfiteátra, a to v predĺžení kotla Dlhého plesa a v predĺžení kotla pod jz. stenou Veľkého Javorového štítu. Obidve údolia ľadovce už premodelovali. Podobný starší údolný zárez je aj na skalnej závore trógu pod Žltou stenou. Dnes je zamaskovaný sutinovým kužeľom. V trógoch ani v kotloch som stopy po staršej riečnej akumulácii nezistil. Tým dôležitejšie sú mohutné terasované, fluvio-glaciálne kužele, pripínajúce sa k moréne pod úpäťm Tatier. Pre úplnosť podávam o nich predbežnú zprávu. J. Partsch a J. Szafarski pod morénami na úpäťm Tatier oddelili dva pokrovy štrkov fluvio-glaciálnych kužeľov. Starší pokrov so širokým prechodným pásmom medzi Dolným Smokovcom a cestou Slobody je geneticky spojený so zaľadnením, ktorého produktom sú rozložené morénové sedimenty smokoveckej formácie. Zložený je z granitových štrkov, ktoré sa pri náraze rozpadávajú na piesok. Novolesný a Červený potok pokrov štrkov tohto starého, fluvio-glaciálneho kužeľa aj jeho flyšové podložie rozrezali až do hĺbky 45—50 m. Doliny obidvoch malých potôčikov museli založiť oveľa väčšie potoky

ako spomína už aj J. P a r t s c h. Sú to dnes pradoliny typicky senílnych foriem s hrubým plášťom delúvia na úpätí. Dolina Novolesného potoka má na pravom a sčasti aj na ľavom svahu medzi Dolným Smokovcom a N. Lesnou zosunový stupeň podobný terase. Vyvinul sa za podobných podmienok ako terasy, t. j. v úrovni niekdajšieho údolného dna rozšírovaného bočnou eróziou potoka. Komplikovanejšie sú pomery v oblasti Červeného potoka v okolí hájovne vo výške 841 m. Horný okraj starého, fluvioglačiálneho kužeľa tu rozplavoval odtok vôd, ktoré po určitý čas pretekali z konca morény Christlovej nad zotavovňou Jánošík do doliny Červeného potoka. Pre rozdelenie najmladšieho pleistocénu je veľmi dôležité poznanie fluviálnych útvarov celej fluvioglačiálnej série Christlovej.

Pred ustálením dnešnej polohy Studený potok mnohokrát menil svoj smer. V období nasypávania posledného morénového valu, ktorý obtáča terminálnu panvu Christlovej, smeroval vo viacerých ramenách na Stežky. Až potom asi vo výške 1100 m (30 m nad dnešnou polohou koryta) preložil svoje koryto k juhu. a to vyrýl do morény 50 až 80 m hlbokú tiesňavu. Súčasne rozplavoval morénu od dola a prekladal vrchol svojho fluvioglačiálneho kužeľa hlboko do morény. Po pravej strane kužeľa nasadzuje vo výške 1035 m najprv 7 m vysokou terasou, ktorá sa po toku rozdeľuje a diverguje do 27, 18 a 7 m relatívne vysokých stupňov. Kopec s kótou 1018 m je bifurkáciou Studeného potoka v úrovni najvyššieho stupňa nerozplavený kus morény. Na ňom sú dvojité valy malého hradišťa, ktoré svedčia o dávnom, snáď len občasnom osídlení Tatier (refugium alebo sezónny lov?). Tie isté terasové stupne sa vyskytujú aj na pravom brehu potoka, dosahujú vo výške 937 m relatívne rozdiely 30, 14 a 8 m. Ostatná časť mohutného, fluvioglačiálneho kužeľa rozrezaná do hĺbky 26 m sa pripája k moréne vo výške cesty Slobody (okolo 880 m), kým vo vrchole kužeľa koryto potoka má sklon až 9°, pod cestou slobody sa znižuje na 4° a ešte ďalej až na 2°. Vyššia časť kužeľa (terasy) sa skladá z hrubých štrkov a blokov bez krytu. Nižšia časť povrch hrubého štrku má pokrytý slabou vrstvou piesku a hlinitého piesku. Bloky a štrky sú svieže. Do kužeľa je vrezaná pozdĺž Studeného potoka 6—7 m vysoká terasa. Asi do výšky 860 m vystupujú na svahoch 20 m-ovej terasy paleogénne bridlice. Na severovýchode 20 m-ová terasa kužeľa sa končí nad údolnou nivou zvanou Matliare. Svojou veľkou šírkou nezodpovedá dnešnému Skalnatému ani Hlbokému potoku. Aj toto údolie patrí k typu pradolín. V jednom období svojho vývoja iste súviselo s odtokom vody z ľadovca morény Christlovej. Z hľadiska stratigrafie fluviálnych a glaciálnych útvarov je však najcennejšia terminálna panva Christlovej. Dosiaľ ostala nepovšimnutá. Po pomerne rýchlom ústupe ľadovca W₁ panvu po určitý čas zaberalo jazero. Studený potok pri ústí ukladal do neho hrubé bloky a štrk. Ďalej od okraja dno bývalého jazera vo výške 1126 m pokrývajú drobné štrky, štrkopiesky a piesky. V severnej a severovýchodnej, nedostatočne agradovanej časti panvy zotrvali dočasne reliktné jazerá, močiare a dnes sú tu rašeliniská. Odtok jazera súčasne prerézaval morénové hrádze, čím sa jazero vyprázdňovalo. Po jeho odvedení potok sa zarezával do jazernej plošiny v troch erózných fázach, prerušovaných dvoma fázami akumulácie a vytvoril pod jazernou plošinou vo výške 21 m rel. ešte terasy vo výškach 15 a 4 m relat. výšky. Terasy s jazernou plošinou po toku divergujú.

Po ústupe ľadovcov aj potoky upravujú dná kotlov a trógov. Ich práca sa tu miestami ešte takmer neprejavila, inde je napodiv značná. Do skalných stupňov vrezal si tiesňavy pomerne rýchlo odtok Dlhého plesa a odtok Tretieho plesa z Piatich spišských plies. Pomerne nehlbokú tiesňavu s kaskádami Studenovod-



Obr. 5. Prelom Studeného potoka cez mladé morénové bašty pod Christlovou
Foto M. Lukniš.

Рисунок 5. Прорыв Студеного потока через молодые мореновые опоры
под Христовой. Фотография М. Лукниш.

Aufn. 5. Durchbruchtal des Studený potok durch die Meränen der Christlová.
Foto M. Lukniš.

ských vodopádov vytvára potok za pomoci vyhlbovania a spájania systémov obrích hrncov a vývarísk. Obrie hrnce dosahujú tu priemer až 3,5 m. Potoky pomerne rýchlo prerezali morénové hrádze jazerných panví v trógoch. Ich dna poznašali štrkom. Z ostatných postglaciálnych riečnych útvarov treba spomenúť sterasovanie morén v dolnej časti Veľkej Studenej doliny a náplavový kužeľ Malého Studeného potoka pod Obrovským vodopádom. Na základe zloženia, vzájomného vzťahu a vzťahu k morénom podávam takúto následnosť fluvioglaciálnych, fluviálnych a jazerných akumuláčnych útvarov:

1. fluvioglaciálna terasa s rozloženými štrkami v okolí Dolného Smokovca a N. Lesnej,

2. 20 m-ová fluvioglaciálna terasa Studeného potoka pod cestou Slobody, sterasovaná moréna nad Karpátiou v relat. výške 27 až 30 m, zosunový stupeň v doline novolesného potoka,

3. jazerné sedimenty Christlovej,

4. 14—17 m vysoko sterasovaná moréna nad Karpátiou, 6—7 m vysoká terasa Studeného potoka pod Karpátiou, 15 m terasa na Christlovej, sterasovaná moréna v dolnej časti trógu Veľkej Studenej doliny, náplavový kužeľ Malého Studeného potoka,

5. 4—5 m-ová terasa na Christlovej, 7—8 m vysoko sterasovaná moréna nad Karpátiou,



Obr. 6. Rozvetraná morénová sutina Smokoveckej formácie nad Pekomou
Vyhliadkou. Foto M. Lukniš.

Рисунок 6. Выветренные мореновые развалины Смоковецкой формации
над Пекной Выглядкой. Фотография М. Лукниш.

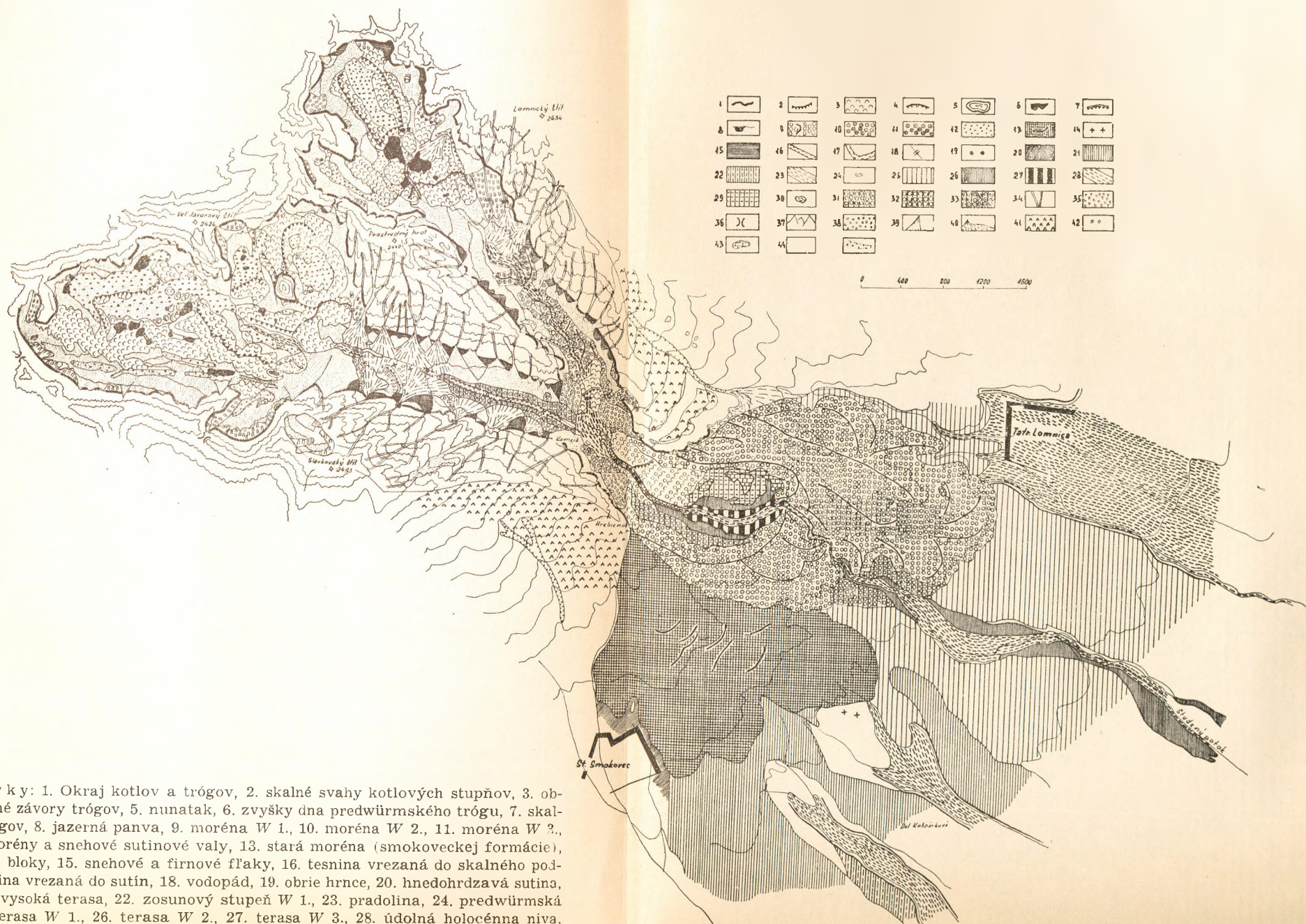
Aufn. 6. Aufschluss östlich von Starý Smokovec. Verwitterter Moränenschutt.
Foto M. Lukniš.

6. pás kamencov pozdĺž Studeného potoka pod Karpátiou a na Christlovej, štrkový povrch výplne jazerných panví v trógoch a v kotloch.

Úpätné sutiny. Dno a steny trógov a kotlov zasypávajú za ústupom ľadovcov a po ablácii firnovísk svahové sutiny. Poskytuje ich rýchly rozpad hrebeňov a stien mrazom. Na úpätí sa zhromažďujú ako blokové pokryvy, dejekčné kužele, murové kužele a strže. Aj mladšie dejekčné kužele na stenách kotlov tvoria už zväčša súvislé vence. Staršie sú pod nižšími časťami rázsoch v trógoch. Ich vývoj je tu dnes silne brzdený vegetačným krytom. Najmohutnejšie sú na stenách horných častí trógov, kde dosahujú výšku 350—400 m. Najčastejšie však majú výšku 100—200 m. Značne sa líšia hrúbkou blokov. Bloky sú ostrohranné, vo vrcholoch kužeľov drobnejšie, na obvode najhrubšie. Ich sklon býva od 25 do 38°. Niekedy mávajú ryhy po snehových lavínach a murách. Zasypávajú Vareškové a Dlhé pleso. Murové kužele sa vyskytujú pod najvyššími úsekmi rázsoch v zadných častiach trógov, lebo tu sa v úžľabinách hromadí dosť sutín a za dažďov aj mnoho vody. Murami uložený materiál nie je zvrstvený. Najhrubšie úlomky sú vo vrchole, najdrobnejšie na päte kužeľov. Majú sklony od 10 do 25°. Sú široké a najmä v trógu Veľkej Studenej doliny zaberajú značnú časť jeho plochy. Vznikajú aj v periglaciálnych kamenných moriach na facetových plochách, odkiaľ schádzajú až na úpätie Tatier a tu sú z nich sčasti zložené úpätne sutiny. Studenovodskú dolinu charakterizujú mohutné skalné strže. Vznikli ako dôsledok podťatia

GEOMORFOLOGICKÁ MAPA STUDENOVODSKEJ DOLINY
V TATRÁCH

(Kreslila I. Kašpárková)



Vysvetlivky: 1. Okraj kotlov a trógov, 2. skalné svahy kotlových stupňov, 3. obliaky, 4. skalné závory trógov, 5. nunatak, 6. zvyšky dna predwürmského trógu, 7. skalné stupne trógov, 8. jazerná panva, 9. moréna W 1., 10. moréna W 2., 11. moréna W 2., 12. firnové morény a snehové sutinové valy, 13. stará moréna (smokoveckej formácie), 14. významné bloky, 15. snehové a firnové flaky, 16. tesnina vrezaná do skalného podložia, 17. tesnina vrezaná do sutín, 18. vodopád, 19. obrie hrnce, 20. hnedohrdzavá sutina, 21. 45–50 m vysoká terasa, 22. zosunový stupeň W 1., 23. pradolina, 24. predwürmská moréna, 25. terasa W 1., 26. terasa W 2., 27. terasa W 3., 28. údolná holocénna niva, 29. dno jazera W 1/W 2., 30. dno jazera zanesené recentnými riečnymi nánosmi, 31. moréna W 1 riečne rozbrázdnená, 32. sterasovaná moréna W 1., 33. sterasovaná moréna W 2., 34. úžľabiny, 35. firnovo-nivačné obrusy, 36. sedlo, 37. sutinové kužele (sklon nad 25°), 38. skalné strže, 39. murové kužele (sklon pod 25°), 40. hlinítokamenité sutiny, 41. kamenné moria, 42. mrazové pôdy, 43. rašelinisko, 44. skalný reliéf, 45. murová erózna ryha.

M. Lukniš. Geomorphologische Karte der Studenovodská dolina in der Hohen Tatra. (Nacherzigt von I. Kašpárková). Erklärungen: 1. Die Ränder der Karer und Tröge. 2. Die steilen Klänge der Karer- und Trögestufen. 3. Die röhrenförmigen Klänge. 4. Die steilen Klänge der Tröge. 5. Nunatak. 6. Die Reste des Bodens eines vorwürmschen Tröges. 7. Die steilen Stufen der Tröge. 8. Das Becken des Sees. 9. Moräne W I. 10. Moräne W II. 11. Moräne W III. 12. Stationäre Moränen. 13. Die ältere pleistocäne Moräne (Smokovecker Formation). 14. Die merkwürdigen Blöcke. 15. Die Schneefelder. 16. Die Taleinschnitte in den anstehenden Fels. 17. Die Taleinschnitte im Schutt. 18. Wasserfälle. 19. Riesentöpfe. 20. Rostbraune, altpleistocäne Schutt. 21. Die ältere pleistocäne fluvioglaziale Terrassen. 22. Abgleitstufe W I. 23. Urtaal. 24. Vorwürmmoräne. 25. W I. Terasse (20 m rel.), 26. W II. Terasse. 27. W III Terasse. 28. Rezente Talau. 29. Seegrund W I/W II. 30. Seebetten mit Flussakkumulation. 31. Fluvial zerfurchte W I Moräne. 32. Terrassierte W I Moräne. 33. Terrassierte W II Moräne. 34. Schluchten (Sammelbahnen der Lavenen, Muren, manchmal wasserführend). 35. Firn-Nivationsschleifen. 36. Sattel. 37. Dejektionskegel (mit der Böschung 25°–38°). 38. Felsstürze. 39. Murenkegel (Böschung unter 25°). 40. Polygetnische, lehmig-steinige Akkumulation. 41. Steinmeere. 42. Frostböden. 43. Moor. 44. Grantenrelief. 45. Muren-Furche.

M. Lukniš: Geomorphologische Karte der Studenovodská dolina in der Hohen Tatra (gezeichnet von I. Kašpárková). Erklärungen: 1. Karenränder, 2. Karenstufen, 3. Rundhöcker, 4. Felsschleusen der Tröge, 5. Nunatak, 6. Grundreste eines vorwürmschen Tröges, 7. Glazialstufen in den Trögen, 8. Seebecken, 9. Moräne W I, 10. Moräne W II., 11. Moräne W III., 12. Stationäre Moränen, 13. Ältere pleistocäne Moräne (Smokovecer Formation), 14. Merkwürdige Blöcke, 15. Schneefelder, 16. Taleinschnitte in den anstehenden Fels., 17. Taleinschnitte im Schutt, 18. Wasserfälle, 19. Riesentöpfe, 20. Rostbraune, altpleistocäne Schutt, 21. Ältere pleistocäne fluvioglaziale Terrassen, 22. Abgleitstufe W I. 23. Urtaal, 24. Vorwürmmoräne, 25. W I. Terasse (20 m rel.), 26. W II. Terasse, 27. W III Terasse, 28. Rezente Talau, 29. Seegrund W I/W II., 30. Seebetten mit Flussakkumulation, 31. Fluvial zerfurchte W I Moräne, 32. Terrassierte W I Moräne, 33. Terrassierte W II Moräne, 34. Schluchten (Sammelbahnen der Lavenen, Muren, manchmal wasserführend), 35. Firn-Nivationsschleifen, 36. Sattel, 37. Dejektionskegel (mit der Böschung 25°–38°), 38. Felsstürze, 39. Murenkegel (Böschung unter 25°), 40. Polygetnische, lehmig-steinige Akkumulation, 41. Steinmeere, 42. Frostböden, 43. Moor, 44. Grantenrelief, 45. Muren-Furche.

systémov puklín zapadajúcich na steny trógov. Najmohutnejšie sú v okolí Kamzika. Zložené sú z mohutných blokov, nepriaznivých pre vývoj súvislého pôdneho krytu, preto sa na ne v lesnom pásme viažu ostrovy kosodreviny.

Periglaciálne zjavy v študovanej oblasti zastupujú blokové švy a mrazové jazvy, ktoré sa vyskytujú na dne väčšiny kotlov, najmä na plochých, vlhkých miestach. Polygonálne pôdy sa vyskytujú na dne Vareškoveho plesa. Dláždené pôdy sú na dne občasného jazierka v kotli Streleckých plies. V súvislosti so zamŕzaním vody v plesách v ich pobrežných častiach, v hĺbkach okolo 1 m vyvinuli sa jazerné prahy; k periglaciálnym zjavom patria rozsiahle kamenné moria, pokrývajúce facetové svahy pod Nosom a pod Lomnickým Štitom.

Chronológia kvartérnych útvarov. Tatry a Popradská kotlina sa vyvinuli ako samostatné povrchové útvary postupne priebehom neogénu a pleistocénu. Ich staršie erózne a akumulčné útvary, ako kvartérne, sú takmer zničené. Za mladopliocénny útvar možno snáď považovať erózny povrch eocénu, kde tento vystupuje spod súvrstvia smokoveckej formácie. Bloky koperšadského kremenca na východ od Peknej Vyhladky budú tiež pravdepodobne zvyškom po akumulácii na úpätí koncom pliocénu alebo v najstaršom pleistocéne. A. R e h m a n n a p o ň o m a j J. P a r t s c h tiež hnedohrdzavú vrstvu zvetraním na báze Smokoveckej série považujú za „preddiluviálnu“. Tu však nie je vylúčené staropleistocénne stárie. Ostatné erózne a akumulčné útvary, počítajúc do toho aj súčasnú polohu, tvar a sutinový kryt facetových plôch, sú pleistocénneho a holocénneho stária.

Na Predhorí Tatier sa od seba nápadne odlišujú stupňom zvetrania a tvarom povrchu morénové uloženy smokoveckej formácie a moréna Christlovej. Podobne sa líšia aj k nim príslušné fluvio-glaciálne terasy (kužele). S. R o t h a F r. D é n e s smokoveckú formáciu nazývajú veľmi široko starou morénou. V. U h l i g všetky sutiny na úpätí označuje ako dilúvium a z toho ako „deutlich erhaltene“ oddeľuje morénu Christlovej. J. P a r t s c h (11) porovnáva smokoveckú formáciu s Ferrettom na úpätí talianskych Álp. Pokladá ju za veľmi včasne glaciálnu („ein hohes frühglaziales Alter“).

E. R o m e r odlišnému stupňu rozkladu sutín neprikladá taký veľký význam ako J. P a r t s c h. Obidve morény časove kladie za sebou, označujúc ich za produkt H-1 a H-2 zaľadnenia (predposledné a posledné zaľadnenie). J. S z a f l a r s k i, ktorý v Tatrách rozlišuje troje zaľadnenie, smokoveckú formáciu a k nej príslušnú, fluvio-glaciálnu terasu pokladá za najstaršiu, t. j. za morénu prvého zaľadnenia.

Nechcel by som sa vysloviť za názor E. Romera, ktorý dostatočne neocenuje ďalekosiahly rozklad a kaolinizáciu morénových sutín smokoveckej formácie. Keď však uvážime, že sa na jej povrchu dosiaľ zreteľne uchovali znaky morénovej topografie, nemožno šmahom jeho názor odmietnuť. Zvyšok morény na konci Lomnického hrebeňa nemožno klásť ďalej ako do R-glaciálu. Už P a r t s c h a potom R o m e r nevyučujú, že v moréne Christlovej môžu sa vyskytovať uloženy dvoch zaľadnení, ktoré diagenetické pochody nedostatočne diferencovali. J. S z a f l a r s k i dokonca uvádza staršie morénové sutiny zo steny lomu pod Mláčkami. Nedostatky v roztriedení a začleňovaní starších sutín bude snáď možno vyplniť ďalšou prácou v susedných oblastiach a dôkladnejším preskúmaním zloženia morény Christlovej.

Svieži materiál morény Christlovej P a r t s c h, R o m e r a S z a f l a r s k i

súhlasne považujú za produkt posledného glaciálu, aj keď ho označujú rozlične. R o m e r ju kladie do svojho H-2 a J. S z a f l a r s k i do svojho III. z a f a d n e n i a. J. P a r t s c h jej vek priamo porovnáva s P e n c k o v ý m „W“ glaciálom, ale vo svojom systéme mladých morén ju označujú rímskou I. Jednotlivé štádiálne morény označuje potom rímskou II, III a IV. Tie porovnáva s P e n c k o v ý m systémom ústupových morén (*Bühl, Gschnitz, a Daun*). Nové poznatky tomuto triedeniu neodporujú, aj keď sa zachované morénové systémy výškovou polohou nezhodujú s údajmi J. P a r t s c h a. Skôr ho podopierajú a umožňujú vierohodnejšie časove paralelizovať a uviesť do vzájomného súvisu všetky erózne a akumulčné, glaciálne a riečne útvary, ako aj útvary svahovej modelácie a umožňujú tak vytvoriť pevnejší podklad pre triedenie würmu v rámci Tatier. Aby sa nevnášal chaos do nomenklatúry, pridrižiam sa teraz používaného rozdeľovania a označovania würmu. Kľúčom pre bližšie zaradenie morénových, fluviálnych a svahových útvarov do W glaciálu je terminálna panva Christlovej. Panva je výtvorom ľadovca zo sklonku vrcholného rozsahu W ľadovca, teda z konca W 1. Za ústupu ľadovca W 1 a po určitý čas v interštádiále W 1/W 2 zaberalo panvu jazero. Vtedy Studený potok zanášal panvu pri ústí hrubými a ďalej od ústia jemnými splaveninami. Už počas W 1/W 2 prerazal odtok morénové hrádze a zarezal sa do dna panvy, čím vznikla 21 m vysoká jazerná terasa. Za W 2 štádiálu v dôsledku zvýšenia prietoku hrubých splavenín vznikla terasa v relat. výške 15 m. Za W 2/W 3 interštádiálu potok prehýbil koryto o 11 m a za W 3 štádiálu sa vytvoril terasový stupeň v relat. výške 4 m nad súčasnou, kamencovou, holocénnou nivou. Takúto časovú následnosť dedukovanú z foriem bude treba potvrdiť induktívne, t. j. analýzou tunajších rašelín.

Vo vrchole fluvioglaciálneho kužela počítame k W 1 terasu, ktorá je tu miestne vyvinutá vo výškach 27—30 m. Vytvoril ju potok nad strmým okrajom morény W 1 jej rozplavením. Je equivalentom 20 m vysokej fluvioglaciálnej terasy pod úpäťm morény W 1. Terasa v relat. výške 14—17 m na rozplavenej moréne prislúcha k W 2. Jej equivalentom pod okrajom morény je 6—7 m terasa. W 3 terasa nemá vo fluvioglaciáli pod morénou zreteľnú obdobu. Nazdávam sa, že jej patrí v holocéne preplavovaná údolná niva, v ktorej sú nad Karpátiou výškové rozdiely rel. do 8 m a pod aKrpátiou 3—4 m. V trogu zodpovedajú W 2 terase morény vo výškach od 1320 do 1460 m a od 1440 do 1580 m. Terasa W 3 zodpovedajú pomerne výrazné, ale plošne slabo rozvinuté čelné morény v Malej Studenej doline vo výške 1619 m. Vo Veľkej Studenej doline po tejto štádiálnej morény zostali len zvyšky. Morény v jednotlivých kotloch sú z konca W 3 glaciálu, prípadne patria už do holocénu (snehové sutinové valy). Dejekčné a murové kužele a strže sa všeobecne pokladajú za holocénny útvar. Nemožno s tým úplne súhlasiť. V dolných častiach trógov začalo ich ukládanie už počas W 1/W 2 a od toho času trvá až dodnes, dnes však v miere rastlinstvom silne stlmenej. V horných častiach trógov začala ich akumulácia za W 2/W 3 a za W 3 a po ústupe ľadovca W 3 štádiálu. V kotloch sú sutinové kužele holocénne.

G e o m o r f o l o g i c k é r a j ó n y. Zoskupenie dnešných foriem reliéfu a stav ich vývoja je výsledkom zoskupovania činiteľov (najmä klímy, štruktúry, tektoniky, rastlinstva) a intenzity vývoja reliéfu v minulosti. Súčasné zoskupenie činiteľov vývoja reliéfu a stavu vývoja reliéfu rozhoduje o zoskupení druhov geomorfologického procesu a o intenzite ich priebehu. So zreteľom na tieto okolnosti podávam rozdelenie študovaného územia na tieto geomorfologické rajóny a subrajóny:



Mapa geomorfologických rajónov oblasti Studenovodskej doliny.

- 1,1—1,4: Tatry, 1,1: rajón skalných hrebeňov, 1,2: rajón kotlov, 1,3: rajón trógov, 1,4: rajón hólneho reliéfu.
 2,1 a 2,2: Predhorie Vysokých Tatier, 2,1: rajón polygenetických úpätných sutín, 2,2: rajón morén.
 3: Popradská kotlina.

Карта геоморфологических районов области Студеноводской долины. 1,1 до 1,4 : Татры, 1,1 : район скалистых хребтов, 1,2 : район каров, 1,3 : район трогов, 1,4 : район рельефа гольцов.

- 2,1 и 2,2 : Предгорье Высоких Татр, 2,1 : район полигенетических подошвенных развалин, 2,2 : район морен.
 3 : Попрадская котлина.

Karte der geomorphologischen Gliederung des Studenovodská dolina-Gebietes.

- 1,1 bis 1,4: Tatra-Gebirge, 1,1: Felsgraten, 1,2: Kare, 1,3: Tröge, 1,4: Almenrelief der Facettenhänge.
 2,1 und 2,2: Tatra-Vorland, 2,1: Gebiet der Fuss-Schuttanhäufung, 2,2: Moränen.
 3: Poprad-Becken.

rajón 1: Tatry: Subrajóny Tatier: 1,1 skalné hrebene, 1,2 glaciálne kotly, 1,3 trógy, 1,4 hladké facetové plochy s hólным reliéfom.

rajón 2: Predhorie Tatier: Subrajóny predhoria Tatier: 2,1 subrajón morén, 2,2 subrajón akumulácie svahových sutín na úpätí.

rajón 3: Popradská kotlina (terasy).

Každý rajón a subrajón má nielen špecifické morfodynamické, ale aj morfografické a morfometrické vlastnosti a charakteristiky. Niektoré z nich majú úplne vlastnosti komplexných územných celkov. Niektoré však pre vytvorenie komplexných území, akých si vyžaduje napr. ochrana prírody TANAP a s ňou úzko súvisiaci rozvoj hospodárstva obce Vysoké Tatry, treba ďalej rozdeliť, a to najmä vzhľadom na ich zmiešaný fyto geografický ráz. Týka sa to subrajónov 1,1, 1,3, a 1,4.

*Katedra fyzickej geografie
Univerzity Komenského, Bratislava*

LITERATÚRA

1. Sonklar, K. A., *Reiseskizzen aus den Alpen und Karpathen*. Wien 1857.
2. Koristka, C., *Die Hohe Tatra in den Central-Karpathen*. Gotha 1864.
3. Roth, S., *Tal und Seebildung in der Hohen Tatra*. Jahrb. d. Ung. Karp. Ver. V. Igló 1878.
4. Kolbenheyer, K., *Die Hohe Tatra*. Teschen 1880.
5. Partsch, J., *Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands*. Breslau 1882.
6. Roth, S., *Die einstigen Gletscher der Vorzeit auf der Südseite der Hohen Tatra*. Földtani közlöny XV, Budapest 1885.
7. Rehm ann, A., *Eine Moränenlandschaft in der Hohen Tatra u. andere Gletscherspuren dieses Gebirges*. Mitt. d. K. K. Geogr. Ges. XXXVI, Wien 1893.
8. Uhlig, V., *Geologie des Tatragebirges I, II, III*. Wien 1897—1899.
9. Dénes, Fr., *Die Geologie des Tatragebirges*. Jahrb. d. Ung. Karp. Ver. XXIX, Igló 1902.
10. Penck, A.—Brückner, Ed., *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig 1901—1909.
11. Lucerna, R., *Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen*. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss., math. naturw. Kl., CXVII. Wien 1908.
12. Holle, A., *Einteilung u. Orometrie des Tatragebirges*. Wien, 1909.
13. Morozewicz, J., *Über die Tatrgranite*. N. Jahrb. f. Min. Beil., 39, 1914.
14. Świd erski, B., *Geneza dolin tatrzańskich*. Przegł. geogr. III. Warszawa, 1922.
15. Partsch, J., *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. Leipzig 1923.
16. Vitásek, Fr., *Naše hory ve věku ledovém*. Praha 1924.
17. Romer, E., *Tatrzańska epoka lodowa*. Lwów 1929.
18. Halicki, B., *Dyluwialne zlodowacenie pn. stoków Tatr.*, Sprawozd. Państw. Inst. Geolog. IV, Warszawa 1930.
19. Schaffer, J.—Stummer, Fr., *Die Formen der Seebecken der Hohen Tatra I, II*. Prag 1930—1931.
20. Andrusov, D.—Kunský, J., *Některé otázky karpatské geomorfologie*. Věstn. stát. geol. úst. RČS IX, Praha 1933.
21. Gadowski, A., *Carte de la morphologie glaciaire du versant N des Monts Tatra*. C. R. du Congrès intern. de géogr. II, Varsovie 1934.
22. Balounová, V., *Předběžná zpráva o výsledcích studia morfologie Studené doliny ve Vysokých Tatrách*, Praha 1935.
23. Szaflarski, J., *Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr*. Kraków 1937.
24. J. Mastalerz i M. Klimaszewscy, *Morfologia glacialna doliny Cichej w Tatrach*. Wiadomości geogr., Kraków 1938.
25. Klimaszewski, M., *Morfologia zamknięcia doliny Białej wody w Tatrach*. Ochrona przyrody, r. 19., Kraków 1950.
26. Michalik, A., *Sprawozdanie z badań w Tatrach Wysokich w okolicy doliny Pięciu stawów polskich*. Geolog. biuletyn informacyjny 2. Warszawa 1952.
27. Kunský, J., *Ke geomorfologii žulového jádra nízkotatranského*. Rozpravy ČSAV, Praha 1953.
28. Andrusov, D.—Kováčik, J., *Zpráva o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier r. 1953 a v rokoch predošlých*. Geologické zprávy, Bratislava 1954.
29. Ksandr, J., *Geomorfologická studie dolin jižního svahu Vysokých Tater*. Rozpravy ČSAV, r. 64, soš. 5, Praha 1954.
30. Mazúr E., *K formám rozpadu hřebeňov v Malej Fatre*. Geogr. časopis, roč. 6, 3—4, Bratislava 1954.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД СТУДЕНОВОДСКОЙ ДОЛИНЫ ВИСОКИХ ТАТР

Студеноводска долина находится на юговосточных склонах Высоких Татр. Она образовалась в течение неогена в связи с поднятием Татр на юге подножий, для которых гранитное ядро было умеренно направлено на эоцен Спишской Котлины. Склон, который образовался из плоскости сброса, был преобразован горными потоками, к которым также принадлежит Студены поток, на систему фацетовых плоскостей. Асимметрическое поднятие причинило, что высочайшие горы наблюдаются на южных развилинах и, что речной и ледниковой эрозией был горный хребет водораздела вдавлен на северозапад. С молодым поднятием южного склона Татр стоит в связи коническая аккумуляция горных осыпей, на подножие, куда случайно попали мощные моренные осыпи.

В нижнем рельефе контрастируют гладкие фацетированные гравитационные склоны передних частей развалин, суживающихся в направлении к высочайшим вершинам и врезанные ледниковые формы долины, суживающиеся в направлении к предгорью в виде воронки. Значение молодых неогеновых поднятий Татр оценивается из высоты фацетовых плоскостей, не менее чем на 1400 м. Гранитный массив, в котором долина углублена, пересекают мылонитовые зоны и трещины с преобладающим направлением h 2,5 до h 4, h 7 до h 9 и h 11. На этих системах трещин и зон разрушенного гранита, образовались через горные хребты отдельные кары, обе главные ветви долины и другие мелкие формы долины. Целая долина разделена на два каровых амфитеатра и на два отдельных трога. Троги соединены в один 140 м конфлюэнционный ступень. Амфитеатр Великой Студеной долины образовался соединением шести каров. Амфитеатр Малой Студеной долины развился из трех каров. Все эти кары имеют по трем каровым площадкам. Часть каровых площадок, прежде всего там где в место бывших гребней между карами, находятся возле трещин хорошо образованные системы бараньих лбов. По трещинам также находятся переглубленные бассейны.

Продольные профили имеют по трем скалистым уступам и на предгорье Татр кончится соединенный трог уступом 120 м высоты, который образовался на контакте гранита и эоценовых сланцев. В поперечном профиле, под скалистыми стенами, показывают оба троги остатки старшего трога в относительной высоте 80—120 м. На подножие горной цепи, под устьем трога, находится обширная территория, в которой резко от себя отличаются, геологически и морфологически, образования двух флювиогляциальных серий. Составной частью более старой флювиогляциальной серии является Смоковецка формация в состав которой входят сильно выветрившиеся гранитные моренные осыпи. О происхождении ее в литературе преобладали различные взгляды. Й. Партч сомневался, что это флювиальное образование, С. Рот, Й. Сзафларски и Улиг сомневались, что это старая морена. Автор установил, не только по составу, но и по ясным остаткам моренной топографии, что это морена, мощность которой приблизительно 45 м, на поверхности сильно полирована перигляциальным геоморфологическим циклом. Вероятно, из подложия ее происходят блоки копершадских кварцевых песчаников, находящиеся при нижних пределах смоковецкой формации. В долине они теперь не находятся. По этому

автор предполагает значительные изменения рельефа Татр и их предгорья и дает три способа объяснения их положения. Подчеркивает прежде всего плиоценовое опускание Спишской котловины вдоль сброса на подножие, и постепенное перемещение реки Поград от предгорья Татр к юговостоку. К старой морене прикладывается ее флювиогляциальный конус, сейчас уже террасовый уступ 45—50 м высокий.

Составной частью флювиогляциальной серии является морена Христловой. Она возникла осциляцией конца ледника в течение WI. Ее флювиогляциальный конус преобразовался в террасу 20 м высоты. В морене можно распознать пояс территории переплавленной отступанием ледника. В красивом терминальном бассейне Христлова было при WI/WII озеро, но уже при WI/WII преобразовалось его дно в террасу, высота которой сейчас уже 21 м. При WII образовалась терраса 15 м высоты и при WIII терраса 4 м. Все они по течению дивергентны. Эта система террас и находится на холме флювиогляциального конуса под преломлением Студеного потока через моренные валы на расплавленной морене при 27—30 м, 14—17 м и 7—8 м относительных высотах. В трогах стадильным террасам соответствуют стадильные морены. В Велкой Студеной долине они расплавлены селевыми потоками и потоком и прикрыты осыпями. Остатки WII морен находятся в 1320—1460 м высотах, и остатки WIII морен в 1580 м. В всячем троге Малой Студеной долины они находятся при 1440—1580 и при 1619 м. Нижние конусы WII морен расплавлены. В карах находятся при высотах от 1880—220 м стационарные морены, соответствующие изолированным фирновым бассейнам. Часть осыпей, которые подобны моренам осыпания накопилась под снеговыми полями и конусами. Гравитационные, селевые конусы осыпания также и мощные скалистые обвалы прикрывают стены и дно трогов и каров. Они не менее чем 400 м высоты. Когда-то преоблало сомнение, что они голоценовые. В нижних частях этих трогов начались образоваться при WI/WII интерстадиала. Только в карах они чисто голоценовые. Гладкие гравитационные склоны фацет прикрыты громадными перигляциальными каменными морями. В карах находятся морозовые трещины, свидетельствующие о рецентной конгелифракции. В побережных поясах донья озёр замерзанием образовали озерные пороги. Выли также установлены рецентные полигональные и подстиляющие породы на мелком дне озёр.

Из словацкого Л. Микушка

Michal Lukniš

GEOMORPHOLOGIE UND QUARTÄR DER STUDENOVODSKÁ DOLINA IN DER TATRA

Die Studenovodská dolina befindet sich am Südhänge der Hohen Tatra. Sie entwickelte sich im Laufe des Neogens und im Pleistocän im Zusammenhang mit der Hebung der Tatra längs einer Bruchverwerfung am Südfusse, wonach der Granitkern mässig auf das Eocän des Zipser Kessels aufgeschoben wurde. Der Hang, welcher aus der Bruchfläche entstand, wurde durch die Wasserläufe, zu denen auch der Studený potok gehört, zu einem System von Facettenflächen umgebildet. Die assymetrische

Hebung der Tatra verursachte, dass die höchsten Gipfel auf den südlichen Kammästen vorkommen und dass die Wasserscheide durch die fluviatile und glaziale regressive Erosion gegen Nordwest verdrängt wurde. Mit der jungen Hebung der Südabdachung der Tatra steht die Kegelakkumulation des Schuttmaterials am Gebirgssusse in Verbindung, wohin durch günstiges Zusammentreffen auch der mächtige Moränenschutt abgelagert wurde.

Im heutigen Relief kontrastieren die glatten, facettierten Gravitationshänge der vorderen Teile der Kammscheiden, welche gegen die höchsten Gipfel hin schmaler werden, mit den glazial ausgeräumten Formen des Tales, welches sich in der Richtung des Gebirgssusses trichterförmig verengert. Die Höhe der jungen neogenen Hebungen der Tatra wird nach der Höhe der Facettenflächen mindestens auf 1400 m geschätzt. Das Granitmassiv, in welchem das Tal ausgehoben ist, wird von Mylonit-Zonen- und Spalten mit den vorherrschenden Richtungen $h\ 2,5$ bis $h\ 4$, $h\ 7$ und $h\ 11$ durchquert. Auf diesen Systemen von Spalten und Zonen des zerbröckelten Gesteins entwickelten sich Sattel durch die Kämme, einzelne Kare, die beiden Hauptzweige des Tales und andere kleine Tal- und Kamm-Formen. Das ganze Tal ist in zwei Kar-Amphiteater und zwei von diesen ausdrucksvoll abgetrennte Tröge geteilt. Die Gletschertröge vereinigen sich durch eine 140 m hohe Konfluenzstufe. Das Amphiteater der Veľká Studená dolina hat sich aus sechs Karen und das Amphiteater der Malá Studená dolina aus drei Karen entwickelt. Ein jeder dieser Kare hat drei Plattformen. Ein Teil der Karenplattformen, besonders dort, wo sie an der Stelle der ehemaligen Querwände zwischen den Karen entwickelt sind, hat längs der Spalten schön entwickelte Rundhöckersysteme. Nach den Spalten wurden auch Seebecken ausgeräumt. Die Längsprofile der Gletschertröge haben je drei Felsstufen und am Fusse der Tatra endet der vereinigte Trog durch eine 120 m hohe Stufe, die sich am Kontakt des Granits mit den eocänen Schiefen entwickelt hat. Im Querprofil zeigen beide Tröge unter den Felswänden die erhaltenen Reste des Grundes eines älteren Troges in der relativen Höhe von 80—120 m. Am Gebirgssusse, unter der Einmündung des Gletschertroges erstreckt sich ein ausgebreitetes Gebiet, in welchem man die geologisch und morphologisch scharf voneinander abgetrennten Bildungen zweier fluvioglazialer Serien beobachten kann. Ein Bestandteil der älteren fluvioglazialen Serie ist die Smokovecer Formation, die aus stark verwittertem Granit-Moränenschutt besteht. Über ihren Ursprung ist die Literatur nicht einig: J. P a r t s c h betrachtete sie als fluviatile Bildung, S. R o t h, J. S z a f l a r s k i und V. U h l i g als alte Moräne. Der Autor stellte nach der Zusammensetzung, aber auch nach offensichtlichen Resten der Moräentopographie fest, dass es eine 45 m starke dicke Moräne sein dürfte, welche an der Oberfläche durch einen periglazialen geomorphologischen Zyklus stark ausgeglichen wurde. Wahrscheinlich stammen aus ihren Liegenden die Blöcke des Koperschader Quarzites, welche sich bei der unteren Abgrenzung der Smokovecer Formation befinden. Im Tale kommen sie heute nicht vor. Darum setzt der Autor beträchtliche Veränderungen der Reliefe und des Fusses der Tatra voraus und gibt dreierlei Erklärungen ihrer Lage. Er betont besonders eine grössere jungpliocäne Senkung des Zipser Kessels längs des Bruches am Fusse und dann eine allmähliche Verlegung des Flusses Poprad vom Fusse der Tatra gegen Südosten. An die alte Moräne schliesst sich ihr ein fluvioglazialer Kegel an, heute eine 45 bis 50 m hohe Terrassenstufe.

Ein Bestandteil der jüngeren fluvioglazialen Serie ist die Moräne der Christlová. Sie ist das Werk der Oszillation des Gletschern des zur Zeit W 1. Ihr fluvioglazialer Kegel ist in eine hohe Terrasse umgewandelt. In der Moräne kann man einen vom Gletscherbach übergeschwemmten Streifen unterscheiden. Im herrlichen Terminalbecken Christlová war zur Zeit W 1 W 2 ein See. Aber schon während W 1 W 2 verwandelte sich sein Grund in eine Terrasse, die heute 21 m hoch ist. Zur Zeit W 2 entwickelte sich in dem Becken eine 15 m Terrasse und zu W 3 eine 4 m Terrasse. Alle divergieren in der Richtung des Baches. Dieses Terrassensystem ist auch im Gipfel des fluvioglazialen Kegels unter dem Durchbruch des Studený potok durch die Moränen-

wälle auf der zerfließenden Moräne in den Höhen 27—30 m, 14—17 m und 7—8 m rel. In den Trögen entsprechen den stadialen Terrassen stadiale Moränen. In der Veľká Studená dolina sind sie durch Muren und durch den Bach aufgeschwemmt und durch Schutt verdeckt. Die Reste der W 2 Moränen sind hier in den Höhen 1320 bis 1460 m und die Reste der W 3 Moränen in der Höhe 1580 m ü. d. m. In dem Troge der Malá Studená dolina sind sie in den Höhen 1440 m bis 1580 m und in der Höhe 1619 m. Die unteren Enden der W 2 Moränen sind aufgeschwämmt. In den Karen sind in den Höhen von 1880 bis 2200 m stationäre Moränen, die isolierten Firnmulden entsprechen. Ein Teil der moränenähnlichen Schuttfelder sammelten sich unter den Schneefeldern und Schuttkegeln an. Die Schutt- und Muren-Gravitationskegel, sowohl wie die mächtig entwickelten Felsstürze bedecken die Wände und Böden der Tröge und Kare. Sie sind bis 400 m hoch. Sie wurden als holocän betrachtet. In den niedrigeren Teilen der Tröge begannen sie sich während W 1/W 2 des Interstadiales zu entwickeln. Nur in den Karen sind sie rein holocän. Die glatten Gravitationshänge der Facetten werden von mächtigen periglazialen Felsmeeren bedeckt. In den Karen kommen Frostspalten vor, die von einer starken recenten Kongelifraktion zeugen. In den Uferstreifen des Grundes der Seen haben sich durch gefrieren auffällige Seeschwellen gebildet. Es wurden recente polygonale Böden am seichten Grunde der Seen festgestellt. Abschließend grenzt der Autor im Rahmen des Studierten Gebietes drei Landschaften und einige Teillandschaften ab. Sie sind in einer Karte im Texte verzeichnet.

Aus dem slowakischen Text *Vlasta Dlabáčová*

JOZEF KVITKOVIČ

GEOMORFOLOGICKÉ POMERY JUHOVÝCHODNEJ ČASTI POTISKEJ NÍŽINY

V letných mesiacoch r. 1953 a čiastočne r. 1954 som robil geomorfologické mapovanie juhovýchodnej časti Potiskej nížiny. Do terénu ma uviedol doc. dr. L u k n i š, ktorý aj počas spracovania materiálu mi poskytoval cenné rady metodologického i vecného rázu, za čo mu srdečne ďakujem.

Študované územia ohraničujú zo S a SZ dolné toky zdrojnic Bodrogu, a to Uh, Laborec a Latorica. Od sútoku Latorice s Ondavou západné obmedzenie tvorí Bodrog. Na J a V študované územie siaha k št. hraniciam. Uvedené územie je takmer plochou nížinou s nepatrným sklonom k juhu. Presnejšie možno v ňom vyhraničiť tieto jednotky: andezitové ostrovy, pieskové presypy, staršiu holocénnu nivu a mladšie agradačné valy.

Andezitové ostrovy z Potiskej nížiny vystupujú na prvý pohľad morfológicky veľmi výrazne, dosahujúc rel. výšky v rozmedzí 50—180 m.

Pieskové presypy sa nachádzajú viac-menej rozšírené po celej ohraničenej oblasti. Dosahujú 4—49 m rel. výšky. Priemerná rel. výška pieskových útvarov sa pohybuje okolo 10 m.

Agradačné valy vytvorené činnosťou riek, agradáciou transportovaného materiálu, morfológicky vyčnievajú 0,5—4 m nad staršiu holocénnu nivu. Prechod staršej holocénnej nivy do mladších agradačných valov je niekde zreteľný, inde nevýrazný. Starší agradačný val nachádzame pozdĺž niekdajšieho Uhu a mladší pozdĺž niekdajšieho smeru Tisy.

Literatúra, týkajúca sa bezprostredne juhovýchodnej časti Potiskej nížiny, je