

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Študijný program: Geografie
Študijný odbor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Peter Mida

Glaciálna modelácia karov a stratigrafia morén Vysokých Tatier
Glacial modelation of cirques and stratigraphy of moraines in the High Tatras

Diplomová práca

Vedúci diplomovej práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha, 2011

Zadání diplomové práce

Název práce

Glaciální modelace karů a stratigrafie morén Vysokých Tater

Cíle práce

Cílem práce je definovat stupeň glaciální modelace karů a stanovení počtu glaciálů na základě relativního datování morén.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše odpovídající odborné literatury; GIS morfometrické analýzy nad DEM; terénní průzkum: geomorfologické mapování, určení stupně zvětrání povrchu morénových bloků mj. pomocí schmidt-hammer testu; vymezení karů a jejich částí; stanovení morfometrických charakteristik karů; určení hodnoty k pro studované kary (sensu Haynes, 1968); klasifikace karů; statistické vyhodnocení S-H testu; vizualizace výsledků formou map.

Zájmové území: Vysoké Tatry

Datové zdroje: vlastní měření, DEM studovaného území.

Datum zadání:

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

Podpis vedoucího katedry:

Prehlásenie

Prehlasujem, že som predkladanú diplomovú prácu spracoval samostatne a že som uviedol všetky použité informačné zdroje a literatúru. Táto práca ani jej podstatná časť nebola predložená k získaniu iného alebo rovnakého akademického titulu.

V Prahe, 25.4.2011

.....
Peter Mida

Týmto by som rád by poďakoval predovšetkým svojmu školiteľovi RNDr. Markovi Křížkovi, Ph.D. za poskytnutie cenných odborných rád, postrehov a nápadov a taktiež za trpezlivosť a čas venovaný konzultáciám. Moja vďaka taktiež patrí RNDr. Kláre Vočadlovej za odborné konzultácie. Táto práca je podporovaná ako súčasť projektu GAČR (P209/10/0519): "Paleogeografická rekonstrukce ústupové fáze kvartérního horského zalednění v Českém masívu" a týmto by som chcel garantom vyjadriť moju vďačnosť. Ďakujem aj mojim rodičom, ktorí mi štúdium geografie umožnili a tiež za ich podporu a trpezlivosť.

Abstrakt

Predkladaná diplomová práca sa zaoberá geomorfologickou analýzou vybraných tvarov reliéfu Vysokých Tatier, ktoré v tejto oblasti vznikli ako dôsledok kvartérneho horského zaľadnenia. V skúmanej oblasti sú dokladované stopy po troch posledných zaľadneniach (mindel, riss a würm), prítomnosť starších zaľadnení (biber, donau a günz) je preukázateľná zložitejšie. Cieľom práce je definovať stupeň glaciálnej modelácie erózných foriem - karov a na základe relatívneho datovania morén určiť počet glaciálov resp. štádiálnych oscilácií ľadovcov v rámci posledného zaľadnenia. Dohromady bolo analyzovaných 122 karov, ktoré je možné rozdeliť na 4 typy: jednoduchý kar, záverový kar, medzistupňový kar a najvyšší kar. Použité morfometrické charakteristiky sú konzistentné s charakteristikami použitými v iných podobných štúdiách. Hodnoty koeficientu k , ktorý vyjadruje mieru prehĺbenia karu a je závislý na vedení profilu karom a pozícii päty karovej steny, sa pohybujú v rozmedzí 0,503 - 1,951. Výsledky morfometrickej analýzy karov poukazujú okrem iného na to, že kary severnej úboče Vysokých Tatier predstavujú v porovnaní s karmi južnej úboče viac vyvinuté tvary glaciálnej erózie a počas pleistocénu tak prekonal intenzívnejšie a/alebo dlhšie trvajúce zaľadnenie. Determinujúci vplyv na vznik a priebeh zaľadnenia vo Vysokých Tatrách mali špecifické rysy reliéfu (príslušnosť karu/ľadovca k úboči pohoria, morfológia dolín, preglaciálny reliéf). Pre prevedenie Schmidt Hammer (SH) testu ako nástroja pre relatívne datovanie veku glaciálnych sedimentov boli vybrané morény v Batizovskej a Velickej doline. Podľa výsledkov SH testu boli v Batizovskej doline zistené štyri zreteľne odlišiteľné typy morénových akumulácií, vo Velickej doline je možné rozlíšiť päť typov morénových akumulácií. Na základe výsledkov SH testu od seba nie je možné odlíšiť morény štádiálov B a C (sensu Lukniš, 1968).

klúčové slová: zaľadnenie, kar, morfometria, Schmidt Hammer, Vysoké Tatry

Abstract

The submitted diploma thesis is concerned with the geomorphological analysis of specific landforms in the High Tatras which are the result of its Quaternary mountain glaciation. The traces of the last three glacials (Mindel, Riss and Würm) are well documented in the studied area. The presence of the Early Pleistocene glaciations (Biber, Donau, Günz) is more difficult to prove. The aim of this thesis is 1) to define the rate of glacial shaping of glacial erosional landforms - cirques; 2) to determine the number of glacials or stadial oscillations of glaciers on the basis of relative dating of moraines during the Last Glaciation. A total number of 122 cirques were analysed. Cirques were classified as follows: simple cirque, termination cirque, stepped cirque and highest cirque. Morphometric characteristics that were implemented are consistent with other studies (e. g. Federici & Spagnollo, 2004, García-Ruiz et al., 2000). A degree of glacial overdeepening of a cirque was quantified by use of k coefficient which is derived from k -curve (sensu Haynes, 1968). Value of k coefficient depends on profile location and cirque headwall foot location. Range of values of k coefficient for the cirques in High Tatras is between 0,503 and 1,951. Based on morphometric analysis the northern mountainside cirques are more developed than the southern mountainside ones. Thus, cirques of northern mountainside overcame more intensive and/or longer lasting glaciation during the Pleistocene. Specific shaping of the relief of the High Tatras (different morphology of southern and northern mountainside, morphology of valleys, preglacial relief) was the most determinative factor in formation and course of glaciation. Moraines in Batizovská dolina Valley and Velická dolina Valley were chosen for application of Schmidt Hammer test which represents a tool for the relative dating of glacial sediments. Based on the results of Schmidt Hammer test, there were recognized four different types of moraines in the Batizovská dolina Valley and five different types of moraines in the Velická dolina Valley. Schmidt Hammer test was unable to distinguish moraines of stadials B and C (sensu Lukniš, 1968).

key words: glaciation, cirque, morphometry, Schmidt Hammer, High Tatras

OBSAH

1. ÚVOD	15
1.1. Cieľ práce	16
1.2. Štruktúra práce	16
2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA	17
2.1. Vymedzenie územia a poloha.....	17
2.2. Geologické pomery	18
2.2.1. Geologická stavba	18
2.2.2. Petrológia.....	20
2.2.3. Geologický vývoj	21
2.2.4. Tektonika.....	22
2.2.5. Geologické pomery Batizovskej a Velickej doliny	23
2.3. Geomorfológia.....	23
2.3.1. Geomorfologické pomery Batizovskej a Velickej doliny	29
2.4. Klíma.....	31
2.5. Hydrologické pomery.....	36
2.6. Pôdny kryt	41
2.7. Flóra a fauna.....	42
2.7.1. Flóra.....	44
2.7.2. Fauna	45
3. ZAĽADNENIE VYSOKÝCH TATIER	47
3.1. Glaciálne a niválne tvary reliéfu	47
3.1.1. Tvary glaciálnej a glaciofluviálnej erózie	47
3.1.1.1. <i>Kary</i>	49
3.1.2. . Tvary glaciálnej a glaciofluviálnej akumulácie.....	54
3.1.2.1. <i>Morény</i>	55
3.1.3. Neskorowürmské až holocénne akumulácie.....	58
3.1.4. Firnoviská, snehové polia a permafrost Vysokých Tatier	60
3.2. Poznatky o pleistocénnom zaľadnení Vysokých Tatier	64
3.2.1. Vývoj názorov na zaľadnenie Vysokých Tatier	64
3.2.2. Staršie zaľadnenia (predwürmské)	65
3.2.3. Posledné zaľadnenie (würm)	70
3.2.4. Syntéza názorov na zaľadnenie Vysokých Tatier.....	77

4. POUŽITÉ METÓDY	81
4.1. Prípravné práce	81
4.2. Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov	81
4.3. Terénne práce	95
4.4. Štatistické spracovanie dát	97
5. VÝSLEDKY	100
5.1. Morfometrická analýza karov Vysokých Tatier	100
5.1.1. Základné popisné štatistiky	100
5.1.2. Vzťah veľkosti a tvaru karov	103
5.1.3. Vzťah nadmorskej výšky a morfometrických charakteristík karov	105
5.1.4. Vzťah expozície a morfometrických charakteristík karov	110
5.1.5. Vplyv parametra Úboč na morfológiu karov	115
5.1.6. Vplyv geológie na morfológiu karov	121
5.1.7. Odlišnosti v morfológii karov podľa typu karu	122
5.1.8. Vzťah k-krivky, environmentálnych faktorov prostredia a ostatných morfometrických charakteristík	126
5.2. Relatívne datovanie morén Vysokých Tatier	132
6. DISKUSIA	139
6.1. Morfometrická analýza karov Vysokých Tatier	139
6.1.1. Morfometria a morfológia karov	139
6.1.2. Vzťah morfometrie karov a environmentálnych faktorov prostredia	143
6.1.3. Triedenie karov do skupín podľa environmentálnych faktorov prostredia	149
6.1.3.1. <i>Triedenie karov do skupín podľa nadmorskej výšky a expozície</i>	151
6.1.3.2. <i>Triedenie karov do skupín podľa úboče a typu karu</i>	152
6.1.3.3. <i>Triedenie karov do skupín podľa stupňa prehĺbenia</i>	155
6.2. Relatívne datovanie morén Vysokých Tatier	156
7. ZÁVER	163
ZDROJE A POUŽITÁ LITERATÚRA	166

ZOZNAM OBRÁZKOV

Obr. 2.1: Rozdelenie a hranice Východných Tatier.	18
Obr. 2.2: Schematická geologická mapa Tatier a okolia.	19
Obr. 2.3: Minerálne zloženie tatranských granodioritov a kryštalickej bridlic.	20
Obr. 2.4: Zjednodušená geometria podtatranského zlomu a jeho okolia	22
Obr. 2.5: Západná stena Lomnického štítu s pásmami zvislých hladkých platní.	25
Obr. 2.6: Lokality výskytu štruktúrnych pôd a vegetačných mrazových pôdnych foriem Vysokých Tatier.	29
Obr. 2.7: Pozdĺžne profily Batizovskou a Velickou dolinou.	30
Obr. 2.8: Priečne profily Batizovskou a Velickou dolinou a ich lokalizácia v teréne.	32
Obr. 2.9: Klimatické charakteristiky - Skalnaté pleso.	34
Obr. 2.10: Klimatické charakteristiky - Kasprovy Wierch.	34
Obr. 2.11: Klimatické charakteristiky - Lomnický štít.	35
Obr. 2.12: Belá v Podbanskom - priemerné mesačné hodnoty prietoku.	37
Obr. 2.13: Vodopád Skok.	38
Obr. 2.14: Riečna sieť a plesá Vysokých Tatier.	40
Obr. 2.15: Pôdny kryt Vysokých Tatier.	42
Obr. 2.16: Rekonštrukcia zmien krajiny Vysokých Tatier na konci pleistocénu a počas holocénu.	45
Obr. 3.1: Ľadovcom vyhladená plocha skalného podložia pri Téryho chate na skalnom stupni v Kotline Piaticich Spišských plies.	47
Obr. 3.2: Alpínsky reliéf Vysokých Tatier.	49
Obr. 3.3: Kar Dračieho plesa.	50
Obr. 3.4: Idealizovaný model vývoja karu v priebehu času pre oblasť pohoria Ben Ohau Range (Nový Zéland).	53
Obr. 3.5: Tvary glaciálnej erózie, postglaciálnej akumulácie a súčasný výskyt firnovísk, snežníkov a permafrostu Vysokých Tatier.	63
Obr. 3.6: Morény starších zaľadnení.	71

Obr. 3.7: Nadmorská výška ELA a stredné výšky koncových morén v jednotlivých etapách würmu a na začiatku holocénu v závislosti od úboče pohoria	73
Obr. 3.8: Nadmorská výška koncov splazov vysokotatranských ľadovcov vybraných dolín v čase vrcholenia posledného zaľadnenia	74
Obr. 3.9: Dĺžky splazov ľadovcov Vysokých Tatier	76
Obr. 3.10: Zaľadnenie Vysokých Tatier v pleistocéne a oscilácie ľadovcov vo würme	78
Obr. 4.1: Vymedzenie karov Vysokých Tatier	83
Obr. 4.2: Princíp určovania expozície karu.	84
Obr. 4.3: Histogram hodnôt <i>MIN</i>	86
Obr. 4.4: Príklad dvojitej kaskády karov v údolnom závère Zlomiskovej doliny a príklad zloženého karu Kotliny Žabích plies spolu s vyznačením jednotlivých typov karu	87
Obr. 4.5: Zisťované morfometrické charakteristiky karov Vysokých Tatier na príklade karu Havrovskej dolinky	89
Obr. 4.6: Ideálne <i>k</i> -krivky s naznačenými hodnotami koeficientu <i>k</i>	92
Obr. 4.7: Určovanie hodnôt koeficientu <i>k</i>	94
Obr. 4.8: Priebeh funkcie <i>k</i> -krivky.....	93
Obr. 4.9: Polohy kamenných blokov, na ktorých bol prevedený SH test.....	96
Obr. 4.10: Meranie dĺžok osí blokov	96
Obr. 4.11: Stupnica ostrohrannosti (zaoblenosti) bloku.	97
Obr. 5.1: Závislosť <i>H</i> , <i>L</i> a <i>W</i> na veľkosti karu (<i>V</i>)	104
Obr. 5.2: Podiel rozlohy karov na ploche územia, ktoré zaberajú jednotlivé výškové kategórie a podiel plochy výškových kategórií na celom záujmovom území.	105
Obr. 5.3: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných	108
Obr. 5.4: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé výškové kategórie	108
Obr. 5.5: Početnosť karov v jednotlivých kategóriách expozície.....	110
Obr. 5.6: Podiel rozlohy karov na ploche územia, ktoré zaberajú jednotlivé kategórie expozície a podiel plochy kategórií expozície na celom záujmovom území.	111

Obr. 5.7: Výsledky analýzy rozptylu zobrazujúce rozdiely v ukazovateľoch nadmorskej výšky karov podľa jednotlivých kategórií expozície.....	112
Obr. 5.8: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných	113
Obr. 5.9: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé kategórie expozície.....	114
Obr. 5.10: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných	118
Obr. 5.11: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé kategórie parametra Úboč	119
Obr. 5.12: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných	124
Obr. 5.13: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé typy karov.....	125
Obr. 5.14: Stromový diagram znázorňujúci výsledky analýzy zhukov pre kary Vysokých Tatier podľa stupňa ich prehĺbenia.....	128
Obr. 5.15: Polohy kamenných blokov a vyznačenie jednotlivých lokalít, na ktorých bol prevedený SH test.....	134
Obr. 5.16: Výsledky analýzy rozptylu zobrazujúce rozdiely v priemeroch R hodnôt medzi lokalitami v Batizovskej a Velickej doline.....	135
Obr. 6.1: Príklady kalibračných kriviek pre R hodnoty vrátane rovníc regresných závislostí	157
Obr. 6.2: Stratigrafia morén Batizovskej a Velickej doliny založená na výsledkoch SH testu	160

ZOZNAM TABULIEK

Tabuľka 2.1: Klasifikácia štruktúrnych pôd podľa genetického a morfológického hľadiska.....	27
Tabuľka 2.2: Tepelné charakteristiky vybraných staníc Vysokých Tatier.....	35
Tabuľka 2.3: Klimatické charakteristiky Vysokých Tatier za obdobie 1951-1970.....	36
Tabuľka 2.4: Charakteristiky vybraných vodných tokov Vysokých Tatier.....	37
Tabuľka 2.5: Charakteristiky najväčších slovenských a poľských plies.	39
Tabuľka 2.6: Pôdne typy Vysokých Tatier a priľahlých oblastí.....	43

Tabuľka 3.1: Štíty typu matterhorn, nunataky, firnoviská a permafrost Vysokých Tatier	62
Tabuľka 3.2: Lokality výskytu zlomísk a doliny podľa objemu úsypísk	62
Tabuľka 3.3: Perénne snehové polia (snežníky) Vysokých Tatier	63
Tabuľka 3.4: Prehľad najdôležitejších autorov a ich prác o pleistocénnom zaľadnení Tatier	66
Tabuľka 3.5: Korelácia nomenklatúr glaciálov v Európe	67
Tabuľka 3.6: Členenie posledného zaľadnenia Vysokých Tatier a paralelizácia s členením v Alpách a v Strednej Európe	70
Tab. 3.7: Paralelizácia fáz posledného zaľadnenia v Tatrách, Alpách, Južných Karpatoch a v Strednej Európe	72
Tabuľka 3.8: Kvantitatívne charakteristiky ľadovcov Vysokých Tatier	75
Tabuľka 3.9: Charakteristiky Bielovodského ľadovca podľa jednotlivých autorov	76
Tabuľka 5.1: Základné popisné štatistiky pre jednotlivé morfometrické charakteristiky karov Vysokých Tatier	100
Tabuľka 5.2: Korelačná matica - hodnoty Pearsonovho korelačného koeficientu (r) medzi jednotlivými morfometrickými charakteristikami	102
Tabuľka 5.3: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík a index rozmiestnenia pre jednotlivé kategórie nadmorskej výšky	106
Tabuľka 5.4: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady	109
Tabuľka 5.5: Priradenie karov k jednotlivým výškovým pásmam podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou	109
Tabuľka 5.6: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík a index rozmiestnenia pre jednotlivé kategórie expozície	112
Tabuľka 5.7: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady	115
Tabuľka 5.8: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám expozície podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou	115
Tabuľka 5.9: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie parametra Úboč	116

Tabuľka 5.10: Signifikantné rozdiely v priemeroch morfometrických charakteristík na hladine významnosti $p=0,05$ % medzi kategóriami parametra Úboč	117
Tabuľka 5.11: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady.	119
Tabuľka 5.12: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám parametra Úboč podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou	119
Tabuľka 5.13: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady.	120
Tabuľka 5.14: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie parametra Geológia.....	121
Tabuľka 5.15: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé typy karu.....	122
Tabuľka 5.16: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady.	126
Tabuľka 5.17: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám typu karu podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou.	126
Tabuľka 5.18: Vybrané popisné štatistiky jednotlivých koeficientov k pre kategórie karov vymedzených na základe výsledku analýzy zhlukov.	127
Tabuľka 5.19: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie karov podľa stupňa prehĺbenia.	129
Tabuľka 5.20: Signifikantné rozdiely v priemeroch morfometrických charakteristík na hladine významnosti $p=0,05$ % medzi kategóriami A a B resp. A a C.	129
Tabuľka 5.21: Priemerné hodnoty koeficientov k pre kategórie jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia.	131
Tabuľka 5.22: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady.	131
Tabuľka 5.23: Porovnanie úspešností klasifikácií do kategórií jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia podľa jadra morfometrických charakteristík a podľa hodnôt koeficientov k (prehĺbenie karu).	132
Tabuľka 5.24: Priemerné hodnoty, medián a smerodajná odchýlka R hodnôt pre jednotlivé lokality v Batizovskej doline.	133

Tabuľka 5.25: Priemerné hodnoty, medián a smerodajná odchýlka R hodnôt pre jednotlivé lokality vo Velickej doline	133
Tabuľka 5.26: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami v Batizovskej doline.	135
Tabuľka 5.27: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami vo Velickej doline.....	136
Tabuľka 5.28: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami v Batizovskej a Velickej doline.....	137
Tabuľka 6.1: Porovnanie morfometrických charakteristík (H , L , W , L/H a $2D$ A - plocha) karov vo vybraných pohoriach	140
Tabuľka 6.2: Vybrané morfometrické charakteristiky a koeficienty k karov Batizovskej a Velickej doliny.....	161

1. ÚVOD

Predkladaná diplomová práca sa zaoberá geomorfologickou analýzou vybraných tvarov reliéfu Vysokých Tatier, ktoré v tejto oblasti vznikli ako dôsledok kvartérneho horského zaľadnenia. S problematikou vysokotatranských glaciálov sa odborná verejnosť začala zaoberať v 19. storočí, prevažná väčšina prác bola publikovaná v 20. storočí a daná problematika je predmetom bádania aj dnes. Konkrétnym indikátorom poukazujúcim na intenzitu, rozsah a časové trvanie horského zaľadnenia môže byť jedna z foriem ľadovcovej erózie - kar, na druhej strane je tiež možné analyzovať formy ľadovcovej akumulácie - morény.

Kary Vysokých Tatier zohrávali dôležitú úlohu pri vzniku horského zaľadnenia, pretože fungovali ako primárne oblasti vzniku ľadovcov - každý údolný ľadovec svoj vývoj začal a ukončil v oblasti karu. Kary sú tak podstatným a zároveň najčastejšie zastúpeným glaciálnym eróznym tvarom alpínskeho reliéfu Vysokých Tatier a práve uvedený fakt rozhodol o tom, že táto práca je zameraná na ich geomorfologickú analýzu. Naopak, morény predstavujú najtypickejšiu formu glaciálnej akumulácie, pričom v južnom predpolí Vysokých Tatier po sebe pleistocénne ľadovce zanechali pestrú morénovú krajinu. Práve výskyt morénových valov vytvorených počas viacerých oscilácií ľadovcov ponúka dobré možnosti pre ich bližšie časové zaradenie a rozlíšenie, čo bolo hlavným dôvodom pre ich spracovanie v tejto práci.

Geomorfologická analýza uvedených tvarov a následné spracovanie získaných údajov pomocou moderných štatistických metód umožňujú exaktnú, matematicky podloženú klasifikáciu jednotlivých prvkov celého súboru dát a tiež kvantifikáciu vzťahov medzi týmito prvkami navzájom. Porovnanie získaných výsledkov s prácami, ktoré sa podobnou problematikou zaoberali v iných vysokohorských oblastiach, umožňuje vysloviť závery poukazujúce na vývoj a zmeny reliéfu a krajiny počas kvartéru, prípadne vysloviť rozdiely a špecifiká charakteristické pre Vysoké Tatry vyplývajúce z ich geografickej polohy. Poznanie glaciálnej histórie Vysokých Tatier je tak dôležitým indikátorom, ktorý naznačuje paleoklimatické zmeny a pomery v oblasti strednej Európy počas pleistocénu a tým pádom je dôležitý aj pre odhad vývoja klímy v budúcnosti. Uvedená skutočnosť bola jedným z hlavných faktorov, ktoré rozhodli o spracovaní témy glaciálnej činnosti vo Vysokých Tatrách.

1.1 Cieľ práce

Cieľom práce je definovať stupeň glaciálnej modelácie erózných foriem - karov a na základe relatívneho datovania morén určiť počet glaciálov resp. štádiálnych oscilácií ľadovcov v rámci posledného zaľadnenia.

Jednotlivé čiastkové úlohy a pracovné hypotézy, na ktoré sa táto práca pokúsi v závere zodpovedať, sú:

- poskytnúť morfometrickú a morfológickú analýzu vysokotatranských karov
- vyhodnotiť vzťahy medzi environmentálnymi faktormi (nadmorská výška, orientácia voči svetovým stranám, geológia) a morfometrickými charakteristikami karov, potvrdiť/vyvrátiť dominanciu jedného z týchto faktorov
- potvrdiť/vyvrátiť hypotézu o asymetrii zaľadnenia (severná vs. južná úboč)
- poskytnúť hodnoty relatívneho datovania morénových akumulácií vybraných lokalít založené na datovaní tvrdomerným kladivom (Schmidt Hammer) a potvrdiť/vyvrátiť zhodu týchto výsledkov s výsledkami publikovanými v staršej literatúre

1.2 Štruktúra práce

V úvodnej časti práce je vymedzené územie a poloha Vysokých Tatier spoločne s fyzickogeografickou charakteristikou jednotlivých geosfér. Následne je podaný prehľad o tvaroch vzniknutých v dôsledku glaciálnej modelácie Vysokých Tatier a súhrn poznatkov o kvartérnom zaľadnení pohoria (rešerš literatúry). Hlavná časť práce začína popisom použitých metód zberu a spracovania dát, následne sú uvedené dosiahnuté výsledky. Dôležitú časť práce predstavuje diskusia, v ktorej sú naznačené odlišnosti/podobnosti zistených výsledkov s literatúrou a vyslovené názory autora na danú problematiku. V závere sú zhrnuté najdôležitejšie získané poznatky.

2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

2.1 Vymedzenie územia a poloha

Tatry sú výraznou dominantou najsevernejšieho výbežku karpatského oblúka a kvôli ich nadmorskej výške a faktu, že počas pleistocénu boli pod vplyvom viacerých cyklov zaľadnení, je možné ich klasifikovať ako pohorie alpínskeho typu. Tatranský masív má podľa Klimaszewského (1988) dĺžku 53 km a šírku 18,5 km a takto zaujíma povrch približne 750 km², z toho 600 km² pripadá na slovenské Tatry a zvyšok na poľskú časť. Maximálna nadmorská výška je dosiahnutá Gerlachovským štítom (2655 m n. m.), ktorý predstavuje najvyšší bod celých Karpát.

Lukniš (1973) delí Tatry na dva rovnocenné celky - Západné Tatry a Východné Tatry, pričom Východné Tatry sa rozdeľujú na Vysoké a Belianske, príp. Belanské. Z pohľadu poľskej strany rozdeľuje Klimaszewski (1988) Poľské Tatry na Tatry Západné, Tatry Vysoké, Belianske Tatry a tzv. Tatry Reglowe - Vápencové Tatry, nachádzajúce sa v severnej časti Poľských Tatier.

Orografickú hranicu medzi Východné a Západné Tatry kladie Lukniš (1973) do Kôprovej doliny, na sedlo Závory, Laliové sedlo a do Doliny Suchej Wody (Obr. 2.1), naopak najvýchodnejší koniec Východných Tatier tvorí dolina riečky Biela medzi Belianskymi Tatrami a Spišskou Magurou. Na severe sú Východné Tatry ohraničené flyšom Podtatranskej brázdy, na juhu ich tektonicky ohraničuje Podtatranský zlom. Pri delení Východných Tatier sa uplatňuje výrazná zníženina prebiehajúca Javorovou dolinou cez Zadné Meďodoly, Kopské sedlo a Predné Meďodoly až do doliny Kežmarskej Bielej vody (Kalvoda, 1974) (Obr. 2.1).

Relatívne datovanie tvrdomerným kladivom (Schmidt Hammer) prebehlo v dvoch dolinách na slovenskej strane Vysokých Tatier (Obr. 2.1). Batizovská dolina sa nachádza medzi rázsochou Končistej, ktorá ju ohraničuje zo západu, a rázsochou Gerlachovského štítu. Velická dolina leží na východ od rázsochy Gerlachovského štítu a na západ od rázsochy Bradavice - Velickej kopy.

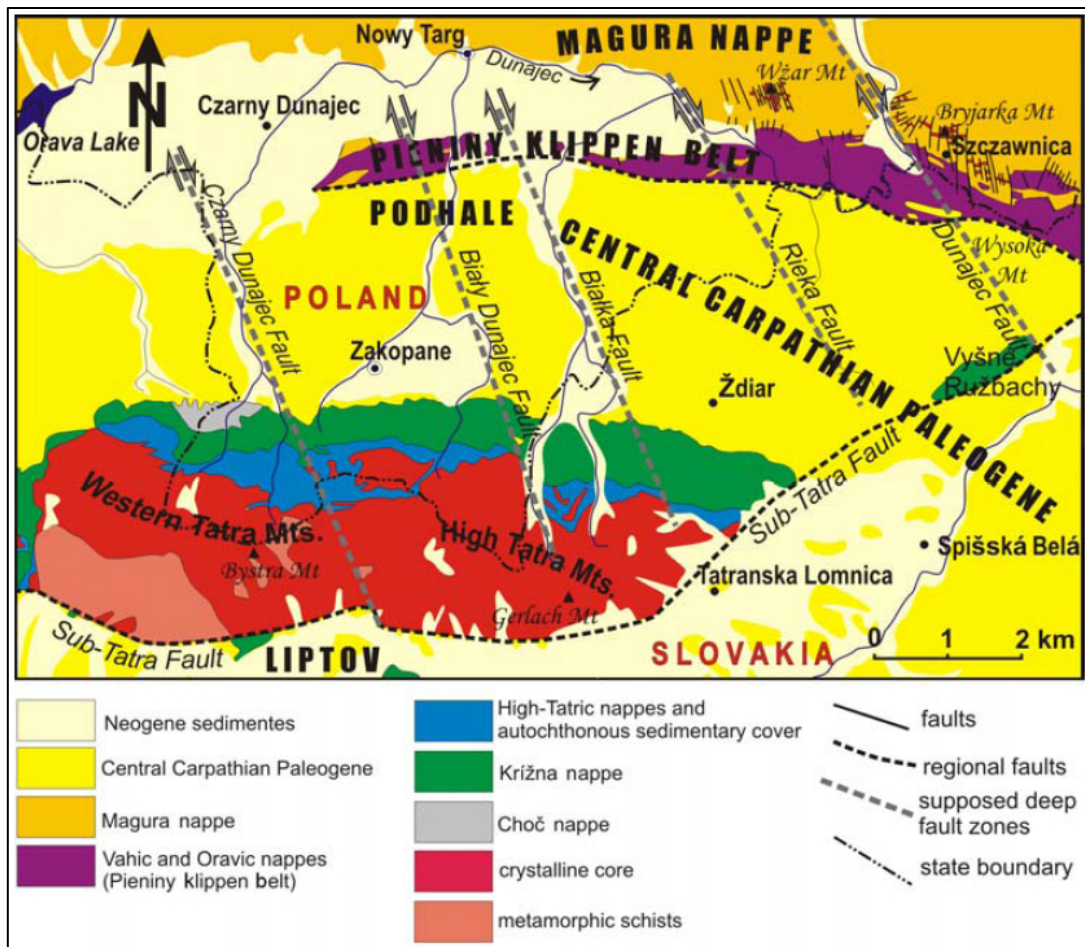


Obr. 2.1: Rozdelenie a hranice Východných Tatier (obrazový podklad Google Earth). Zelenou šrafúrou sú vyznačené doliny, v ktorých prebehli terénne práce. Presné zaradenie Vysokých Tatier do geomorfologického systému sa nachádza v časti 2.3 *Geomorfológia*.

2.2 Geologické pomery

2.2.1 Geologická stavba

Tatry sú súčasťou pásma jadrových pohorí Vnútrotných Západných Karpát. Jadrové pohoria predstavujú terciérne tektonické hráste, kde v ich osovej časti vystupuje eróziou obnažené jadro kryštalinika pozostávajúce hlavne z granitoidových a metamorfovaných hornín, ktoré je lemované obalovými mladopaleozoickými a predovšetkým mezozoickými sekvenciami a príkrovmi. Tieto druhohorné obalové sekvencie sú autochtónnymi sedimentárnymi súvrstviami, ktoré sedimentovali priamo na kryštalinickom podklade a spolu s ním sú označované ako *tatrikum*. Nad *tatrikom* ležia v tektonickej superpozícii alochtónne horninové sekvencie alebo príkrovy, ktoré sa sem od juhu presunuli v strednej až spodnej kriede (Hók et al., 2001). Spodný príkrov, nazývaný *fatrikum*, je označovaný ako *križňanský*, nad ním leží ďalšia samostatná jednotka - *hronikum*, tiež označovaná ako *chočský* príkrov. Uvedené základné stavebné elementy Tatier a ich širšieho zázemia sú zobrazené na Obr. 2.2.



Obr. 2.2: Schematická geologická mapa Tatier a okolia (Jurewicz, 2007)

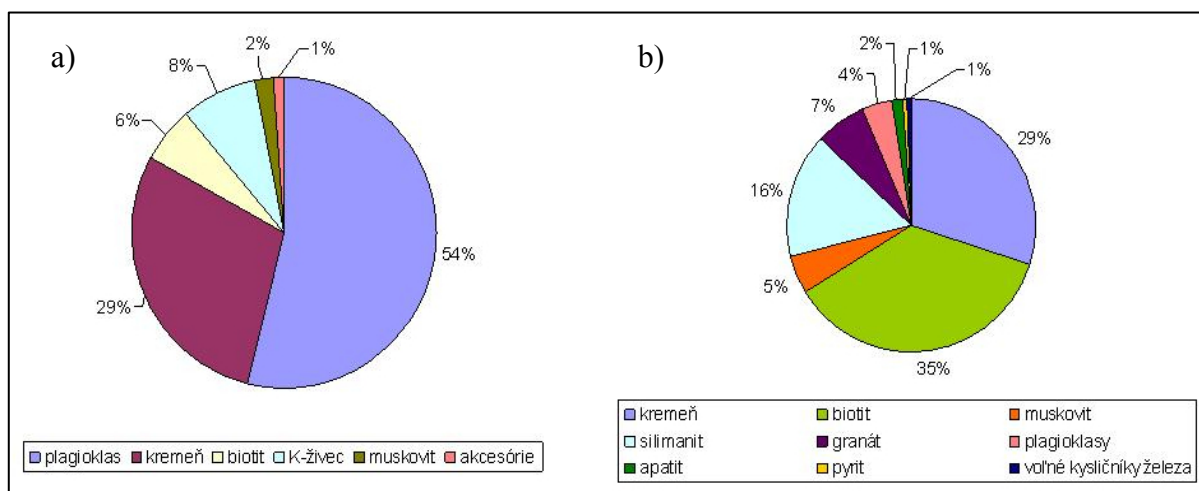
Kryštalinikum tatrika je výsledkom hercýnských magmatických, metamorfických a tektonických procesov polyfázového charakteru, pričom vek najstarších hornín je na základe rádiometrických datovaní stanovený na spodný karbón (405 Ma) (Jurewicz, 2007), prevažná väčšina granitoidných hornín je karbónskeho veku (Kováč et al., 1993). Kryštalicke jadro zaberá celú južnú časť a takmer celý hlavný hrebeň pohoria - zaujíma tak dve tretiny celkovej rozlohy Tatier, zvyšok je tvorený druhohornými obalovými sériami.

Obalové sekvencie tatrika sa skladajú takmer výhradne z mezozoických súvrství, ktoré začínajú ílovitými bridlicami spodného triasu a pokračujú (s niekoľkými hiátmi) do strednej kriedy (cca 90 Ma) (Kováč et al., 1993; Hók et al., 2001). Koncom kriedy vznikali vplyvom zmenšovania pôvodného druhohorného sedimentačného priestoru čiastkové tektonické jednotky, digitácie a šupiny s časťou kryštalinika a mezozoického pokryvu, napr. vrása Červených vrchov a Giewontu. V severnom obvode kryštalickeho základu Tatier odhaduje Klimaszewski (1988) väčšiu mocnosť komplexu druhohorných sedimentov (až do 7500 m) ako na južných svahoch.

Na severnom okraji Tatier sa vytvorila výrazná zlomovo-flexúrová depresia pásma Spišskej Magury nazývaná Podtatranská brázda, ktorá je tvorená málo odolným, paleogénnym ílovcovým flyšom a ďalej na sever prechádza do pieskovcových vrstiev Podhalského flyšu (Lukniš, 1973). Južný okraj Tatier je oproti Podtatranskej kotline oddelený výrazným popaleogénnym Podtatranským zlomom (Obr. 2.2), neogény ílovcový flyš kotliny tu prekrývajú kvartérne glaciálne a glaciofluviálne akumulácie zložené z premiestneného materiálu južných svahov pôvodnej horskej klenby Vysokých Tatier (Kalvoda, 1974).

2.2.2 Petrológia

Hlavné stavebné prvky kryštalického masívu charakterizujú rozsiahle telesá granodioritov a prevaha vysokometamorfovaných komplexov ležiacich diskordantne pod kryštalickými bridlicami (Kalvoda, 1974). V tatranskom žulovom telese sú najviac zastúpené svetlo šedé, miestami dozelená sfarbené granodiority so stredne zrnitou textúrou a porfyrickou štruktúrou. Z metamorfítov sa najviac vyskytujú biotitické pararuly, svory a zriedkavo fylity, ďalej potom amfibolity, gabroamfibolity, ortoruly a rôzne typy migmatitov (Kováč et al., 1993; Nemčok et al., 1994). Minerálne zloženie najčastejšie zastúpených tatranských granodioritov a kryštalických bridlíc je na Obr. 2.3.



Obr. 2.3: Minerálne zloženie tatranských granodioritov (2.3a) a kryštalických bridlíc (2.3b) (podľa dát Kalvoda, 1974)

Petrologické zloženie obalových sekvencií tatrika je odlišné ako v prípade kryštalického jadra. Suchozemskú sedimentáciu triasu reprezentujú kremence a bridlice, pojmom karpatský keuper označuje Hók et al. (2001) súbory pestro sfarbených hornín -

červených, fialových a žltých pieskovcov, bridlíc a dolomitov. Naopak morskú sedimentáciu stredného triasu zastupujú guttensteinské vápence a ramsauské dolomity, plytkovodnú sedimentáciu strednej jury predstavujú krinoidové a piesčité vápence (hiarlatzké vápence), ktorých sedimentácia pokračuje až do spodnej kriedy (Hók et al., 2001). Prevažná väčšina kriedových sedimentov vysokotatranskej série je tvorená slieňovcami, slienitými bridlicami a vápencami, paleogén je zastúpený prevažne bazálnymi zlepenkami a vápnitými pieskovecami. (Lukniš, 1973).

2.2.3 Geologický vývoj

Tatry sú súčasťou horského systému mediteránnych alpíd, ktoré medzi strednou kriedou a miocénom vznikli kolíziou afrického a severoeurópskeho kontinentu (Plant et al., 2005). Základné črty stavby celému západokarpatskému fundamentu podľa Kováča et al. (1993) vtláčil varísky orogénny cyklus a väčšinu kryštalickej komplexov je možné s ním geneticky spájať. Po skončení týchto pohybov bolo kryštalikum obnažené a na tomto podklade sa v depresiách sporadicky usadzovali kontinentálne sedimenty permu (299-251 Ma), napr. Meďodolské súvrstvie (Hók et al., 2001).

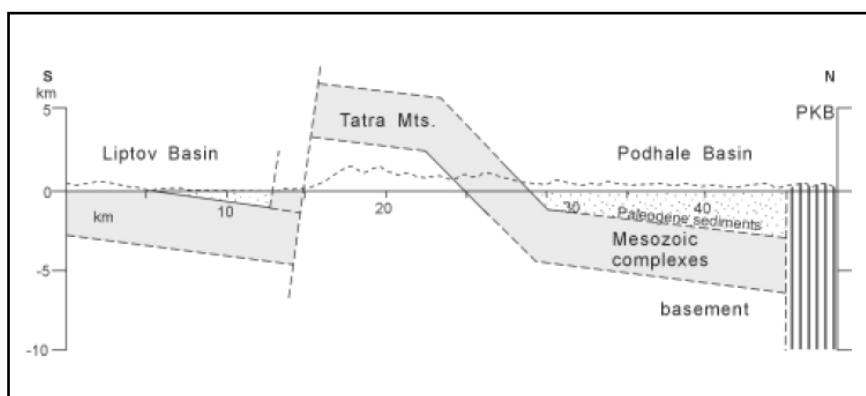
Spodný trias (250 Ma) je reprezentovaný kremencami a bridlicami predstavujúcimi ešte terestrickú sedimentáciu, ktorá bola v strednom triase (230 Ma) vystriedaná morskou karbonatickou sedimentáciou. Najvrchnejší trias a spodná jura (200-185 Ma) sa vyznačujú prerušením sedimentácie s oblasným výskytom terestrických sedimentov. V strednej jure (165 Ma) bol sedimentárny priestor dnešných Tatier charakteristický plytkovodným až lagunárnym prostredím za vzniku vápencových sérií zachovaných hlavne v dnešnej východnej časti pohoria (Kalvoda, 1974; Kováč et al., 1993). Hlavná fáza kriedového vrásnenia už súvisí s kolísavými pohybmi na počiatku alpínskych orogenetických procesov a odohrala sa pravdepodobne v strednej kriede (90 Ma). V tomto období prebehli aj gravitačné presuny príkrovov (chočského a krížňanského), pričom samotný posun mal veľmi krátke trvanie, podľa Kováča et al. (1993) nie viac ako 1 mil. rokov.

Počas paleocénu až eocénu (60-40 Ma) transgradujúce more postupne zaplavilo erózne zarovnanú oblasť Vysokých Tatier, čo spôsobilo ukladanie flyšových sedimentov. Kalvoda (1974) podľa litologického zloženia flyšu usudzuje, že táto oblasť sa vtedy asymetricky zdvíhala a klesala. Koncom eocénu sa začal tektonický nepokoj Západných Karpát, vyklenulo sa územie jadrových pohorí a paleogénne more ustúpilo na sever. Následná fáza alpínskeho vrásnenia v oligocéne až spodnom miocéne (30-20 Ma) výrazne rozčlenila pôvodnú klenbu celej slovenskej pevniny (Kalvoda, 1974). Pred zdvihom

v strednom pliocéne (3,6 Ma) mala krajina zvlhnený až stredohorský ráz, pričom Kalvoda (1974) usudzuje, že kryštalinikum Tatier bolo denudáciou odkryté na prelome miocénu a pliocénu (5,3 Ma). Koncom pliocénu (2,6 Ma) predstavovali Vysoké Tatry tektonicky diferencovanú a asymetricky uklonenú eleváciu charakteristickú etapovými zdvihmi bez výrazných znakov glaciálnej denudácie (Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974).

2.2.4 Tektonika

Janák et al. (2001) pripisuje hlavnú úlohu pri zdvihy klenbohráste Vysokých Tatier Podtatranskému zlomu. Zjednodušene sa Podtatranský zlom považuje za samotne sa vyskytujúcu tektonickú poruchu, avšak podľa Janáka et al. (2001) sa v oblasti vyskytuje okrem hlavného zlomu niekoľko čiastkových listrických zlomov, ktoré naň pod rôznymi uhlami naväzujú (napr. Západotatransko-Kôprový zlom, Východotatransko-Ružbašský zlom) (Obr. 2.2). Kinematika celého zlomového systému naďalej ostáva predmetom skúmania, avšak predpokladá sa, že výsledkom prechodovej tektonickej zóny medzi Západnými a Vysokými Tatrami je vznik Tichej doliny a Kôprovej doliny (Baumgart-Kotarba a Kráľ, 2002). Podstatným rysom Podtatranského zlomu je príkry úklon zlomovej plochy smerom na juh (Obr. 2.4).



Obr. 2.4: Zjednodušená geometria podtatranského zlomu a jeho okolia (Janák et al., 2001, upravené)

Analýza vzoriek metódou *fission-track* ukazuje, že horniny, ktoré sa dnes nachádzajú vo výške 2000 m n. m boli v strednom pliocéne (3,6 Ma) v hĺbke 2 km (Baumgart-Kotarba a Kráľ, 2002). Rýchlosť zdvihy pohoria bola na základe toho určená v rozmedzí 0,3-1 mm za rok. Tatry majú zdvihovú tendenciu od začiatku miocénu, a zároveň intenzita výzdvihy bola väčšia na konci pliocénu a v kvartéri, ako

v počiatočných fázach, pričom rast pohoria mal etapový charakter. Maximálny vertikálny posun je odhadovaný na 8 km (Baumgart-Kotarba a Král', 2002; Janák et al., 2001).

2.2.5 Geologické pomery Batizovskej a Velickej doliny

Geologické pomery Batizovskej a Velickej doliny sú zobrazené v Prílohe 1. Najvyššie partie oboch dolín sú tvorené horninami kryštalinika, hlavne biotitickými granodioritmi až tonalitmi s prechodmi do muskoviticko-biotitických granodioritov (vysokotatranský typ), v prípade Velickej doliny je južná časť rássochy Bradavice-Velickej kopy (východne od Velického plesa) tvorená rulami, migmatizovanými rulami a prípadne migmatitami (Nemčok et al., 1994). Ploché dná údolných uzáverov pokrývajú rôzne mocné vrstvy glaciénnych, prevažne balvanovito-blokovitých sedimentov, ktoré sú po svojom obvode prekryté vrstvami deluviálnych a koluviálnych uloženín. Predpolie oboch dolín je tvorené pleistocénnymi glaciénnymi akumuláciami, ktoré smerom do nižších nadmorských výšok prechádzajú do glaciofluviálnych sedimentov.

2.3 Geomorfológia

Vysoké Tatry patria podľa systému geomorfologického členenia do sústavy Alpsko-himalájskej, podsústavy Karpát, provincie Západné Karpaty, subprovincie Vnútorne Západné Karpaty, oblasti Fatransko-tatranskej, celku Tatry, podcelku Východné Tatry, časť Vysoké Tatry (Atlas krajiny SR, 2002).

Línia hlavného hrebeňa Vysokých Tatier, ako súčasť hlavného hrebeňa Tatier, vedie od Z na V cez 49 štítov v celkovej dĺžke 26,6 km. Jeho priemerná výška je 2279 m n. m., stredná výška štítov je 2357 m n. m. (Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974). Hlavný hrebeň má tvar oblúka vyklenutého na juh, z ktorého odbočujú kratšie vysoké rássochy (napr. rássocha Kriváňa, Gerlachovského štítu, Lomnického štítu). Množstvo štrbín, avšak pomerne málo sediel, narušuje celistvosť hrebeňa, pričom Kalvoda (1974) pokladá za jednu z podstatných príčin diferenciacie granodioritového masívu vznik mylonitových pásiem, teda zón, kde horniny zvetrávajú relatívne najrýchlejšie (Obr. 2.5). Zoskupenie dolín a rássoch okolo hlavného hrebeňa je symetrické, v prípade severnej úboče doliny smerom do predpolia konvergujú, južné doliny a rássochy sa smerom k päte pohoria rozbiehajú. Takto v opozícii si stojace doliny poskytli dobré podmienky na zaľadnenie a akumuláciu morén vnútri pohoria a tiež aj pred vyústením dolín do Podtatranskej kotliny. Severné rássochy sú v porovnaní s južnými dlhšie, ale nižšie, v závislosti od toho aj doliny severnej úboče sú dlhšie, s menším stredným sklonom a plynulejším prechodom do

predpolia, ako doliny južných svahov. Táto skutočnosť spolu s faktom, že najvyššie končiare Vysokých Tatier ležia na južných rázsochách tesne nad Podtatranským zlomom, poukazuje na to, že Tatry sú asymetricky zdvihnutou a na sever naklonenou klinovou hrást'ou (Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988).

Dnešné povrchové tvary pohoria sú výsledkom všetkých modelačných procesov pôsobiacich od vytvorenia prvotnej horskej klenby, pričom Kotarba (1992) predpokladá, že najstaršie prvky súčasného reliéfu vznikli vo vrchnom miocéne (10 Ma). Lukniš (1973) označil krajinu tatranskej oblasti stredného pliocénu ako slabo rozčlenenú a mierne zvlnenú, s domnienkou, že len vo Vysokých Tatrách mohli vystupovať vrchy charakteru stredohôr, pričom ale nezasahovali nad hornú hranicu lesa. Kvalitatívnu zmenu v geomorfologickom vývoji tatranského reliéfu priniesol vznik opakovaných pleistocénnych zaľadnení v súčinnosti s pokračujúcim výzdvihom pohoria (Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988; Kalvoda, 1974). Z historického a genetického hľadiska Kalvoda (1974) rozdeľuje povrchové tvary na:

- tvary preglaciálneho reliéfu
- erózne a akumulačné tvary niválnej a glaciálnej činnosti
- tvary svahovej modelácie
- eolické tvary
- biogénne a antropogénne tvary

Pre komplexnosť charakteristiky reliéfu Tatier sú k vyššie uvedeným skupinám tvarov v tejto práci pridané aj tvary krasového reliéfu a problematika štruktúrnych pôd. Geomorfologické účinky ľadovcov a spôsob modelácie vysokotatranskej klenby po ústupe zaľadnenia je popísaný v časti *3.1 Glaciálne a niválne tvary reliéfu*.

Tvary preglaciálneho reliéfu. Stopy tohto typu reliéfu sa zachovali predovšetkým v blízkosti kontaktu obalových sérií s granodioritmi ako uklonené štruktúrne plošiny. Lukniš (1973) považuje za zvyšky pliocénneho, málo pozmeneného povrchu aj široké ploché chrbty flyšových vyvýšení v kotline, smer potokov a tvar riečnej siete opisuje podľa výskytu štrku a rohovcov v podloží glaciofluviálnych kužeľov. Časté zmeny riečnej siete sú pravdepodobné podľa Kalvodu (1974) aj kvôli faktu, že Tatry prešli v neogéne a v pleistocéne fázami etapovitých zdvihov, Klimaszewski (1988) rozlišuje 4 etapy zdvíhu a následnej fázy planácie povrchu.

Tvary svahovej modelácie sú výsledkom vysokej reliéfovej energie pohoria a vyskytujú sa z väčšej časti na granodioritoch, ale aj na mezozoických horninách obalu. Denudačné procesy vedú k zmenšovaniu sklonu svahov a sklápaniu facetových plôch,

s čím je spojené skracovanie hrebeňových línií rássoch. Hlavnými určujúcimi prvkami pri detailnom tvarovaní skalného reliéfu sú podľa Kalvodu (1974) smer, sklon a početnosť puklinových systémov, ktoré ovplyvňujú tvary veží, štítov a ich stien a taktiež šírku a rozčlenenie hrebeňov. V miestach odtrhnutia skalných zosuvov a rútení vznikali pozdĺž puklín hladké plochy granitových platní (Obr. 2.5), častý je následný vznik voľných sutinových prúdov a kamenných morí. Spodné časti svahov sú takto postupne prekryvané premiestnenými sutinovými akumuláciami, úsypmi (príp. súvislými úsypovými vencami) a tiež murovými prúdmi a soliflukčnými nánosmi. V mezozoickej časti pohoria sa vyskytujú tzv. úšusty, ktoré vznikajú pri výdatných zrážkach na strmých svahoch, kedy dochádza k zvodneniu plytkej povrchovej vrstvy zvetralinového plášťa a následne k jeho odtrhnutiu od podložia a pohybu smerom po svahu dolu (Lukniš, 1973; Midriak, 1983).



Obr. 2.5: Západná stena Lomnického štítu s pásmami zvislých hladkých platní. Štrbiny a pukliny na hrane hrebeňa narúšajú jeho celistvosť a sú základom pre vznik a transport sutín. Šípka ukazuje na mylonitovú zónu obmedzenú na oboch stranách výraznými puklinami.

Krasový reliéf sa v Tatrách viaže na pruhy mezozoických hornín. Celková dĺžka jaskýň v rámci hraníc pohoria je 18,2 km, z toho na poľskom území 15,2 km, jediná

významná slovenská jaskyňa je Belianska (2,7 km) (Lukniš, 1973). Na styku krasovejúcich vrstiev s nekrasovým podložím sa vyskytujú vyvierajúce, častý je tiež vznik suchých údolí, avšak závrty a krasové priepasti sa v Tatrách vyskytujú zriedka. Klimaszewski (1988) upozorňuje, že mnohé skalné tvary z vápencov a dolomitov pripomínajúce krasové formy sú produktom periglaciálnych procesov, nie krasových, a nemali by sa navzájom zamieňať.

Štruktúrne pôdy. Pojem „štruktúrne pôdy“ (*patterned ground*) zahŕňa širokú skupinu periglaciálnych tvarov, ktoré na povrchu vytvárajú rozmanité geometrické formy v dôsledku pôsobenia mrazu (Washburn, 1979; van Everdingen, 1998). Štruktúrne pôdy je možné primárne rozlišovať na základe ich genézy - podľa prítomnosti resp. neprítomnosti mrazového triedenia sa rozlišujú triedené resp. netriedené formy, sekundárne je možná klasifikácia na základe morfológie (Tab. 2.1) (French, 2007; Křížek, 2007). V prípade triedených foriem dochádza k diferenciacii jednotlivých klastov, kedy vplyvom opakovaných cyklov mrznutia a topenia dochádza k posunu hrubozrnnejšieho skeletu smerom k okraju daného tvaru, zatiaľ čo v strede tvaru dochádza k akumulácii jemnozrnnejšej zložky (Křížek, 2007).

Prebiehajúce periglaciálne modelačné procesy v subniválnom klimatickom stupni Vysokých Tatier sa podľa Sekyru (1960) podieľajú na vzniku niekoľkých typov štruktúrnych pôd, ktorými sú *polygonálne pôdy*, *brázené pôdy* a *dláždené pôdy*. Lukniš (1973) a Sekyra (1960) vo svojich prácach nerozlišujú jednotlivé morfologické formy triedených štruktúrnych pôd (viď Tab. 2.1) a všetky zahŕňajú pod pojem „*polygonálne pôdy*“, v prípade triedených pruhov používajú názov „*brázené pôdy*“. Veľké formy polygonálnych pôd - *makropolygony* (priemer viac ako 1 m) majú podľa Sekyru (1960) v zhode s Luknišom (1973) a Kalvodom (1974) fosílny charakter a nachádzajú sa na Lúčnom sedle, vo Velickej doline alebo na juhozápadných svahoch Lomnického hrebeňa. Naopak malé formy polygonálnych pôd - *mikropolygony* (priemer do 1 m) sa vyskytujú častejšie a stále sa vyvíjajú. Nachádzajú sa na hrebeni Veľkej kopy-Křížneho, v Štôlskej doline, pri Hincovom, Batizovskom a Skalnatom plese (Křížek et al., 2010). Lokality výskytu *brázených pôd (triedené pruhy)* sú popisované v Širokej doline masívu Javorinskej Širokej, na svahoch hrebeňa Hrubô (Kalvoda, 1974) alebo na severnom svahu Bujáčieho vrachu (Sekyra, 1960).

Na dnách depresíí (plytké jazerné panvy, bývalé firnoviská) sa vyskytujú *dláždené pôdy (kamenná dlažba, stone-paved surfaces)* (sensu Sekyra, 1960). Vznikajú hlavne v heterogénnych (hlinitoskeletnatých) zeminách vplyvom opakovaných cyklov mrznutia a topenia, kedy dochádza k vymŕzaniu (výzdvihu) klastov (*upfreezing*) na povrch a tak

k ich vertikálnemu triedeniu (French, 2007). Je možné ich lokalizovať napr. v Malej Studenej doline, na hrebeni Veľkej kopy-Krížneho, v Slavkovskej a Velickej doline (uvedené lokality sa vyznačujú prítomnosťou recentných tvarov, fosílny charakter dláždených pôd nebol vo Vysokých Tatrách zistený) (Sekyra, 1960; Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974).

Tabuľka 2.1: Klasifikácia štruktúrnych pôd podľa genetického a morfológického hľadiska. Slovenské názvy sensu Křížek (2007) a Křížek et al. (2007a), anglické ekvivalenty sensu Washburn (1979), Van Vliet-Lanoë (1998) a French (2007), definície sensu van Everdingen (1998) a Křížek et al. (2007a).

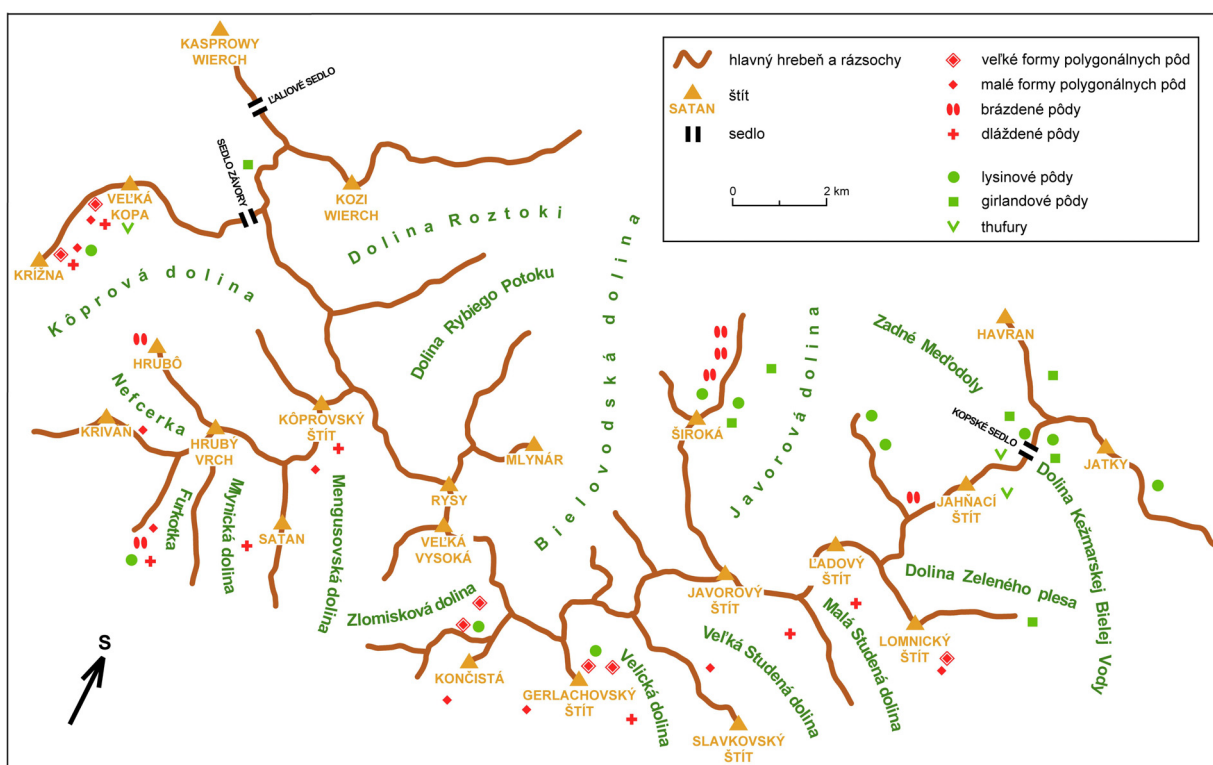
	slovenský názov	anglický ekvivalent	definícia
triedené	polygóny	sorted polygons	Štruktúrne pôdy s polygonálnym pôdorysom a s rovnými stranami, kde hrubozrnnejší materiál obklopuje jemnozrnnejšie klasty.
	kruhy	sorted circles	Štruktúrne pôdy s kruhovitým pôdorysom, kde hrubozrnnejší materiál obklopuje jemnozrnnejšie klasty.
	siete	sorted nets	Štruktúrne pôdy nepravidelného pôdorysu, pri ktorých nie je dominantný ani polygonálny ani kruhový tvar, hrubozrnnejší materiál obklopuje jemnozrnnejšie klasty.
	pruhy	sorted stripes	Štruktúrne pôdy vznikajúce na mierne uklonených svahoch z triedených polygónov a sietí, dôležitú úlohu pri ich vzniku hrajú svahové procesy (hlavne soliflukcia). Jemnozrnnejšia zložka tvorí vyklenutú časť, zatiaľ čo hrubozrnnejší materiál sa nachádza v depresných častiach (brázdach).
netriedené	mrazové kopčeky (podtypy pôdne kopčeky, rašelinné kopčeky)	frost hummocks, non-sorted circles (sensu Van Vliet-Lanoë, 1998), non-sorted nets (sensu Washburn, 1979) (podtypy: earth hummocks, peat hummocks)	Morfologicky nápadné drobné elevácie s pravidelným, väčšinou kruhovitým pôdorysom.
	pruhy	non-sorted stripes	Soliflukčne pozmenené formy pôdnych kopčiek vyskytujúce sa hlavne na miernych svahoch, majú vyklenutý stred pretiahnutý v smere sklonu svahu.
	girlandové pôdy	non-sorted steps	Terasovité tvary (stupne) lemované obrubou drnovej vegetácie vznikajúce na miernych svahoch pri gravitačne podmienených pohyboch zvetralinového plášťa (amorfná soliflukcia).

Sekyra (1960) používa pre javy vzniknuté spolupôsobením mrazu a vegetácie pojem vegetačné mrazové pôdne formy. Podľa Lukniša (1973) sa vo Východných Tatrách častejšie ako triedené štruktúrne pôdy vyskytujú netriedené vegetačné mrazové pôdne formy - *pôdne kopčeky*, *girlandové pôdy* a *lysinové pôdy*. Pre *pôdne kopčeky* (*earth hummocks*) používajú Lukniš (1973) a Sekyra (1960) názov *thufury*. Jediná lokalita výskytu fosílnych, dokonale vyvinutých thufurov vo Vysokých Tatrách sa nachádza v blízkosti Kopského sedla (Lukniš, 1973; Midriak, 1983), podľa Midriaka (1983) sa thufury v nedokonalom štádiu vývoja nachádzajú aj na lokalite pod Jahňacím štítom. *Girlandové pôdy* (sensu Sekyra, 1960; Lukniš, 1973) popisuje Kalvoda (1974) v oblasti Kopského sedla a Belanskej kopy, Lukniš (1973) udáva ich výskyt tiež na východnej strane Veľkej Svišťovky. *Lysinové pôdy* predstavujú vetrom vyfúkané plôšky v zapojených pôvodných alebo antropogénne pozmenených rastlinných spoločenstvách (Plesník, 1956 in Boltižiar, 2009). Ich vznik a vývoj je podobný ako pri girlandových pôdach (viď Tab. 2.1), avšak na tvorbe a vývoji lysinových pôd sa výraznejšie uplatňuje eolická erózia a nepôsobí tu soliflukcia (Boltižiar, 2009). Lokality ich výskytu udáva Boltižiar (2009) napr. na Lúčnom sedle, Guľatom vrchu alebo Belianskej kope. Rozmiestnenie jednotlivých foriem štruktúrnych pôd je ilustrované na Obr. 2.6.

Eolické tvary. Modelačná činnosť vetra sa prejavuje odlišne v zimných a letných podmienkach, dosahujúc svoje maximum v zime. Veterné prúdenie sa na modelovaní reliéfu uplatňuje defláciou (odvievanie častíc zeminy a hornín) a následne eolickou abráziou (koráziou) nesenými časticami, pričom dochádza k jemnému opracovaniu (obrusovaniu) skalných tvarov. Činnosť vetra je možné najlepšie sledovať pri erózii a redistribúcii snehovej pokrývky (Midriaka, 1983). Medzi najcharakteristickejšie lokality postihnuté veternou eróziou a výskytom eolických depresí patria oblasti Rakúskeho chrbta, Bujačieho vrchu, Košiarov, Jatiek, Hlúpeho vrchu, Meďodolského sedla, Širokého sedla, Ostrvy, pod Jahňacím štítom, medzi Končistou a Tupou a inde (Boltižiar, 2009).

Biogénne a antropogénne tvary. Vplyv lišajníkov, tráv a kosodreviny svojim koreňovým systémom na rozrušovanie kompaktnosti hornín je zrejmý, avšak nie zásadný. Väčší význam majú zoogénne procesy, hlavne erózia resp. deštrukcia povrchu pohybom a pastvou zvierat a tým aj vznik prítv vytvárajúcich úzke deštruované koridory, ďalej tiež vyhrabávanie chodieb a nôr a prerývanie povrchu (Boltižiar, 2009). Človek pretvára reliéf Tatier hlavne úpravami terénu pri výstavbe rekreačných objektov, turistických chodníkov, lyžiarskych zjazdoviek a pod.

Midriak (2001) v zhode s Kotarboom (1971, 1992) určil hodnotu znižovania povrchu v Tatrách vplyvom pôsobenia všetkých exogénnych recentných reliéftvorných procesov priemerne na 0,27 mm za rok. Za dominantné označil gravitačné (rútenie, opadávanie, soliflukcia, mury a úšusty), nivačné (snehové lavíny) a kryogénne - periglaciálne (gelivácia) procesy.

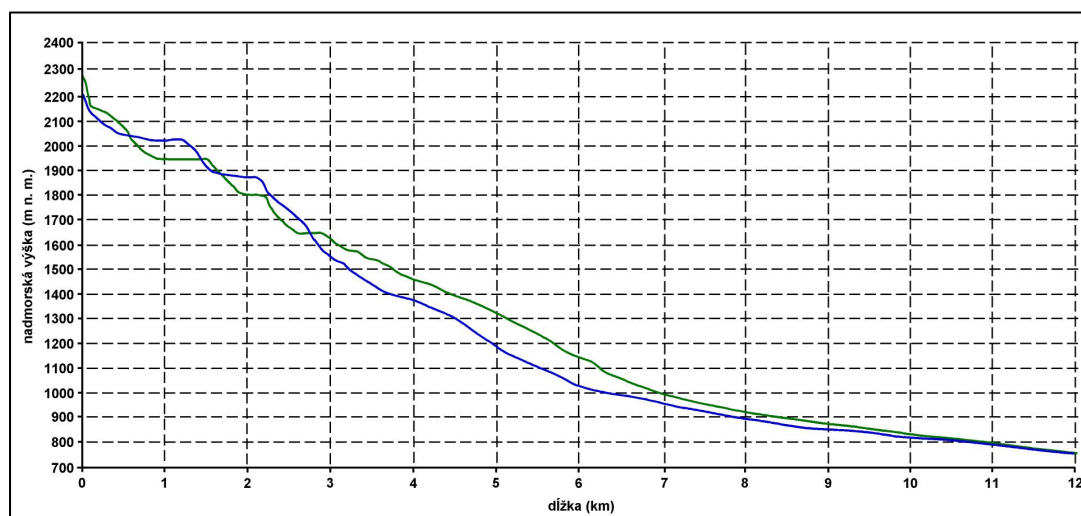


Obr. 2.6: Lokality výskytu štruktúrnych pôd a vegetačných mrazových pôdnych foriem Vysokých Tatier (podľa dát Sekyra, 1960; Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974; Midriak, 1983; Boltížiar, 2009)

2.3.1 Geomorfologické pomery Batizovskej a Velickej doliny

Batizovská a Velická dolina, v ktorých prebehli terénne práce, sú doliny s južnou orientáciou nachádzajúce sa na južnej úboči Vysokých Tatier po oboch stranách rázsochy Gerlachovského štítu - Kotla (Obr. 2.1). Geomorfologické pomery oboch dolín podrobne popísal Lukniš (1968, 1973) a sú zobrazené v Prílohe 2. Dĺžka dolín je zhodná - približne 7 km. Batizovská dolina dosahuje vo svojom najužšom úseku (na skalnom prahu pod Batizovským plesom) šírku cca 600 m, pri svojom ústí je široká cca 2500 m. Velická dolina je vo svojom najužšom profile (nad Velickým vodopádom) široká cca 550 m, pri svojom ústí má šírku cca 2200 m. Sklonitostné pomery oboch dolín sú zobrazené v Prílohe 3.

Obe doliny sú charakteristické nevyrovnaným pozdĺžnym profilom s viacerým stupňami (Obr. 2.7), ktorý je dôsledkom ľadovcovej činnosti v súčinnosti s rôznorodým geologickým podložím (odolnejšie prahy na výstupoch granodioritu resp. menej odolné mylonitové zóny a úseky lineamentov, vid' Príloha 1). Ďalším spoločným znakom je fakt, že zložené kary (pre definíciu vid' časť 3.1.1.1 *Kary*) oboch dolín sú pomerne rozľahlé a hlboko erodované a následne sa vysokými skalnými skokmi prepádajú do svojich trógov, ktoré sú v porovnaní s karmi úzke a krátke. Táto skutočnosť spôsobila, že ľadovce oboch dolín zasahovali pomerne ďaleko do svojho otvoreného predpolia, kde neboli obmedzované stenami rázsoch a zanechali po sebe pestrú morénovú krajinu (vid' Príloha 2). Je nutné poznamenať, že trógy Batizovskej a Velickej doliny nepredstavujú v porovnaní napr. s Mengusovskou alebo Bielovodskou dolinou klasický príklad trógu s podobou priečného profilu v tvare „U“ (vid' časť 3.1.1 *Tvary glaciálnej a glaciofluviálnej erózie*) hlavne kvôli uvedenému nepomeru medzi rozlohou karovej (akumulačnej) oblasti a dĺžkou a celkovou morfológiou ablačnej oblasti (resp. trógu) bývalého ľadovca, čo dokumentuje aj priebeh série priečných profilov vedených oboma dolinami (Obr. 2.8).



Obr. 2.7: Pozdĺžne profily Batizovskou (modrá krivka) a Velickou dolinou (zelená krivka) (3 krát prevýšené)

Zložený kar Batizovskej doliny pozostáva zo štyroch karových stupňov (čiastkových karov), pričom v najväčšom z nich sa nachádza Batizovské pleso (1884 m n. m.). Ľadovec Batizovskej doliny dosahoval počas vrcholu posledného zaľadnenia dĺžku 6,2 km a jeho koncové morény sa nachádzajú vo výške 980 m n. m. (Lukniš, 1973). Tróg doliny nemá po svojich stranách vysoké skalné steny (Obr. 2.8b), ohraničujú ho zväčša

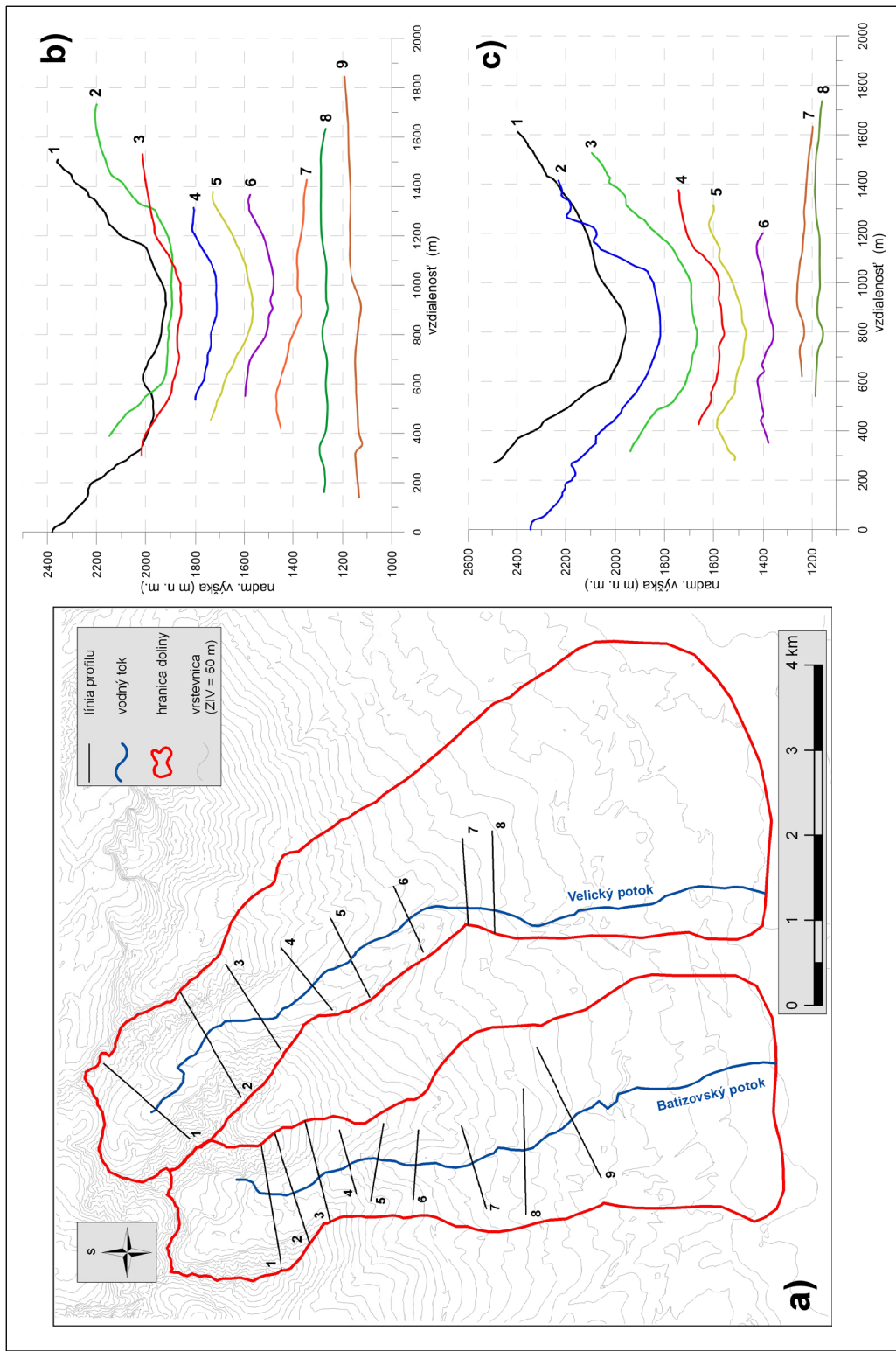
bočné morény maskujúce skalné podložie, čo umožnilo široký rozptyl ukladania a dobré podmienky pre uchovanie koncových morén pri osciláciách ľadovca.

Zložený kar Velickej doliny je taktiež zložený zo štyroch čiastkových karov, v závere trógu sa nachádza morénou hradené Velické pleso (1665 m n. m.). Erózna činnosť ľadovca spôsobila, že dno zloženého karu je tu najhlbšie erodované a zároveň aj najďalej posunuté voči hlavnému hrebeňu (Lukniš, 1973). Ľadovec Velickej doliny bol počas vrcholu posledného zaľadnenia dlhý 5,4 km a jeho koncové morény ležia vo výške 1200 m n. m. (Lukniš, 1973). Je zaujímavé, že plocha zloženého karu Velickej doliny je porovnateľná (alebo dokonca mierne väčšia) s plochou zloženého karu Batizovskej doliny (podľa dát Lukniš, 1973), ale ľadovec Velickej doliny podľa polohy valov koncových morén (viď Príloha 2) končil cca o 200 výškových metrov vyššie v porovnaní s ľadovcom Batizovskej doliny. Tróg doliny je, podobne ako v prípade Batizovskej doliny, krátky a neohraničený výraznejšími skalnými stenami (Obr. 2.8c).

2.4 Klíma

Vysoké Tatry sa nachádzajú v oblasti s prechodným vplyvom oceánskych polárnych vzduchových hmôt prichádzajúcich od západu a kontinentálnych vzduchových hmôt mierneho pásma, ktoré horstvo ovplyvňujú z východu a severovýchodu (Niedzwiedz, 1992). Sú výrazným klimatickým predelom Strednej Európy a tvoria prekážku pri severojužnom pohybe vzduchových mäs. Podľa Atlasu krajiny SR (2002) patria Vysoké Tatry do chladnej oblasti, okrsok studený horský, kde priemerné júlové teploty nevystupujú nad 10 °C a celoročne sa vyskytuje dostatok zrážok. Vlastnosti reliéfu ako nadmorská výška, rozloženie údolí a chrbtov a expozícia svahov majú zásadný vplyv na rozloženie a chod všetkých meteorologických prvkov a podmieňujú tiež vznik špecifických anemo-orografických systémov. Podľa Niedzwiedza (1992) sa dajú základné rysy a charakteristické znaky klimatických podmienok Vysokých Tatier zhrnúť do niekoľkých zásadných bodov:

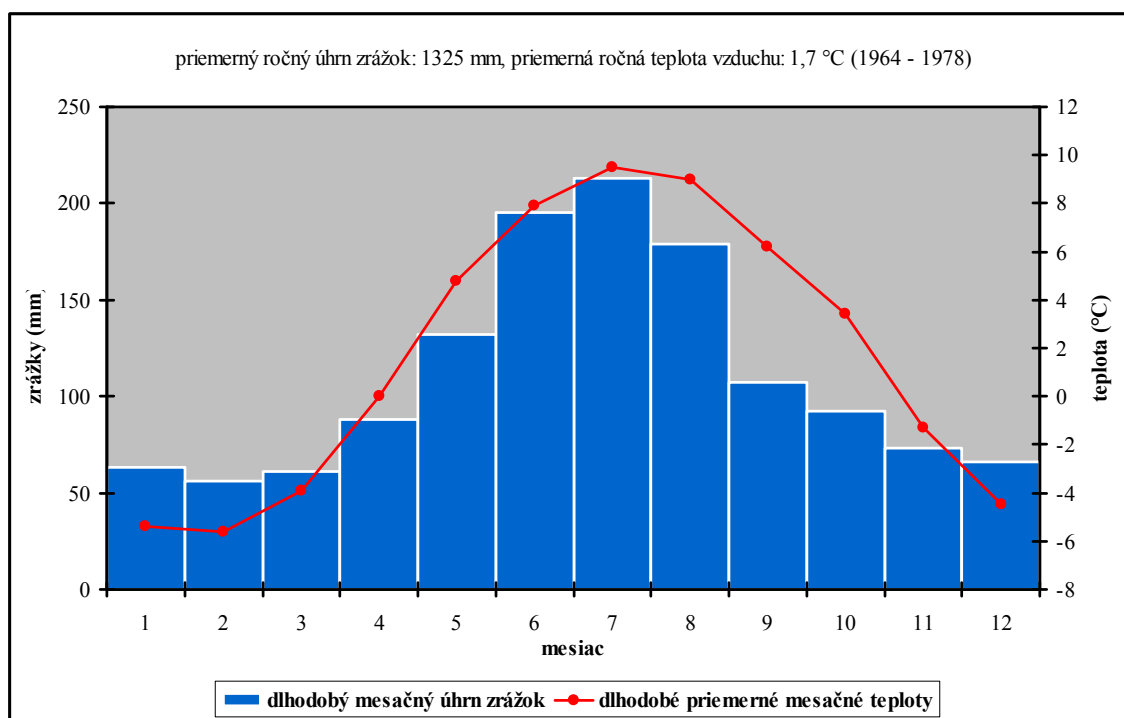
- oceánske vzduchové hmoty ovplyvňujú klímu Tatier 65 % dní v roku, kontinentálny vzduch má prevahu 20 % dní v roku. Zvyšok pripadá na arktický, resp. tropický vzduch (7 resp. 3 % dní v roku).
- priemerná ročná teplota vzduchu sa so stúpajúcou nadmorskou výškou znižuje o 0,48 °C na každých 100 m.



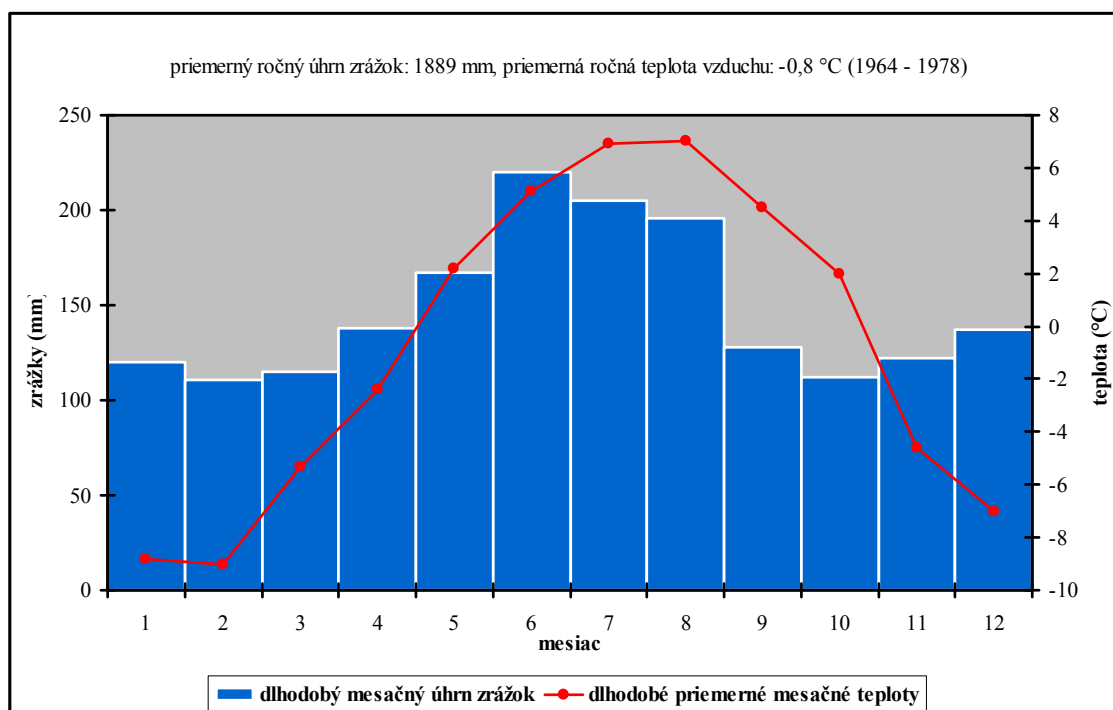
Obr. 2.8: Pričné profily Batizovskou (2.8b) a Velickou dolinou (2.8c) a ich lokalizácia v teréne (2.8a). V prípade Batizovskej doliny sú profily č. 1 - 3 vedené oblasťou karu a profily č. 4 - 9 trógom, v prípade Velickej doliny sú oblasťou karu vedené profily č. 1 - 3 a trógom profily č. 4 - 8. Pričné profily sú neprevýšené.

- častý je vznik inverzného zvrstvenia atmosféry, pričom na severnej aj na južnej strane Vysokých Tatier sa tento jav vyskytuje asi v dvoch tretinách dní roku. Najviac inverzií sa vyskytuje v januári, najmenej v júni a v júli, pričom zimné môžu pretrvať celý deň, zatiaľ čo letné sa objavujú počas noci.
- konkávne formy reliéfu (údolia) sú približne o 1 °C chladnejšie, ako konvexné formy (chrby, stráne, vrcholy) v rovnakej nadmorskej výške (viď Tab. 2.2, príklad priemernej ročnej teploty Doliny Chocholowskej a Starého Smokovca).
- svahy južnej úboče majú priemernú ročnú teplotu o 1 °C vyššiu, ako svahy severnej úboče, s tým súvisí aj počet ľadových dní (dní, keď maximálna denná teplota neprekročí 0 °C; viď Tab. 2.2, Tab. 2.3).
- priemerné ročné množstvo spadnutých zrážok sa pohybuje od 1100 do 1900 mm, pričom najsilnejšie zrážky sú spojené s cyklonálnou činnosťou prichádzajúcou od severu alebo severovýchodu, čo spôsobuje, že najvyššie namerané hodnoty tohto ukazovateľa sú na severne exponovaných svahoch (1600-2000 mm za rok). Vyššie uvedené závislosti priemernej ročnej teploty a priemerného ročného množstva spadnutých zrážok na exponovanosti svahov voči svetovým stranám sú ilustrované na Obr. 2.9 (južná úboč) a na Obr. 2.10 (severná úboč).
- smer a sila vetra sú ovplyvňované rozložením údolí a nadmorskou výškou, orografické podmienky sú priaznivejšie pre vznik padavých vetrov vanúcich od juhu na severnej strane Vysokých Tatier, ako pre vznik vetrov severných smerov na južnej strane (Červený et al., 1984).
- suché padavé vetry typu *föhn* sa vyskytujú na severných svahoch hlavne v zimnom období, v Poľsku majú lokálny názov „*halny*“, na slovenskej strane sú časté hlavne vetry typu *bóra*.
- priemerné trvanie snehovej pokrývky sa v miestach nad 1000 m n. m. pohybuje okolo 120 dní, trvalá snehová pokrývka sa drží od decembra do začiatku apríla, pričom najväčšiu mocnosť dosahuje v marci (Lukniš, 1961).
- klimatická hranica trvalej snehovej pokrývky sa podľa Kalvodu (1974) v zhode s Luknišom (1973) v súčasnosti nachádza na južnej úboči vo výške 2700-2800 m n. m., na severnej úboči zhruba o 150 m nižšie.

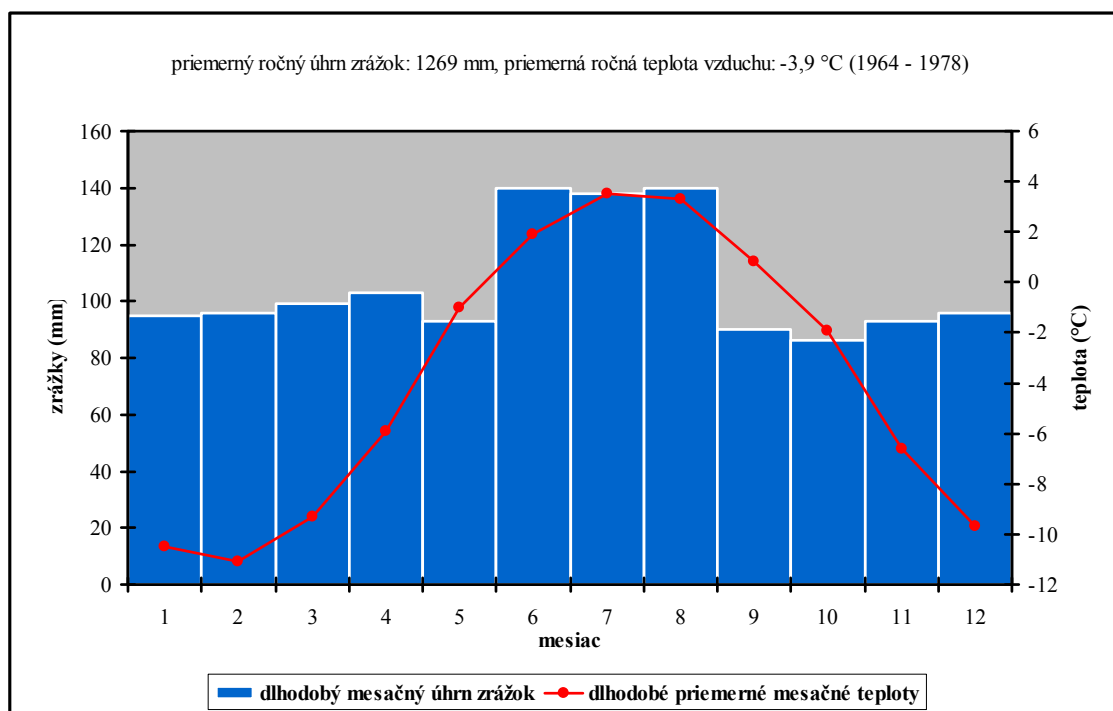
Súhrn klimatických charakteristík zobrazuje v Tab. 2.3. Chod meteorologických prvkov počas roku vo vybraných staniách je zobrazený na Obr. 2.9, Obr. 2.10 a Obr. 2.11, pričom Obr. 2.11 ilustruje extrémne vysokohorské prostredie vrcholových častí Vysokých Tatier (Lomnický štít).



Obr. 2.9: Klimatické charakteristiky - Skalnaté pleso (1778 m n. m.) (podľa dát Rak, Šamaj, 1982)



Obr. 2.10: Klimatické charakteristiky - Kasprowy Wierch (1991 m n. m.) (podľa dát Das Klima in Kasprowy Wierch [online], stiahnuté: 11.3.2009)



Obr. 2.11: Klimatické charakteristiky - Lomnický štít (2635 m n. m.) (podľa dát Rak, Šamaj, 1982)

Tabuľka 2.2: Tepelné charakteristiky vybraných staníc Vysokých Tatier (podľa Niedzwiedz, 1992). Pozn.: *Kurzívou* sú vyznačené konkávne formy reliéfu.

Stanica	Nadmorská výška (m n. m.)	Zaznamenaná teplota (°C)		Priemerná teplota (°C)			Počet ľadových dní
		Max.	Min.	Január	Júl	Ročná	
Severná úboč (poľské stanice), obdobie 1951-1970							
Kasprowy Wierch	1991	23	-30,2	-9	7,3	-0,8	149
Dolina Pięciu Stawów Pl.	1670	25,6	-33,1	-7,8	9,7	1,1	108
Hala Gasienicowa	1520	25,6	-30,8	-6,3	10,7	2,3	91
<i>Morskie Oko</i>	1408	25,7	-30,4	-6,7	11	2,5	74
<i>Dolina Chocholowska</i>	1028	30	-32,1	-5,7	12,3	3,6	68
<i>Zakopane</i>	844	32,5	-37,5	-5,5	14,5	4,9	57
Južná úboč (slovenské stanice), obdobie 1951-1960							
Lomnický štít	2635	19,4	-31	-11,6	3,7	-3,7	198
Skalnaté pleso	1778	25	-26,4	-6,5	9,6	1,6	90
Štrbské pleso	1330	29,2	-31,9	-5,7	12,6	3,4	66
Starý Smokovec	1018	33,1	-34,5	-5,2	14,4	4,8	56
Tatranská Lomnica	840	32,6	-37	-5,3	15,4	5,4	45
Poprad	703	33,4	-35,3	-5,9	16,2	5,8	49

Tabuľka 2.3: Klimatické charakteristiky Vysokých Tatier za obdobie 1951-1970 (podľa Niedzwiedz, 1992). Pozn.: ¹ - Poprad; ² - Poronin (PL); ³ - vo výškach okolo 1800 m n. m. sa letný deň vyskytuje priemerne raz za 10 rokov

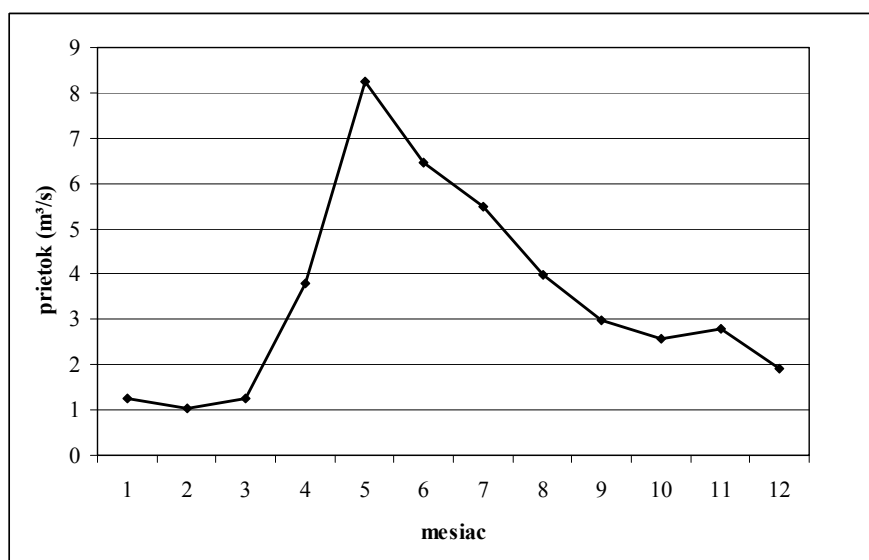
Priemerná ročná rýchlosť vetra na hrebeni (m/s)	6
Maximálny náraz vetra (m/s)	79
Priemerný počet dní s inverziou teploty	215
Maximálna nameraná teplota (°C) ¹	33,4
Minimálna nameraná teplota (°C) ²	-40,4
Počet mrazových dní	120 - 240
Počet ľadových dní	45 - 200
Počet letných dní ³	2 - 13
Priemerný počet dní so zrážkami	215 - 228
Priemerný počet dní so zrážkami 10 mm a viac	51 - 61
Maximálny ročný úhrn zrážok (mm)	2337
Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou	130 - 240

2.5 Hydrologické pomery

Vysoké Tatry tvoria európske rozvodie medzi Baltským a Čiernym morom, pričom rozvodnica prebieha cez časť hlavného hrebeňa, rázsochou Kriváňa a oblasťou Štrbského plesa (Obr. 2.14). Vody Tatier odvádza približne 40 väčších potokov a bystrín (Červený et al., 1984), pričom hlavnými recipientmi sú Poprad, Dunajec a Biely Váh.

Sutiny, veľká mocnosť glaciálnych sedimentov, lesné a kosodrevinové spoločenstvá tvoria veľmi dobré retenčné pomery pre zrážkovú vodu, čo priaznivo ovplyvňuje vyrovňovanie prietokov pri extrémnych stavoch. Povrchový odtok tvorí asi 60-70 % úhrnu zrážok (Porubský, 1991). Veľký sklon svahov určuje vysoké hodnoty špecifického odtoku (Tab. 2.4), ktorý v najvyšších partiách dosahuje 50 l/s/km² (Červený et al., 1984). Hodnoty špecifického odtoku ovplyvňuje aj geologická stavba (hlavne pórovitosťou a priepustnosťou hornín) a taktiež expozícia svahov voči svetovým stranám (súvisí s množstvom spadnutých zrážok a ich následným odtokom).

Členený glaciálny reliéf má určujúci vplyv na spádové pomery tatranských tokov, ktoré majú obecné veľký spád a bystrinný ráz, pričom väčšie potoky majú pri výstupe z dolín do predpolia prietok 1-2 m³/s. Reprezentatívnym zástupcom tatranských tokov z pohľady režimu odtoku počas roka je Belá (Obr. 2.12). Charakteristiky vybraných tokov sú uvedené v Tab. 2.4.



Obr. 2.12: Belá v Podbanskom - priemerné mesačné hodnoty prietoku (za obdobie 1928-1960; podľa dát Hydrologické pomery ČSSR, 1965). Na základe priebehu grafu je možné určiť režim odtoku ako *niválny horský*.

Tabuľka 2.4: Charakteristiky vybraných vodných tokov Vysokých Tatier za obdobie 1931-1960 (podľa dát Hydrologické pomery ČSSR, 1965). Pozn.: N - údaj nedostupný. *Kurzívou* sú označené vodné toky povodia Váhu (úmorie Čierneho mora), ostatné patria do povodia Popradu resp. Dunajca (úmorie Baltského mora). Tučne zvýraznené sú údaje pre Velický potok.

Názov toku	Plocha povodia (km ²)	Dĺžka údolia (km)	Charakteristika povodia (P/L ²)	Prietok (m ³ /s)	Špecifický odtok (l/s/km ²)
<i>Belá</i>	244,3	36,3	0,18	6,8	27,83
Bialka (Biela voda)	143,5	19,8	0,36	4,68	32,7
Javorinka	66	19,3	0,18	2,12	32,1
Velický potok	60	22	0,12	1,17	19,52
<i>Tichý potok</i>	57,4	14,2	0,28	2,2	38,3
Slavkovský potok	44,9	15,1	0,2	0,82	18,26
<i>Kôprovský potok</i>	31,24	12,7	0,19	1,2	38,41
Kežmarská Biela voda	30,8	20,9	0,07	N	N
Studený potok	29,6	16,7	0,11	N	N
Hincov potok	9,4	4,2	0,87	N	N

Pleistocénne zaľadnenie ovplyvnilo morfológiu dna dolín, potoky pretekajúce po skalnom povrchu doteraz málo prepracovali zdedené glaciálne tvary - majú nevyrovnaný pozdĺžny profil, a preto sa vo Vysokých Tatrách vyskytuje množstvo vodopádov (Obr. 2.13). Naopak, v morénach vodné toky pomerne rýchlo prehĺbujú svoje koryto, pričom Lukniš (1973) odhaduje, že holocénne toky erodovali v glaciofluviálnych a glaciálnych sedimentoch od posledného zaľadnenia 2-7 m.



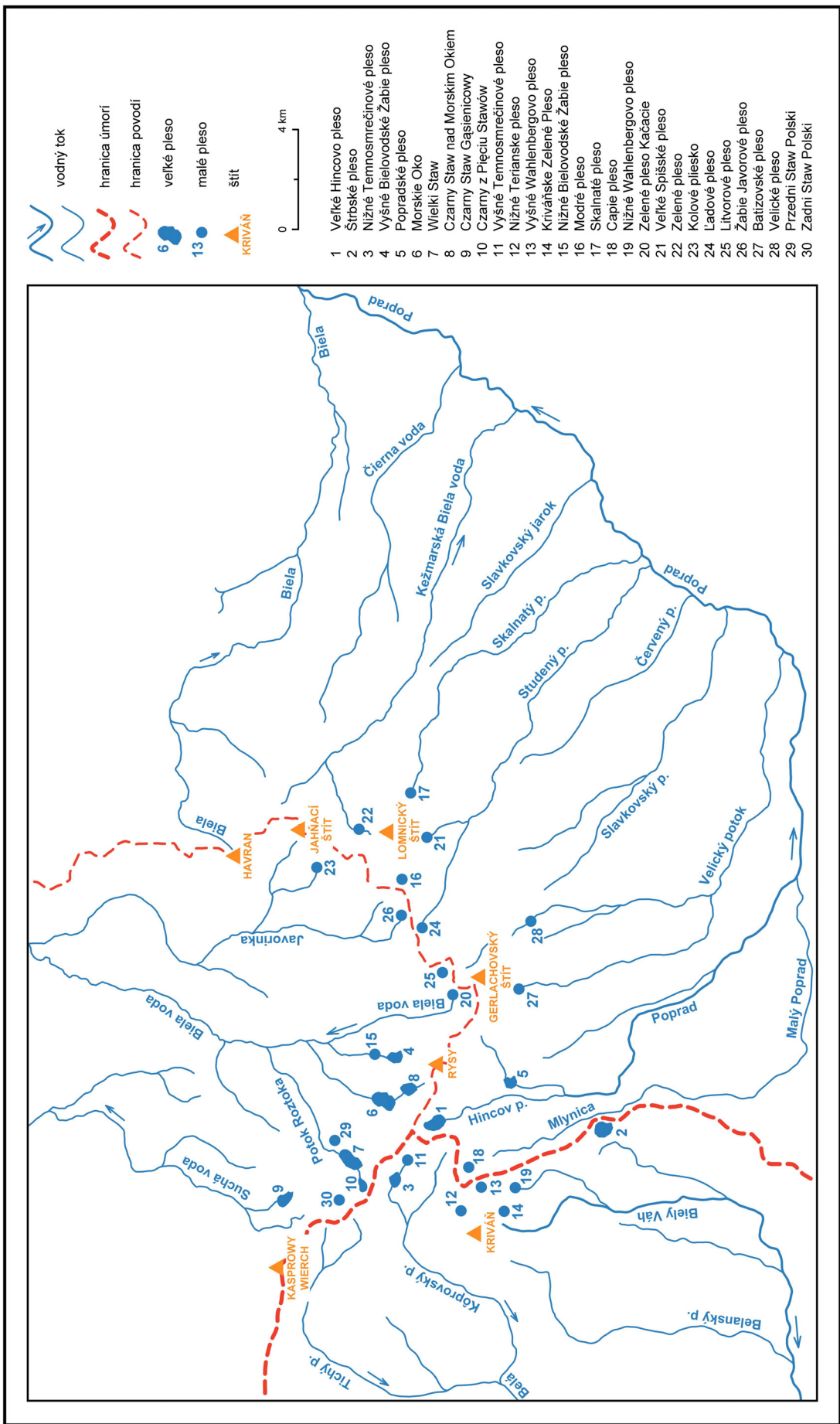
Obr. 2.13: Vodopád Skok. Potok Mlynica tak prekonáva 100 m vysoký skalný stupeň a spadá do záveru trógu Mlynickej doliny. V hornej časti skalného prahu sú viditeľné ľadovcom vyhladené plochy skalného podložia, ktoré ostro kontrastujú s ostrohrannými tvarmi v spodnej časti skoku.

Ďalším prejavom glaciálnej činnosti je výskyt ľadovcových jazier - plies, ktorých je na poľskej aj slovenskej strane dohromady 160, s celkovou rozlohou 280 ha (Kunský, 1974), pričom rozlohou najväčšie sa vyskytujú na poľskej strane (Tab. 2.5). Vo vyšších nadmorských výškach sa jedná prevažne o trógové alebo hĺbené jazerá (Veľké Hincovo pleso), v nižších nadmorských výškach o plesá hradené čelnou morénou (Štrbské pleso), alebo sa vyskytujú ich kombinácie (sčasti hĺbené a obklopené morénovým materiálom, napr. Popradské pleso). Kalvoda (1974) udáva priemernú hĺbku erózných jazerných paniev (nie samotných plies) medzi 10-25 m a max. 60 m, Lukniš (1973) určil efekt prehĺbenia skalnej panvy Veľkého Stavu Poľského až na 137 m. Podľa vodného režimu sú to jazerá odtokové (povrchový a/alebo podzemný odtok), zásobované potokmi, zrážkami a tavnou vodou. Z pohľadu vertikálneho rozloženia ich je najviac nad hornou hranicou lesa vo výškach 1700-2200 m n. m. Časť plies je v rozličnom štádiu zániku - vo vyšších polohách sú zanášané sutinou, úsypmi či náplavovými kužeľmi potokov, v nižších oblastiach intenzívne zarastajú vegetáciou a menia sa na rašeliniská. Prehľad najväčších plies s ich charakteristikami je v Tab. 2.5, vybrané plesá sú zakreslené na Obr. 2.14.

Tabuľka 2.5: Charakteristiky najväčších slovenských a poľských plies (podľa Klimaszewski, 1988; Porubský, 1991). Pozn.: Čísla za názvom plesa sú ekvivalentné z číslami pri plesách na Obr. 2.14.

Názov	Plocha (ha)	Nadmorská výška (m n. m.)	Max. hĺbka (m)
Slovenská časť Vysokých Tatier			
Veľké Hincovo pleso (1)	20,08	1946	53
Štrbské pleso (2)	19,76	1346	20
Nížne Temnosmrečinové pleso (3)	12,01	1674	38
Vyšné Bielovodské Žabie pleso (4)	9,56	1697	24
Popradské pleso (5)	6,88	1494	18
Poľská časť Vysokých Tatier			
Morskie Oko (6)	34,92	1392	51
Wielki Staw (7)	34,35	1664	79
Czarny Staw nad Morskim Okiem (8)	20,63	1579	76
Czarny Staw Gąsienicowy (9)	17,94	1619	51
Czarny z Pięciu Stawów (10)	12,68	1722	50

Významnejšie zásoby podzemných vôd v skúmanej oblasti sa viažu na glaciálne a glaciofluviálne sedimenty a nívne sedimenty kvartéru, pričom podľa Porubského (1991) glaciálne sedimenty obsahujú viac vody ako glaciofluviálne sedimenty. Obsah vôd v kryštallických horninách podmieňuje stupeň ich rozpukania, pričom puklinové pramene majú malé výdatnosti, najčastejšie 0,1-0,3 l/s (Porubský, 1991). Väčšie zásoby vôd majú mezozoické horniny Belianskych Tatier, dostávajú sa na povrch napr. v doline Sedem prameňov (240 l/s) (Porubský, 1991). Minerálne pramene väčšiny lokalít (najčastejšie uhličité a sírovodíkové vody) nie sú veľmi výdatné a sú slabo využívané, na povrch vystupujú prevažne v oblasti Podtatranského zlomu (Starý Smokovec, Nový Smokovec, Veľká Lomnica).



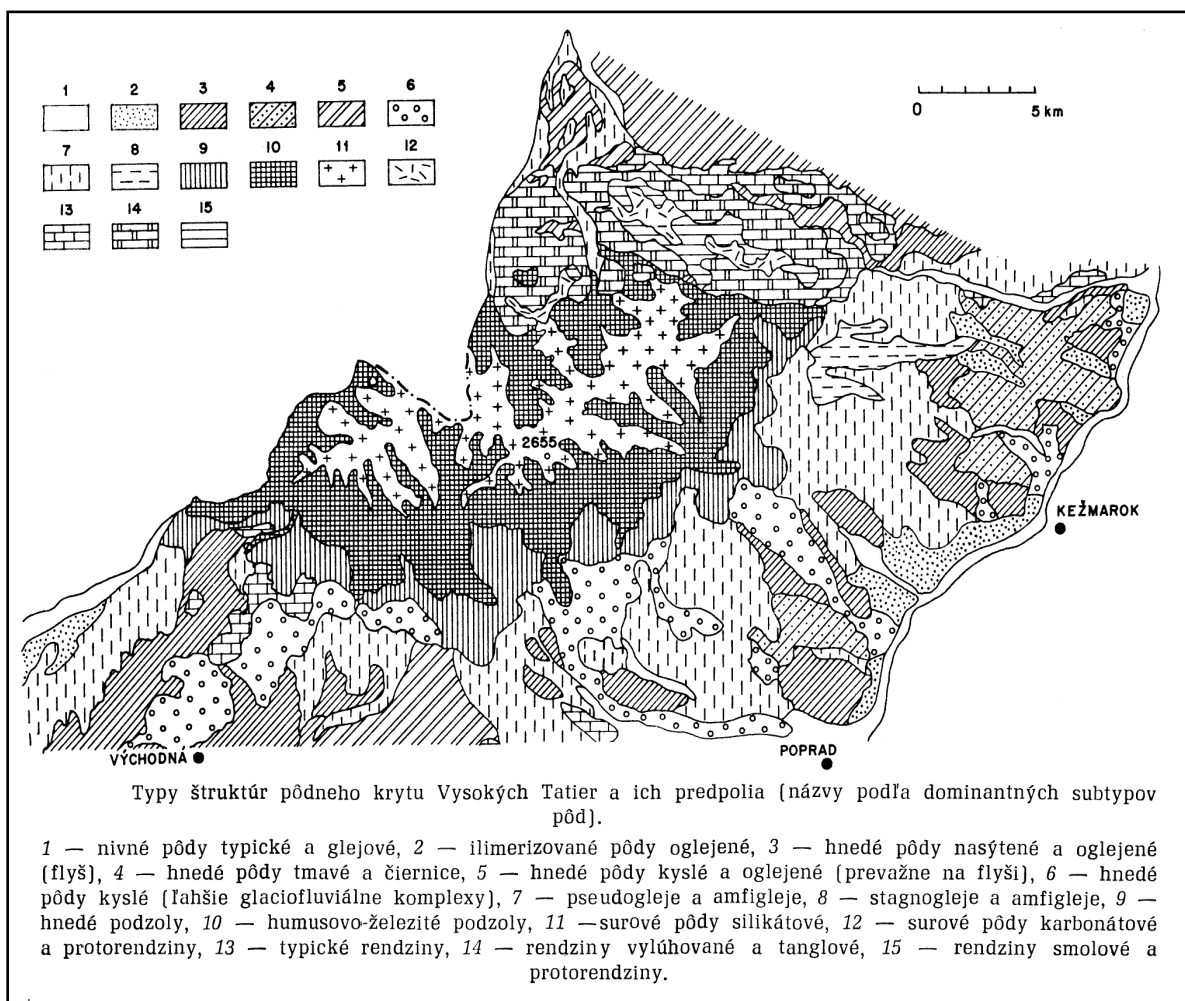
Obr. 2.14: Riečna sieť a plesá Vysokých Tatier. (podľa Lukniš, 1973, upravené)

2.6 Pôdny kryt

Pri vzniku jednotlivých pôdnych typov sa uplatňuje viacero pôdotvorných faktorov, pričom v horskom prostredí majú zásadný význam vlastnosti pôdotvorných substrátov (materskej horniny) a reliéf. Až na tomto základe diferencujú pôdny kryt rozdielne klimatické, hydrologické a bioklimatické podmienky. Zonálnosť pôd sa vo Vysokých Tatrách neprejavuje tak jasne, ako sa často predpokladá, avšak isté znaky vertikálnej pásmovitosti pôd sú evidentné aj napriek rozdielnym geologicko-geomorfologickým pomerom (Linkeš, 1981). Z hľadiska klasifikácie pôd podľa zrnitosti radí Lauko (2003) pôdy tatranskej oblasti k ľahkým až stredne ťažkým pôdam hlinito-piesčitým a piesčito-hlinitým, stredne až silne skeletovitým, typická je ich stredná až vysoká priepustnosť a veľká retenčná schopnosť. Z hľadiska pôdnej reakcie sa jedná väčšinou o pôdy kyslé až silne kyslé (Atlas krajiny SR, 2002). Prehľad pôdnych typov Vysokých a Belianskych Tatier podal Linkeš (1981) (Obr. 2.15, Tab. 2.6).

Najrozšírenejším pôdnym typom Vysokých Tatier sú podzoly, viazané na zvetraliny kyslých hornín, s typickým svetlým eluviálnym horizontom s pôvodnou vegetáciou horských smrečín. Na mnohých miestach sú podpovrchové horizonty zvlnené a zvirené, čo svedčí o vplyve soliflukcie a kryoturbácie po ich vytvorení (Linkeš, 1981). Posledné prejavy takejto činnosti, ktorá mohla výrazne ovplyvniť tieto horizonty, Linkeš (1981) predpokladá na záver würmu (mladší dryas) a hovorí o ich reliktnom charaktere. Novšie výskumy (Van Vliet-Lanoë, 1998; Huggett, 1998) však udávajú, že podpovrchové zvirené horizonty sa môžu vyskytovať aj v recentných (stále aktívnych) pôdach (iným prípadom je kryoturbácia zaznamenaná v sedimentárnej výplni, prípadne vo fosílnych horizontoch - bližšie viď napr. Van Vliet-Lanoë, 1998; Huggett, 1998).

Približne do výšky 1100 m n. m. sa na delúvia, morény, glaciofluviálne sedimenty a na zvetraliny flyšových hornín viaže druhý najčastejšie zastúpený pôdny typ - kambizeme, s pôvodnou vegetáciou hrabových až horských bučín. Tieto pôdy sú v priebehu roka často periodicky prevlhčené až zamokrené povrchovou i podpovrchovou vodou, preto je časté ich ogelejenie (pseudoglejový proces) až glejizácia.



Obr. 2.15: Pôdny kryt Vysokých Tatier (Linkeš, 1981, upravené). Pozn.: v súčasnosti používaná nomenklatúra (podľa Šály et al., 2000): nivná p. = fluvizem, ilimerizovaná p. = luvizem, hnedá p. = kambizem, surová p. = litozem, protorendzina = rendzina litozemná.

2.7 Flóra a fauna

Podľa fyto geografického členenia (Hendrych, 1983; Kliment, 2003) patria Vysoké Tatry do Holarktickej oblasti, Eurosibírskej podoblasti, Stredo európskej provincie, obvodu karpatskej kveteny - oblasti západokarpatskej kveteny (*Carpaticum occidentale*). Z hľadiska zoogeografického sú Tatry časťou Paleoarktickej oblasti, Eurosibírskej podoblasti, provincie listnatých lesov, karpatskej podprovincie - západokarpatského úseku (Buchar, 1983; Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002).

Tabuľka 2.6: Pôdne typy Vysokých Tatier a priľahlých oblastí (podľa dát Linkeš, 1981). Pozn.: Názvy jednotlivých pôdnych typov a subtypov boli prispôbované súčasnej nomenklatúre podľa Šály et al. (2000).

Substrát	Referenčná trieda pôd	Pôdny typ (subtyp)	Akcesórie	Výskyt
Kryštalínium	Leptosoly	Litozem	podzol litický	na hlavnom hrebeni a jeho rázsochách, na úsypoch
		Ranker	ranker podzolový	
Mezozoické vápence	Leptosoly	Litozem	rendzina litická	hlavne v Belianskych Tatrách, obecne všade na horninách obalovej série mezozoika
		Rendzina modálna	rendzina kambická, rendzina litická	
		Rendzina melanická	rendzina vylúhovaná, rendzina kambická	
		Rendzina chromická	rendzina litická, rendzina melanická	
Svahové delúvia, morénové sedimenty	Podzosoly	Kryptopodzol	ranker podzolový, glej, organozem	v susedstve kyslých kambizemí
		Podzol modálny	ranker podzolový, litozem	vo veľkom výškovom rozpätí
Glaciofluviálne komplexy	Kambisoly	Kambizem dystrická	pseudoglej, amfiglej, organozem	na priepustnejších častiach glaciofluviálnych kuželov
		Pseudoglej	amfiglej, stagnoglej, glej, organozem	plošne veľmi rozsiahla oblasť v depresných polohách
	Stagnosoly	Stagnoglej	amfiglej, glej, organozem	
		Kambizem nasýtená	kambizem oglejená, glej	flyšové sedimenty s prevahou ílovcov, menšia časť na zvetralinách mezozoických bridlíc
Flyš	Kambisoly	Kambizem melanická	čiernica, organozem, glej	
		Kambizem dystrická	kambizem oglejená, glej	
Štrkovité sedimenty riečnych terás, sprašové hliny	Fluvisoly	Fluvizem	fluvizem glejová, fluvizem oglejená	pozdlíž vodných tokov
		Stagnosoly	kambizem dystrická, amfiglej	zamokrené depresie

2.7.1 Flóra

Druhové zloženie a rozloženie vegetácie v Tatrách je dané pôsobením klimatických faktorov, vlastnosťami geologického substrátu, pôdy a tiež činnosťou človeka. Rôznorodosť týchto činiteľov a pestrý vývoj od treťohôr priaznivo vplývajú na bohatstvo druhov a na pestrosť ich spoločenstiev - rastie tu asi 1300 druhov vyšších rastlín (Lukniš, 1961), pričom obzvlášť bohatá je kalcifilná kvetena Belianskych Tatier. Ako zvláštnosť možno spomenúť nedostatok buka (*Fagus sylvatica L.*) a dubu (*Quercus petraea Matusch.*) a výskyt smrekovca opadavého (*Larix decidua*) na južných svahoch (Lukniš, 1961).

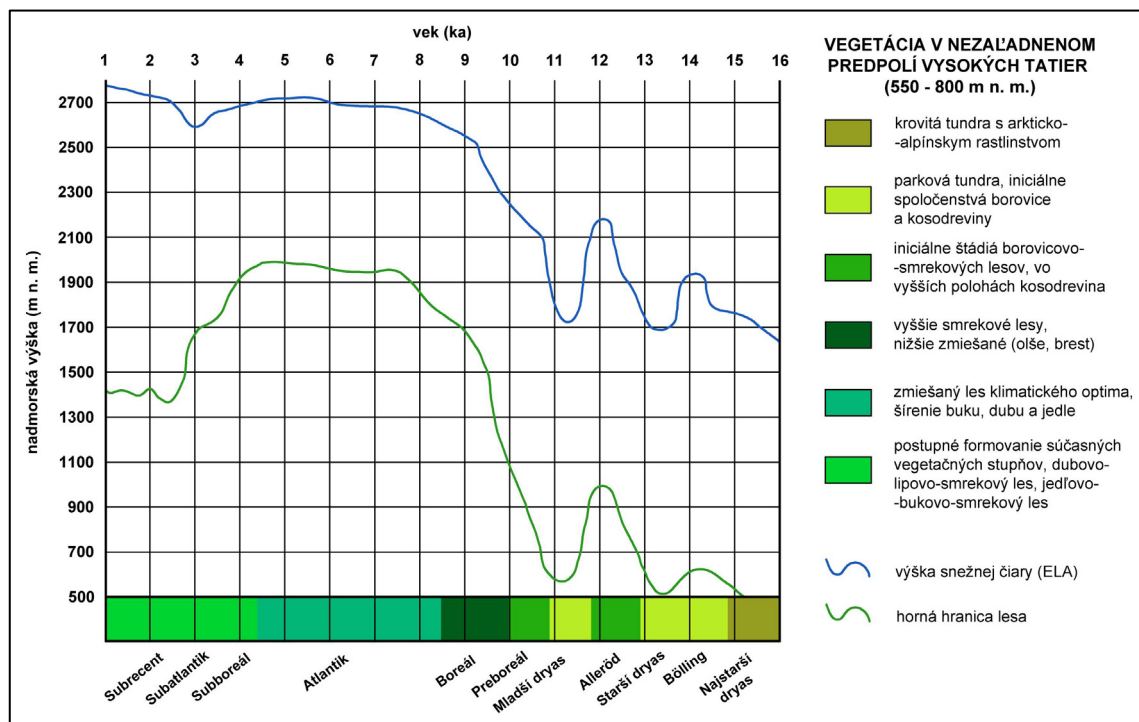
Vertikálne rozpätie Vysokých Tatier podmienilo vznik vegetačných stupňov, ktoré podľa Kunskeho (1974) v zhode s Mirek a Mirkowa (1992) sú:

- *Podhorské (submontánne) pásma* zasahuje do výšky 800 m n. m., je prevažne odlesnené, prípadne sú tu druhotne vysádzané smrekové monokultúry a bory.
- *Horské (montánne) pásma* siaha do 1500 m n. m., teda približne na hornú hranicu lesa, aj keď nad ňou sa ojedinele vyskytujú stromovité porasty až do 1900 m n. m. Pôvodne bolo tvorené bukom s jedľou bielou (*Abies alba Mill.*) a smrekom obyčajným (*Picea abies L.*), na hornej hranici pásma rastie borovica limba (*Pinus cembra L.*).
- *Pásma subalpínske* sa rozprestiera do 1800-1900 m n. m., pričom sa tu okrem trvalých trávnych porastov vyskytuje kosodrevina (hl. borovica horská - *Pinus mugo*) s ojedinelými limbami, smrekmi, jedľami a ich zástavovitými formami
- *Pásma alpínske* zasahuje do 2300-2400 m n. m., je to pásma horských lúk a hôľ, charakteristické vysokohorskými rastlinnými spoločenstvami.
- *Pásma subniválne* zaberá najvyššie položené hrebeňové oblasti Vysokých Tatier, veľmi slabý pôdny kryt tu podmieňuje slabé zastúpenie vegetácie. Midriak (2001) však považuje tento stupeň vo Vysokých Tatrách za nedokonale vyvinutý.

Výška súčasnej hornej hranice lesa s celkovou dĺžkou 364 km kolíše vo Vysokých Tatrách priemerne medzi 1392-1438 m n. m., v Belianskych Tatrách dosahuje priemernú výšku 1385 m n. m. (Midriak, 2001). Podľa Plesníka (1971) siaha horná hranica lesa na niektorých miestach až do výšok nad 1600 m n. m. (až 1715 m n. m. na juhozápadnom svahu Patrie a na Ostrve). Najväčšie rozdiely v nadmorskej výške hornej hranice lesa vyvolané rozdielnou expozíciou voči svetovým stranám sú medzi juhozápadnou a severnou až severovýchodnou expozíciou a dosahujú hodnoty 60-70 m, pričom na juhozápadných

svahoch horná hranica lesa vystupuje v priemere o 35-45 m nad priemernú výšku a naopak na svahoch severovýchodnej expozície zostupuje o 40-45 m pod priemernú výšku (Plesník, 1971). Pôsobením ľudskej činnosti bola za posledných niekoľko storočí výška hornej hranice lesa znížená v priemere o 250 m (maximálne až o 400 m) (Plesník, 1978).

K terciárnym reliktom a súčasne k západokarpatským endemitom patrí napr. lomikameň trvanlivý (*Saxifraga perdurans*) alebo stračia nôžka tatranská (*Delphinium oxyspalum*). S nástupom kvartérnych zaľadnení sa do nezaľadených oblastí Karpát sťahovala arkticko-alpínska vegetácia, ktorá neskôr na prelome pleistocénu a holocénu ustupovala do chladnejších oblastí. Vysokohorské prostredie Tatier však umožnilo uchovať niektoré glaciálne relikty, ako napr. iskerník ľadovcový (*Ranunculus glacialis* L.) alebo dryádka osemlietková (*Dryas octopetala* L.) (Lukniš, 1961). S ústupom posledného zaľadnenia súvisia klimatické zmeny, ktoré podmienili sukcesiu nových, resp. staronových spoločenstiev do celej oblasti Karpát (Obr. 2.16).



Obr. 2.16: Rekonštrukcia zmien krajiny Vysokých Tatier na konci pleistocénu a počas holocénu (podľa dát Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988; Lindner et al., 2003, Mirek a Mirkowa, 1992)

2.7.2 Fauna

Podobne ako v prípade vegetačnej pokrývky, tak aj v prípade živočíšstva podmieňuje špecifické prostredie Vysokých Tatier výskyt niektorých vzácných druhov.

V tatranských refugiách sa uchovali terciérne a glaciálne relikty a zároveň tunajšie endemity, medzi najznámejšie patrí kamzík horský tatranský (*Rupicapra rupicapra tatrica* L.) a svišť horský (*Marmota marmota* L.). V období maximálneho zaľadnenia mala fauna severský ráz, žila tu polárna líška (*Alopex lagopus* L.), mamut (*Mammuthus*) alebo zajac belák (*Lepus timidus* L.) (Lukniš, 1961; Glowacinski a Makomaska-Juchiewicz, 1992). V súčasnosti žije vo Vysokých Tatrách okrem vyššie spomenutých endemitov aj medveď hnedý (*Ursus arctos*), vlk dravý (*Canis lupus*), rys ostrovid (*Lynx lynx*) či jeleň hôrny (*Cervus elaphus*), medzi vzácne vtáctvo patrí orol skalný (*Aquila chrysaetus*) a tiež výr skalný (*Bubo bubo*). Dôsledná ochrana živočíchov v rámci Národného parku prispela v poslednom čase k zvyšovaniu ich početného stavu.

3. ZAĽADNENIE VYSOKÝCH TATIER

3.1 Glaciálne a niválne tvary reliéfu

Opakované pleistocénne zaľadnenia podmienili vznik glaciálnych erózných a akumuláčnych tvarov. V extraglaciálnom prostredí pôsobili deštruktívne procesy gelivácie a kongelifrakcie (v súvislosti s regeláciou), ktoré po rozšírení periglaciálnej zóny na úkor ľadovcov po skončení posledného glaciálu významne vplývajú na reliéf vrcholových častí Vysokých Tatier aj dnes (Černík a Sekyra, 1969; Midriak, 1983), avšak s výrazne nižšou intenzitou (Kotarba, 1992).

3.1.1 Tvary glaciálnej a glaciofluviálnej erózie

Glasser a Bennett (2004) považujú za základné procesy ľadovcovej erózie ľadovcové trieštenie (*plucking, quarrying*), obrusovanie (*abrasion*), brázdnenie (*exaration*), odlamovanie (*detrakcia*) a eróziu tavnou vodou. Tieto procesy sa podieľali na vzniku glaciogénnych erózných foriem rôznej mierky. Medzi mikro až mezofomy patria napr. hladké plochy skalného podložia (Obr. 3.1) (možné aj s prípadnou striáciou - exaračnými ryhami), oblé tvary vystupujúce nad úroveň vyhladeného povrchu označuje Lukniš (1973) ako *guliaky (obliky)*. Guliaky zvyčajne predstavujú časti odolnejších hornín a vytvorili sa na miestach, kde ľadovce disponovali relatívne menšou eróznou silou, vyskytujú sa vo veľkom počte a v rôznych formách a veľkostiach vo väčšine zaľadnených vysokotatranských dolín, v Belianskych Tatrách sa vyskytujú len v severných dolinách, kde došlo k rozvoju väčšieho zaľadnenia (Boltížiar, 2009).



Obr. 3.1: Ľadovcom vyhladená plocha skalného podložia pri Téryho chate na skalnom stupni v Kotline Piatich Spišských plies (v pozadí Ľadový štít, 2627 m n. m.)

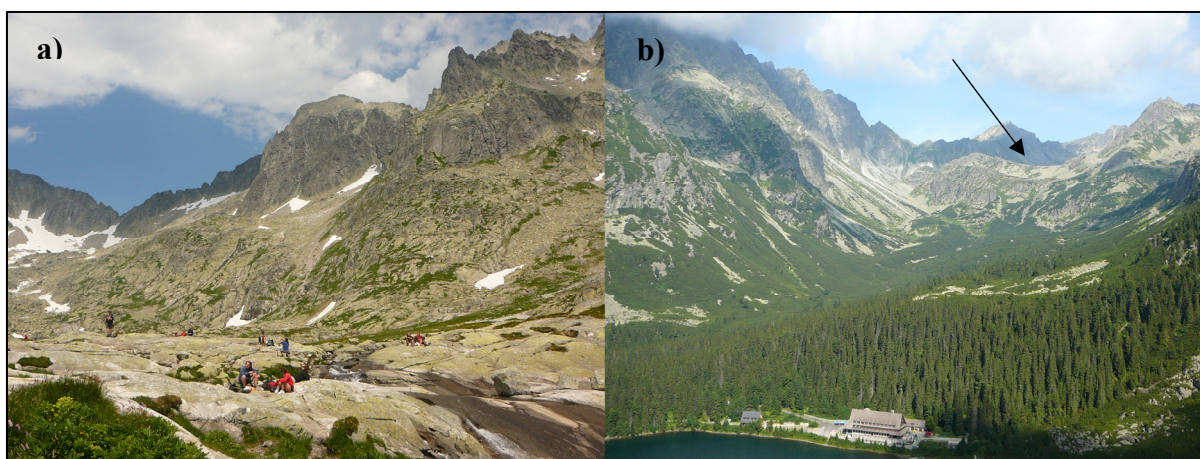
Z hľadiska reliéfnych makroforiem vedie erózna činnosť ľadovcov k vytváraniu karov (viď nižšie) a trógov (Glasser a Bennet, 2004) (Obr. 3.2). Účinky tejto činnosti sa prejavujú v prehĺbení a rozšírení predpleistocénnych údolí, dochádza k zúženiu hrebeňových častí pohoria vplyvom rozširovania dna karov a trógov a k opracovaniu skalných stupňov údolí (Obr. 3.2b).

Trógy (glacial troughs) sú hlboké lineárne formy reliéfu erodované do skalného podložia, ktoré reprezentujú výsledok glaciálnej erózie v miestach, kde je tok ľadovca podmienený topografiou (obmedzený stenami údolí) (Glasser a Bennet, 2004). Trógy vznikajú kombináciou glaciálnej abrázie a ľadovcového trieštenia, pričom efekt abrázie sa viac uplatňuje pri pôsobení na steny trógu, zatiaľ čo účinok ľadovcového trieštenia výrazne modeluje dno údolia (Glasser a Bennet, 2004; Bennett a Glasser, 2009). Tvar priečného profilu trógom býva často prirovnávaný k tvaru písmena „U“, avšak výstižnejšie pre jeho popis je použitie grafov empiricky zistených exponenciálnych resp. kvadratických funkcií (exponenciála resp. parabola) (Graf, 1970; James, 1996). Modelové štúdie ukazujú, že morfológia priečného profilu trógom smeruje postupom času k nadobudnutiu rovnovážneho stavu (Harbor a Wheeler, 1992). V takom prípade, ak tróg nadobudne svoju morfológiu (typickú podobu priečného profilu), jeho tvar sa vplyvom ďalších erózných fáz (zaľadnení) mení minimálne, teda najväčšia miera erózie pôsobí na tróg v čase jeho prvého zaľadnenia (Harbor et al., 1988). Veľkosť trógu je závislá na objeme ľadovca, ktorý trógom preteká - to znamená, že existuje silná väzba medzi veľkosťou zdrojovej oblasti ľadovca a veľkosťou trógu (Bennet a Glasser, 2009). Analýza priečných a pozdĺžnych profilov trógmi tak umožňuje stanoviť odhad objemu veľkosti ľadovca, ktorý tróg počas zaľadnenia vyplňal (Glasser a Bennet, 2004).

Splazy tatranských údolných ľadovcov mali silnú väzbu na preglaciálny systém reliéfu a zväčša kopírovali pliocénne fluviálne údolia (Klimaszewski, 1988). V miestach konfluencie hlavného ľadovca s jeho laterálnymi prítokmi sa ako dôsledok rozdielnej miery ľadovcovej erózie dnes vyskytujú *visuté trógy* (resp. údolia), napr. v systéme Bielovodskej doliny, kde Klimaszewski (1988) udáva priemernú výšku dna visutého trógu nad hlavným trógom okolo 150 m. Kalvoda (1974) udáva, že šírka trógov je obecně menšia než šírka karov (200-1200 m resp. 400-2400), čo potvrdzuje aj príklad Batizovskej a Velickej doliny (Obr. 2.8). Intenzita prehĺbenia predpleistocénnych údolí ľadovcami bola rozdielna v jednotlivých dolinových systémoch, preto ani názory autorov na zarezanie trógov nie sú jednoznačné a úplne zhodné. Lukniš (1973) udáva prehĺbenie asi 80-150 m, Kalvoda (1974) uvažuje v rozmedzí 100-180 m a Klimaszewski (1988) udáva hodnotu

približne 100 m. Odhad zníženia Tatier glaciálnou denudáciou je 300 m (Kunský in Kalvoda, 1974), Lukniš (1974) udáva hodnotu až 400 m za celý pleistocén, pre würm 35 m a pre holocén 5 m. Midriak (1983) určil priemernú hodnotu glaciálnej erózie počas würmu pre južnú časť Vysokých Tatier asi 0,55-1,10 mm za rok.

Tvary glaciofluviálnej erózie sú dielom tavnej vody odtekajúcej na rozhraní ľadovca a okolitého prostredia a následne pred čelom ľadovca. Takto vznikajú podľadovcové kanály a kanály vzniknuté pred čelom ľadovca zahĺbené do skalného podložia či tillu (Glasser a Bennett, 2004). Klimaszewski (1988) takéto tvary popisuje iba všeobecne, žiadnu konkrétnu lokalitu ich výskytu v Tatrách však neudáva, rovnako tak aj Lukniš (1973) sa nezmieňuje o miestach výskytu uvedených tvarov. Všetky formy vytvorené glaciálnou a glaciofluviálnou eróziou sú od ústupu posledných ľadovcov z Tatier výrazne prekryvané holocénnymi akumuláciami a naďalej rozrušované procesmi zvetrávania a erózie.



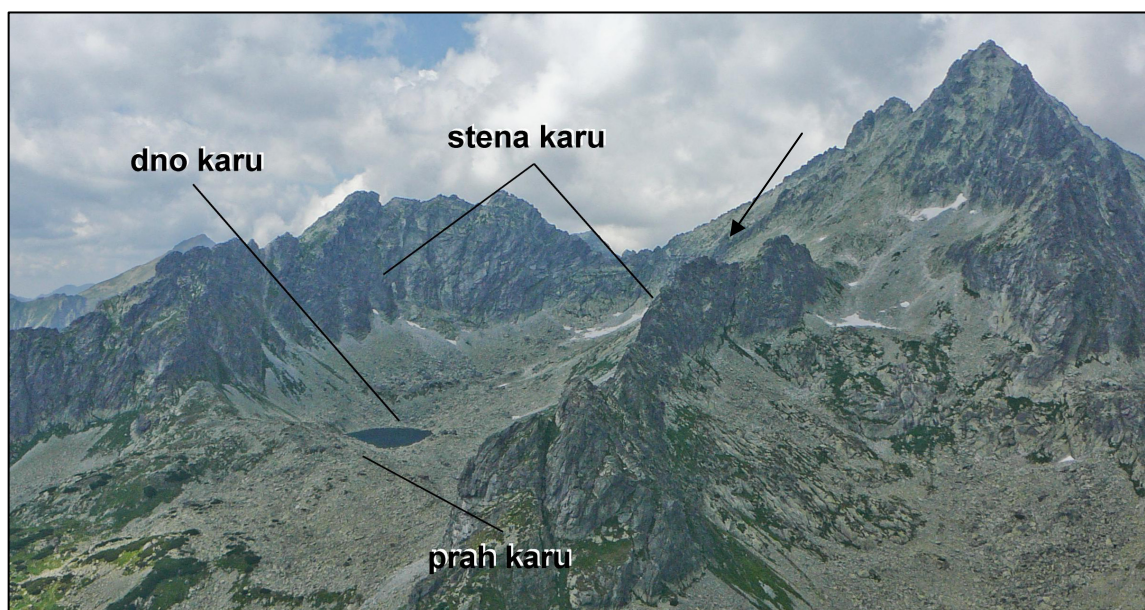
Obr. 3.2: Alpínsky reliéf Vysokých Tatier. 3.2a) Kotlina Piatich Spišských plies - zložený kar Malej Studenej doliny, v pozadí viditeľné snežníky. 3.2b) Tróg Mengusovskej doliny s typickým profilom „rozťahnutého U“. Šípka ukazuje na ľadovcom opracovaný skalný prah, nad ktorým sa nachádza zložený kar Veľkého Hincovho plesa, v popredí viditeľná časť Popradského plesa, ktoré sa nachádza v depresii vyhlúbenej ľadovcom Zlomiskovej doliny a následne zahradenej laterálnou morénou ľadovca Mengusovskej doliny.

3.1.1.1 Kary

Kary sú dôležitým komponentom alpínskeho reliéfu Vysokých Tatier, pretože počas chladných období pleistocénu fungovali ako primárne zdrojové oblasti podmieňujúce vznik a vývoj väčších údolných ľadovcov. Vysoké Tatry, na rozdiel napr. od zaľadnených pohorí Českého masívu, nedisponujú rozľahlými náhornými plošinami, z ktorých by bol sneh vetrom transportovaný do údolných uzáverov, kde by dochádzalo k jeho hromadeniu a následnej premene na firn a ľad (viď napr. Migoń, 1999). Naopak,

pôvodné pliocénne a staropleistocénne závery údolí Vysokých Tatier (a neskôr kary, ktoré v údolných uzáveroch vznikli) predstavovali samy o sebe oblasti, kde dochádzalo k primárnej akumulácii snehu a firnu a tým pádom výrazným spôsobom determinovali aj následný vznik horského zaľadnenia a tvarov reliéfu s ním súvisiacich. Kvôli tomuto faktoru je vhodné uviesť bližšiu charakteristiku a mechanizmy vedúce k vzniku a následnému vývoju karov ako jednej z typických foriem glaciálnej činnosti.

Kary (*cirques*, *corries*) sú vyhlbeniny formované v rámci vysokohorských oblastí v zdrojovej oblasti ľadovca, ohraničené strmými, v pôdoryse často oblúkovitými stenami a otvorené smerom po svahu dolu (Evans, 2006a; Glasser a Bennett, 2004). Stena karu (*headwall*) má obyčajne značne väčší sklon ako dno karu (*cirque floor*), prah karu (*cirque threshold*) oddeľuje dno karu od príslušného trógu (Evans a Cox, 1995) (Obr. 3.2). Hrana karu je línia obyčajne totožná s tzv. *trimline*, ktorá značí maximálny výškový dosah ľadovcového telesa na úbočiach okolitých svahov a je zväčša totožná so zreteľnou zmenou sklonu svahu (väčší sklon svahu pod *trimline* náležiaci stene karu a menší sklon svahu nad *trimline*, náležiaci oblasti periglaciálneho zvetrávania) (Nesje, 2006). Podľa Evansa (2006a) v zhode s Martinim et al. (2001) formovanie karu závisí hlavne od prehlbovania dna karu ľadovcovým trieštením a abráziou, ustupovanie steny karu je podmienené hlavne ľadovcovým odlamovaním a mrazovým zvetrávaním v rámci periglaciálnej (extraglaciálnej) zóny (Bennett a Glasser, 2009), dôležitý je zároveň odnos erodovaného materiálu.



Obr. 3.3: Kar Dračieho plesa (Zlomisková dolina) ako príklad dobre vyvinutého karu. Šípka ukazuje na skalnú priečku - nunatak Dračieho hrebeňa. Vpravo štít Vysoká (2547 m n. m.).

V skutočnosti sa kary zriedka vyskytujú samostatne ako jednoduché konkávne formy, častejším javom je ich vzájomné spájanie a výskyt v zhlukoch alebo skupinách (Bennett a Glasser, 2009). Benn a Evans (1998) preto rozoznávajú päť základných typov karov resp. karových foriem:

- *jednoduchý kar (simple cirque)* - jednoduchá, zreteľne vymedzená a nezávislá jednotka reliéfu
- *kombinovaný kar (compound cirque)* - pozostáva z dvoch čiastkových karov, ktoré majú približne rovnakú veľkosť
- *komplexný kar (cirque complex)* - pozostáva z viac ako dvoch čiastkových karov, pričom došlo k ich spojeniu následkom rozrušenia stien týchto karov
- *stupňový kar (staircase cirque)* - pozostáva z dvoch alebo viacerých karov ležiacich stupňovito nad sebou, označované tiež ako kaskáda karov
- *trógový kar (cirque trough)* - kar plynulo prechádza do horného konca trógu

Kvôli rôznorodosti terminológie a definícií pri popisovaní jednotlivých typov karov sú v tejto práci používané pojmy „jednoduchý kar“, „zložený kar“ a „stupňový kar“ (príp. „kaskáda karov“), pričom pojem „zložený kar“ odpovedá komplexnému alebo kombinovanému karu podľa definície Benn a Evans (1998) uvedenej vyššie.

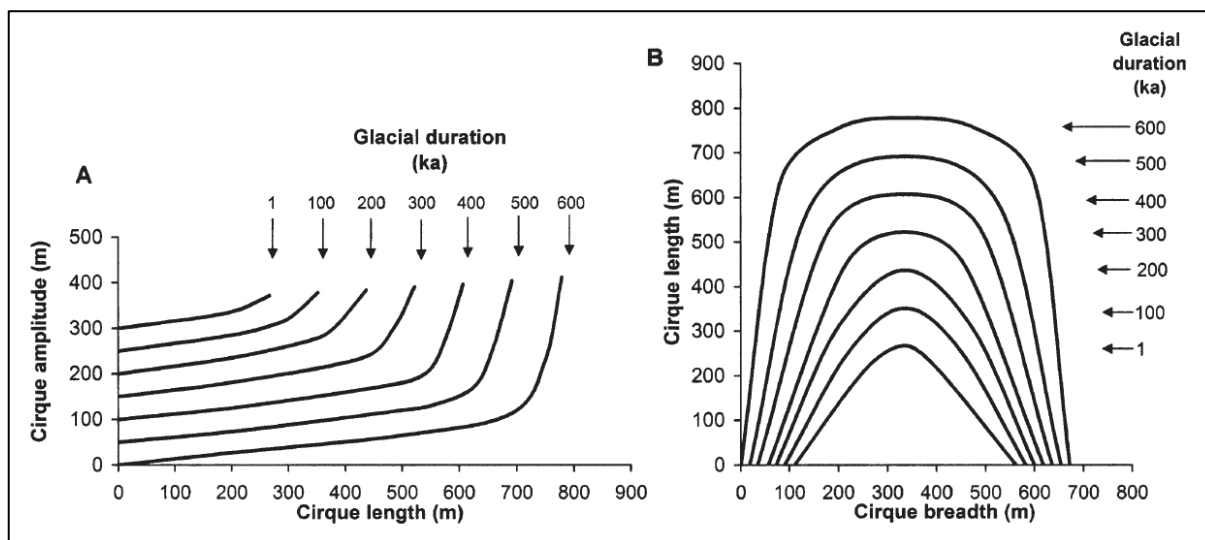
Názory na glaciálne procesy formujúce „typický“ tvar karu sa v priebehu času menili. Na začiatku 20. storočia boli za zásadné pochody pri vzniku karu považované procesy mrazového zvetrávania vnútri a nad tzv. *bergschrund* (trhlina resp. medzera medzi telesom ľadovca a stenou karu), takže aj keď boli kary považované za dôkaz zaľadnenia, ich vývoj bol vysvetľovaný hlavne periglaciálnymi procesmi (Evans, 2006a). Neskôr, v polovici 20. storočia, výskumy ukázali, že pohyb karového ľadovca má podobu rotačného šmyku (*rotational flow, rotational slip*), ktorý, spolu so sutinami zo stien karu dostávajúcimi sa pod ľadovec pozdĺž *bergschrund*, zväčšuje intenzitu bazálneho kĺzania a tým pádom aj ľadovcovej abrázie (Evans, 2006b). Ani to však dokonale nezodpovedalo otázku vzniku a vývoja karov. Vznikli teórie zameriavajúce sa na úlohu vstupov vody a zmien vodného tlaku pri erózii dna karu, pretože subglaciálne erózne procesy sú tesne späté s vodou v tekutom stave (MacGregor et al., 2009). Hooke (1991) a Iverson (1991) ukázali, že zmeny tlaku vody nachádzajúcej sa medzi dnom karu a ľadovcom sú časté a dosahujú značné amplitúdy (vstupy vody do a pod ľadovec prebiehajú pozdĺž *bergschrund* a *crevasses*). Sústreďenie vody v dutinách medzi skalným podložím a bázou ľadovca spôsobuje variabilitu vo veľkosti tlaku vody pod ľadovcom, čoho následkom je lokálne zvýšenie ľadovcového trieštenia (Hooke, 1991), premenlivosť veľkosti tlaku vody

v puklinovom systéme skalného podložia taktiež zvyšuje náchylnosť na jeho väčšiu eróziu (rozširovanie puklín) (Iverson, 1991). S nárastom tlaku vody na báze ľadovca sa zvyšuje rýchlosť pohybu ľadovca a následne narastá aj schopnosť ľadovca erodovať a unášať puklinami obmedzené bloky skalného podložia (Evans, 2006a). Súčasný numerický modely zameriavajúce sa na modelovanie procesov prebiehajúcich v rámci karových oblastí počítajú s viacerými určujúcimi faktormi (podľa MacGregor et al., 2009): procesy zahŕňajúce prísun snehu resp. jeho topenie (*mass balance*), dodávanie snehu vetrom a lavínami do karu, zvýšený prísun tavnej vody do podložia ľadovca, zvýšenie tlaku vody v dutinách pod ľadovcom podporujúce kĺzanie a následne zvýšenú eróziu (abráziu), rapidný transport klastov zo stien karu do podložia ľadovca prostredníctvom *bergschrund* (zvýšená abrázia kvôli väčšej drsnosti prostredia) a ústup stien karu ako dôsledok mrazového zvetrávania, niektoré modely počítajú tiež s tepelnými tokmi v rámci ľadovca (*cold-based, warm-based* alebo *polythermal glacier*). Z vyššie uvedeného je zrejmé, že vývoj karu je dôsledok súčinnosti viacerých faktorov, Bennett a Glasser (2009) dodávajú, že kary sú dobrým príkladom pozitívnej spätnej väzby, pretože čím je kar vyvinutejší (hlbší), tým lepšie zachytáva a hromadí sneh a poskytuje tak lepšie podmienky pre rast ľadovca, čo následne podporuje ďalší rozvoj karu.

Vývin morfológie karu v čase môže byť študovaný na základe tzv. ergodickej dedukcie (*ergodic reasoning*) (Bennett a Glasser, 2009), ktorá predpokladá, že v rámci vyvíjajúcej sa populácie určitého tvaru reliéfu bude existovať široká škála prípadov v rôznom stupni vývoja. Vzájomným porovnaním jednotlivých prípadov (v tomto prípade karov) na určitom území je tak možné stanoviť model vývoja reliéfu danej oblasti. Aplikovaním tohto predpokladu na populáciu karov jedného pohoria je možné predpokladať, že sa tu bude vyskytovať rad karov, z ktorých každý sa mohol začať vyvíjať v rôznom časovom období a/alebo ktorého vývoj mohol prebiehať rôznou rýchlosťou. Následne tak priestorová premenlivosť morfometrických charakteristík (v rámci daného územia) poskytne náhľad na to, ako prebiehal vývoj karov v čase (Bennett a Glasser, 2009).

Viacere štúdie (napr. Gordon, 1977; Brook et al., 2006; Evans, 2006b) uvádzajú, že s narastajúcim vekom karu (čím viac je kar vyvinutejší) dochádza k väčšej „uzavretosti“ jeho pozdĺžneho profilu a pôdorysu (Obr. 3.4). V skutočnosti však toto pravidlo platí len pre oblasti s relatívne jednotnou geologickou stavbou, kde sa štruktúrne a litologické poruchy (pukliny, mylonitové zóny) vyskytujú vo všetkých smeroch, v opačnom prípade môže byť morfológia karu a jeho vývoj výrazne ovplyvnený týmito faktormi (Bennett

a Glasser, 2009; Haynes, 1968). Tvar pozdĺžneho profilu a mieru glaciálneho prehĺbenia karu je možné kvantitatívne vyjadriť niekoľkými spôsobmi, pričom najčastejšie je používaný tzv. koeficient k určený z priebehu k -krivky (sensu Haynes, 1968, vid' ďalej), prípadne rovnica kvadratickej funkcie v tvare $Y=a.X^b$ (sensu Graf, 1976), pričom hodnota koeficientu b sa pohybuje v rozmedzí 2-3. Ďalšie spôsoby matematického vyjadrenia tvaru pozdĺžneho profilu karu uvádza napr. Rasemann et al. (2004).



Obr. 3.4: Idealizovaný model vývoja karu v priebehu času pre oblasť pohoria Ben Ohau Range (Nový Zéland). 3.3a) Vývoj podoby pozdĺžneho profilu 3.3b) Vývoj pôdorysu karu (Brook et al., 2006).

Nadmorská výška dna karov a ich orientácia voči svetovým stranám (t.j. na ktorú svetovú stranu je kar otvorený) sú často používané indikátory paleoklímy danej oblasti (Glasser a Bennett, 2004). Priemerná nadmorská výška dna karov v určitom území môže poskytnúť odhad výšky pleistocénnej čiary rovnováhy (*ELA - equilibrium line altitude*) (Bennett a Glasser, 2009), avšak je potrebné brať do úvahy aj regionálne (paleo)klimatické podmienky ako napr. prevládajúce smery vetrov a s tým súvisiace náveternej/záveternej oblasti (vplyv na vypadávanie zrážok), kontinentalitu resp. oceanitu klímy a pod. (Evans, 2006a). Množstvo dopadajúceho slnečného žiarenia do priestoru karu závisí tiež od orientácie karu voči svetovým stranám (Bennett a Glasser, 2009). Olyphant (1977) udáva, že orientácia voči svetovým stranám je významný činiteľ ovplyvňujúci vývoj karov, ktoré sa nachádzajú v blízkosti ELA, avšak s narastajúcou nadmorskou výškou karu (so „vzdľahovaním“ od ELA) tento faktor stráca na dôležitosť. Graf (1977) považuje za ideálne podmienky pre rozvoj karu na severnej pologuli orientáciu karu na SV (obecne smerom k príslušnému pólu danej pologule), prítomnosť sedla na náveternej strane steny karu

(umožňuje lepšie nafúkavanie snehu do karu) a vysoký štít nad južnou stenou karu (lepšia ochrana pred dopadajúcim slnečným žiarením).

Vo Vysokých Tatrách viedli cykly zaľadnení k spájaniu jednoduchých karov rozrušením hrebeňových skalných priečok a k vytvoreniu zložených karov (Obr. 3.2a), pričom najmladšie jednoduché kary tvoria obrubu okolo dna týchto zložených karov (Lukniš, 1973). Priemerná nadmorská výška dna karov je podľa Lukniša (1954) na južnej úboči Vysokých Tatier 1900-2050 m n. m., na severnej úboči 1700-1750 m n. m., stredné prehĺbenie karov je podľa Lukniša (1973) 40-50 m a podľa Kalvodu (1974) 100 m. Odtrhnutie hlavných štítov od susedných vrcholov alebo od hlavného hrebeňa vplyvom spájania karov nebolo nikde úplne ukončené, a preto sú štíty typu matterhorn (Obr. 3.5 a Tab. 3.1) vo Vysokých Tatrách vyvinuté len nedokonale (Kalvoda, 1974). Zachovalými nunatakmi sú Dračí hrebeň (Obr. 3.3), Hrubá veža, Strelecká veža a Kostolík (Lukniš, 1973) (Obr. 3.5 a Tab. 3.1).

3.1.2 Tvary glaciálnej a glaciofluviálnej akumulácie

Erovaný materiál pozostávajúci z častíc rôznej veľkosti bol transportovaný ľadovcom alebo tavnou vodou a následne ukladaný v podobe glaciálnych a glaciofluviálnych akumulácií a sedimentov. Midriak (1983) označuje za najvýznamnejšie z týchto foriem tillové akumulácie - *morény* (viď nižšie), vyskytujú sa tiež firmové morény, eratické balvany alebo súvky (Kalvoda, 1974). Klimaszewski (1988) konštatuje, že menšie formy glaciálnej a glaciofluviálnej akumulácie, ako napr. drumliny alebo eskery, sú vo Vysokých Tatrách kvôli malým rozmerom ľadovcov horšie vyvinuté ako napr. v Alpách alebo nie sú zastúpené vôbec.

Pred čelom ľadovca vznikali tvary kužeľovej glaciofluviálnej akumulácie (*outwash fan*, Bennet a Glasser, 2009), nazývajú sa tiež *sandry* (Midriak, 1983), ich následným spájaním sa vytvárali *výplavové (sandrové) plošiny (outwash plains)* (Bennet a Glasser, 2009). Striedanie glaciálov a interglaciálov spôsobilo vznik systému terás týchto akumulácií, pričom mladšie facie sa vkladajú do starších, takže staropleistocénne kužele budujú dnes najvyššie časti medziriečí (Lukniš, 1973). Klimaszewski (1988) určil relatívne výšky terás odpovedajúcich jednotlivým glaciálom nasledovne: staropleistocénne zaľadnenia 90-180 m, mindel 50-70 m, riss 30-40 m a 12-20 m (tu určil dva stupne terás) a würm 2-5 m. Lukniš (1973) uvádza, že staropleistocénne silne zvetrané štrkové akumulácie prevládajú na južnom predpolí pohoria.

Z ďalších foriem glaciofluviálnej akumulácie sa vo Vysokých Tatrách vyskytujú sedimentárne tvary ukladané vodou v bývalých subglaciálnych, englaciálnych príp. supraglaciálnych kanáloch - *eskery* (Bennet a Glasser, 2009), ktoré sú popísané pri vyústení Kolovej doliny, Velickej doliny a Batizovskej doliny, kde tvoria úzke chrbty s dĺžkou len niekoľko desiatok metrov (Lukniš, 1973). Jediný prípad *kamovej terasy* popisuje Lukniš (1973) v Doline Kežmarskej Bielej vody, pričom dosahuje dĺžku 600 m a výšku približne 20 m.

3.1.2.1 Morény

V južnom predpolí Vysokých Tatier po sebe pleistocénne ľadovce zanechali pestrú morénovú krajinu s výskytom morénových valov vytvorených počas niekoľkých oscilácií ľadovcov. Táto skutočnosť ponúka možnosť bližšieho spracovania a časového zaradenia jednotlivých morénových komplexov, čo je aj jedným z cieľov tejto práce. Morény zároveň reprezentujú jednu z najtypickejších foriem glaciálnej akumulácie, a preto je vhodné uviesť ich podrobnejšiu charakteristiku.

Moréna (*moraine*) je glaciálny tvar reliéfu formovaný depozíciou alebo deformáciou sedimentov ľadovcovým telesom pri jeho progresívnom alebo regresívnom vývoji (Knight, 2006). Hlavným procesom podmieňujúcim vznik morén je uvoľnenie sutín nesených ľadovcom pri jeho roztápaní a taktiež deformácia proglaciálnych alebo subglaciálnych sedimentov v dôsledku pohybu ľadovca.

Materiál tvoriaci morény je nazývaný *till*. Till je sediment transportovaný a uložený priamo ľadovcom alebo z ľadovcového ľadu a zároveň nebol alebo bol len málo vytriedený vodou (Dreimanis a Lundquist, 1984). Till zvyčajne pozostáva z väčších, chaoticky usporiadaných klastov (oblázky, balvany, bloky) zasadených do jemnozrnnejšej matrix tvorenej materiálom s ílovitou až pieskovou zrnitosťou (Bennett a Glasser, 2009).

Morény je možné klasifikovať podľa genetického hľadiska, teda na základe primárneho procesu ich vzniku, a taktiež na základe ich polohy vzhľadom k ľadovcu (negenetická klasifikácia). V odbornej literatúre sa vyskytuje široké spektrum klasifikácií morén a všeobecne akceptované názvoslovie neexistuje (Benn a Evans, 1998). Bennett a Glasser (2009) označujú akumulčné tvary vznikajúce ako priamy dôsledok ľadovcovej činnosti na okraji ľadovca ako „*ice-marginal moraines*“ (*okrajové morény*), Knight (2006) označuje ako hlavné procesy vzniku týchto morén sypanie supraglaciálnych, englaciálnych alebo bazálnych sutín transportovaných ľadovcom a vytlačanie subglaciálnych sedimentov

pred čelom ľadovca. Bennett a Glasser (2009) na základe genetického hľadiska rozlišujú tri kategórie okrajových morén:

- *glaciotectonic moraines (push moraines, náporové morény)* - sú definované ako produkt konštrukčnej deformácie ľadu, sedimentu a/alebo skalného podložja, pričom vznikajú chrbty uložené priečne alebo šikmo vzhľadom k smeru pohybu ľadovca, nachádzajúce sa pred, na alebo pod okrajom ľadovca.
- *dump moraines (sypané morény)* - vznikajú tam, kde je materiál nesený ľadovcom akumulovaný pozdĺž ľadovca alebo pred čelom ľadovca. Ich formácia vyžaduje stacionárne čelo ľadovca.
- *ablation moraines (ablačné morény)* - vznikajú vtedy, ak je materiál nesený ľadovcom akumulovaný na jeho povrchu, čo podporuje intenzívnejšie roztápanie ľadu. Ďalším hromadením sutín a topením ľadovca vzniká ablačná moréna s častým výskytom ľadových jadier. Ablačné morény sú typickým produktom deglaciacie.

Podľa pozície jednotlivých morénových valov vzhľadom k okrajom ľadovca je možné morény rozdeliť na morény *čelné (frontal moraines)*, *bočné (lateral moraines)* a *stredné (medial moraines)*, čelná moréna vzniknutá pri maximálnom postupe ľadovca je označovaná ako *koncová (terminal moraine)*, morény vzniknuté pri čiastkových postupoch ľadovca počas jeho celkového ústupu sú *ústupové morény (recesional moraines)*, z hľadiska vertikálnej pozície v rámci ľadovca sa vyčleňujú morény *spodné (bazálne, subglacial moraines)*, *vnútorné (englacial moraines)* a *vrchné (supraglacial moraines)* (podľa Knight, 2006; Benn a Evans, 1998).

Morfológia morén a analýza štruktúrnych a textúrnych znakov tillu tvoriaceho jednotlivé morény v nezaľadnených môže byť použitá pre rekonštrukciu bývalých ľadovcov. Podľa polôh valov morén je tak isto možné rekonštruovať polohu pleistocénnej ELA v súčasnosti nezaľadnených oblastiach, pričom najčastejšie používané metódy sú (podľa Benn a Lehmkuhl, 2000; Nesje, 2007):

- MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraines*) - je založená na predpoklade, že minimálna poloha ELA sa nachádzala vyššie, ako najvyššie položené valy bočných morén na stenách trógov.
- THAR (*Toe-to-headwall altitude ratios*) - vychádza z predpokladu, že ELA leží v určitom úseku medzi najvyššou a najnižšou časťou (koncom) ľadovca, pričom najnižšiu polohu (koniec) bývalého ľadovca naznačujú valy koncových morén.

Nevýhoda tejto metódy spočíva v zložitosti určenia presnej polohy horného konca ľadovca.

- TSAM (*Toe-to-summit altitude method*) - v snahe predísť hlavnej nevýhode metódy THAR (určenie horného konca ľadovca) je táto metóda založená na odhade polohy ELA podľa princípu, že nadmorská výška ELA je vypočítaná ako aritmetický priemer výšok najvyššie položeného bodu v zdrojovej oblasti bývalého ľadovca a najnižšej pozície ľadovca, ktorá je určená polohou koncovej morény.

Vo Vysokých Tatrách sú z hľadiska vertikálneho členenia resp. horizontálneho usporiadania zastúpené morény spodné, vnútorné, vrchné resp. čelné (koncové), stredné a bočné a taktiež morény ablačné, a to hlavne z obdobia posledného glaciálu (Midriak, 1983, Klimaszewski, 1988). Lukniš (1973) rozlišuje podľa stupňa zvetrania v študovanej oblasti tri skupiny morén, ktoré uložili ľadovce troch glaciálov. Viac ako polovica objemu morén vo Vysokých Tatrách pripadá na rôzne zrnitý štrk (0,2-30 cm) takmer bez prítomnosti ílu, s oblastným zvýšeným podielom balvanovitej frakcie, preto sa označujú ako štrkové resp. balvanovo-štrkové morény (Lukniš, 1973). Lokality výskytu morén podľa jednotlivých glaciálov a stredné nadmorské výšky morén posledného zaľadnenia sú uvedené v častiach 3.2.2 *Staršie zaľadnenia (predwürmské)* a 3.2.3 *Posledné zaľadnenie (würm)*.

Morény starších zaľadnení. Patria sem morény všetkých zaľadnení okrem posledného glaciálu, pričom rozloha týchto morén je silne zredukovaná eróziou, denudáciou a rozplavením a na viacerých miestach možno sledovať ich prechod do glaciofluviálnych kužeľov (Lukniš, 1973). Na severnej aj južnej strane pohoria sa uchovali najmä eratiká a hrubozrnnejšie časti morén, ktoré sú pozorovateľné väčšinou po vonkajšom obvode morén posledného zaľadnenia.

Morény posledného zaľadnenia. Oproti predchádzajúcej skupine sa líšia čerstvosťou materiálu a povrchových tvarov, ich stredná mocnosť je odhadovaná na 70 m (Lukniš, 1973). Klimaszewski (1988) a Lukniš (1973) popisujú zákonitosti v topografii týchto morén nasledovne:

- expozícia dolín pohoria (sever a juh) v kombinácii so spádovými pomermi a hĺbkou trógu vytvorili odlišné podmienky pre ukladanie čelných a bočných morén.
- krátke a strmé trógy južnej úboče rýchlo ústia do predpolia, kam ľadovce ukladali rozsiahle akumulácie čelných morén. Doliny severnej úboče majú miernejší sklon a sú hlboké (neumožnili ľadovcom ani vodným tokom zmenu smeru), preto sú

tunajšie čelné morény viac rozmyté a porušené fluviálnou a glaciofluviálnou činnosťou.

- opačné boli pomery pri ukladaní bočných morén. Strmé skalné steny granodioritov južnej úboče obmedzovali ukladanie bočných morén, zatiaľ čo široké doliny severnej úboče a vhodnejšie litologické podložie (mezozoické a paleogénne sedimenty) poskytli priaznivejšie podmienky na ukladanie a zachovanie bočných morén.

Morény zo sklonku posledného zaľadnenia (neskorý glaciál). Lukniš (1973) do tejto skupiny radí morény dvoch štádiálnych oscilácii neskorého würmu (viď ďalej), kedy už ale ľadovce vo Vysokých Tatrách začali smerovať k všeobecnej regresii. V dolinách s nepriaznivými podmienkami na zaľadnenie sa už nevyskytujú pravé čelné morény, keďže ľadovcové splazy sa v nich zmenili na firnoviská alebo úplne zmizli. Pri ablácii firnovísk sutina, ktorá ich pokrývala, zosadala nepravidelne a podmienila tak vznik ablačných firnových morén s chaoticky rozčleneným povrchom a dnes sa vyskytujú napr. v kare nad Batizovským plesom alebo v kare nad Piatimi Spišskými plesami (Lukniš, 1973; Midriak, 1983).

3.1.3 Neskorowürmské až holocénne akumulácie

Reliéfotvorné procesy, akumulácie sedimentov a ďalšie tvary reliéfu, ktoré sú priamo podmienené zaľadnením a deglaciáciou, označuje Ballantyne (2002) prívlastkom *paraglaciálne*, Benn a Evans (1998) naopak týmto termínom označujú časový úsek tesne po ústupe zaľadnenia, počas ktorého dochádza k prudkému a náhlemu prispôsobeniu prírodného prostredia novým (neglaciálnym) podmienkam. Slaymaker (2009) uvádza, že koncept *paraglaciálnej geomorfológie* je vhodný pre popis tvarov reliéfu a celých krajín, ktoré sa nachádzajú v prechodnom štádiu medzi glaciálnymi a neglaciálnymi podmienkami, pričom tento pohľad zahŕňa priestorovú aj časovú zložku. Paraglaciálne a recentné modelačné procesy zastierajú glaciálne tvary (vyrovnávajú prehĺbenie údolí, opätovne modelujú glaciálne a glaciofluviálne sedimenty) a odlišným spôsobom rozrušujú skalný reliéf, pričom Kalvoda (1974) považuje za determinujúci faktor geliváciu. Glaciálna erózia prispela (podťatím skalných stien a svahov, rozpukaním hornín) k väčšej predispozícii skalného reliéfu k jeho ďalšiemu rozrušovaniu súčasnými procesmi. Jarman (2009) označuje za najvýraznejší prejav paraglaciálnej činnosti vo vysokých pohoriach intenzívne svahové procesy (hl. skalné rútenie, rozpad skalných stien), pomocou ktorých dochádza k znižovaniu sklonu glaciálne premodelovaných príkrych svahov a prehĺbených

údolí a tak k ich prispôsobeniu novým podmienkam s cieľom dosiahnuť stav dynamickej rovnováhy (Jarman, 2009). Rozpad skalných stien je veľmi dôležitým eróznym činiteľom v mladých, cyklicky zaľadnených vysokohorských oblastiach (Korup et al., 2007), podľa Jarmana (2009) tento proces výrazne prispieva k pretváraniu priečných profilov údolí a karov, dôsledkom ústupu svahov dochádza tiež k značnému rozširovaniu trógov.

Vo Vysokých Tatrách prebiehala pri ústupe ľadovcov silná vlna deštrukcie skalného povrchu spojená s intenzívnymi regelačnými procesmi a odl'ahčením bokov karov a trógov (Midriak, 1983; Kalvoda, 1974). Roztápaním ľadovcov sa porušila stabilita porušených skalných stien cementovaných ľadom a ich následným rozpadom vznikali mohutné balvanovité a blokové akumulácie - *zlomiská* (Lukniš, 1973) (Obr. 3.5 a Tab. 3.2). Gravitácia a vplyv fyzikálneho zvetrávania sa podieľali na vzniku opadu zo skalných stien a skalného rútenia v menšej mierke - výsledkom sú suťové kužele, úsypy (Obr. 3.5 a Tab. 3.2), úsypové vence a polygenetické sute s vekom max. 10-12 tis. rokov (Lukniš, 1973; Kotarba, 1992).

Tieto staršie akumulácie sú prekrývané mladšou generáciou holocénnych sutí, murovými prúdmi vznikajúcimi po výdatných zrážkach a tiež lavínovými akumuláciami (Kalvoda, 1974). Kňazovický, 1979 in Midriak (1983) určil, že vo Vysokých Tatrách je celkom 586 lavínových dráh, pričom lavíny tak ovplyvňujú až 14,6 % celkovej plochy pohoria. S ústupovaním ľadovcov súvisí tiež vznik nových kryoniválnych tvarov reliéfu, pričom najcharakteristickejšie z nich sú kamenné ľadovce (*rock glaciers*) a niválne valy (*protalus ramparts, pronival ramparts*) (Shakesby, 1997; Kotarba, 2007). Najlepší príklad neaktívneho (reliktného) kamenného ľadovca sa nachádza pod Kôprovským štítom v Hincovej kotline, najväčší niválny sutinový val sa nachádza pod Tichým vrchom v Kôprovej doline (Kotarba, 2007). Kamenné ľadovce a ablačné morény sú vo Vysokých Tatrách málo početné a vznikali prevažne v mladšom ryase (Kotarba in Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997).

Zvýšený výskyt extrémnych meteorologických udalostí počas Malej doby ľadovej (zvýšená zrážková činnosť, ochladenie) mal za následok zvýšenie dynamiky svahových procesov, čo sa prejavovalo hlavne vo väčšej početnosti úlomkotokov (*debris flow*), zosunov a záplav (Kotarba, 1992, 2006). Kotarba (2006) udáva obdobie trvania Malej doby ľadovej v Tatrách v rozmedzí rokov 1400-1925, pričom obdobie rokov 1850-1900 určuje ako fázu s najväčším počtom anomálií v chode počasia za posledných 400 rokov.

3.1.4 Firnoviská, snehové polia a permafrost Vysokých Tatier

Snehové pole (*snežník*, *snow patch*, *snow bank*, *snow field*) je lokalita nahromadenia snehovej pokrývky, ktorá pretrváva do vrcholného leta alebo dva a viac rokov (Czudek, 2005). Ak v rámci snehového poľa začne dochádzať k procesom transformácie snehu (kompakcia, vytlačanie vzduchu, rast vzájomne pospájaných ľadových kryštálov), vzniká *firn* (*névé*) a následne je takýto tvar označovaný ako *firnovisko* (*firnové pole*, *firn field*) (Bennett a Glasser, 2009). Pojem *nivácia* označuje javy spojené s mrazovým trieštením a geliflukciou, ktoré súvisia s prítomnosťou snežníkov a firnovísk (Thorn, 2006), pričom uvedené erózne procesy vedú k vytváraniu nivačných jám, výklenkov a lavíc (French, 2007). Uvedené tvary vzniknuté niváciou označuje Midriak (1983) ako nivačné príp. niválne. V súčasnosti je koncept nivácie kvôli nedostatočným znalostiam o mechanizme a prebiehajúcich procesoch spochybňovaný a používanie tohto termínu sa v odbornej literatúre veľmi neodporúča (Thorn a Hall, 2002; French, 2007; André, 2009).

Pôsobenie snežníkov a firnovísk zohráva pri súčasnom modelovaní reliéfu Vysokých Tatier len malú úlohu (Raczkowska, 1995), geomorfologický účinok snehových polí je v porovnaní s modelačným pôsobením firnovísk o niečo významnejší (Midriak, 1983). Preto aj Lukniš (1973) kvôli malej rozlohe snežníkov a firnovísk označuje ako nivačné (príp. niválne) zväčša len tvary vzniknuté pôsobením nivácie počas posledného zaľadnenia resp. na začiatku holocénu. Lukniš (1973) okrem klimatickej snežnej čiary vymedzuje tzv. *orografickú hranicu trvalej snehovej pokrývky a firnu*, ktorú udáva výška dolného okraja výskytu snehových polí a firnovísk. O jej polohe rozhoduje hromadenie snehu lavínami alebo vetrom v expozične vhodných miestach a Midriak (1983) v zhode s Luknišom (1973) ju kladie vo Vysokých Tatrách do výšky 2052 m n. m. Gądek (2008) v zhode s Kłappovou (1980) udáva, že firnoviská a perénne snehové polia sa v Tatrách vyskytujú nad hornou hranicou lesa vo výškach 1600-2400 m n. m (Obr. 3.5 a Tab. 3.1). Činnosť snehových polí a firnovísk sa preto najvýraznejšie prejavuje v alpínskom a subnivánom stupni (Raczkowska, 1995).

Najväčším firnovým útvarom vo Vysokých Tatrách je firnovisko v Medenej kotline (Lukniš, 1973; Gądek a Kotyrba, 2007, Gądek a Grabiec, 2008). Nachádza sa vo výške 2025-2350 m n. m. a existuje vďaka akumulácii snehu lavínami, pričom pri svojej najmensej rozlohe (koniec leta) zaberá plochu 2-3 ha pri objeme 150 tis. m³ a max. hrúbke do 18 m (Gądek a Kotyrba, 2003, 2007). Na poľskej strane Vysokých Tatier je najväčšie nahromadenie firnu vo vrcholových partiách doliny Rybieho potoku na sever od hrebeňa

spájajúceho Rysy a Mengusovský štít. Podľa Gądeka (2008) sa tu nachádzajú dve tretiny z celého objemu firnovísk Poľských Tatier a najväčším firnoviskom je tu poľsky nazývaný tzv. „Mięguszowiecki Lodowczyk“ vo výške 1978-2035 m n. m., živený lavínami. Predpokladá sa, že toto firnovisko s rozlohou 0,5 ha a mocnosťou 22 m, tu existuje od subatlantiku (Gądek, 2008). Rozloha všetkých firnovísk v Tatrách sa v posledných rokoch znižuje (Gądek a Kotyrba, 2003).

Snežníky sa podľa Lukniša (1973) najviac vyskytujú v zadnej časti Malej Studenej doliny (Obr. 3.2a). Ďalšie lokality výskytu perénnych snehových polí sú uvedené v Tab. 3.3 a zobrazené na Obr. 3.5. Rozloha a počet snežníkov vykazuje vysokú mieru premenlivosti (Kłappa, 1980).

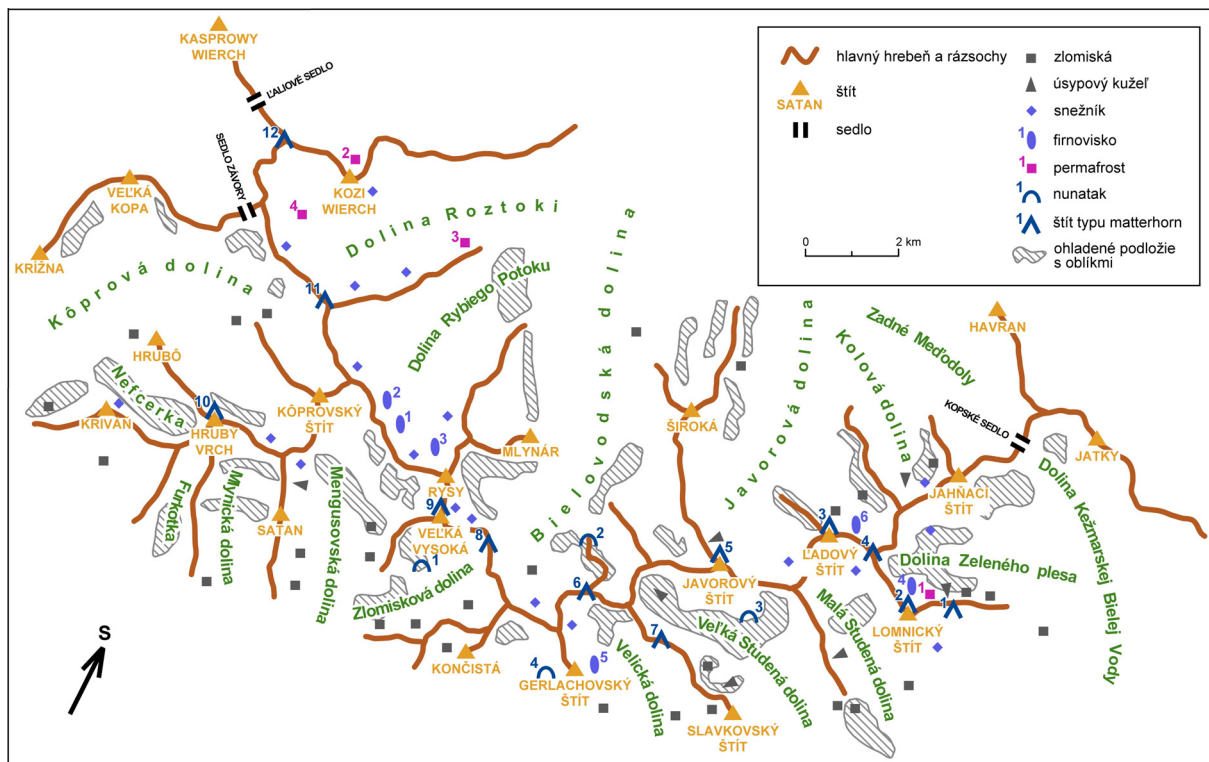
Ako určujúci faktor pre výskyt permafrostu vo Vysokých Tatrách sa udáva lokálna cirkulácia chladného vzduchu a menší príjem slnečnej energie, a až následne nadmorská výška a prítomnosť trvalejšej snehovej pokrývky (Gądek a Kędzia, 2008). V súčasnosti sa vyskytuje nesúvislý permafrost na severnej úboči pohoria vo výškach nad 1930 m n. m. a na južnej úboči vo výškach nad 2050 m n. m. (Dobiński, 1997 in Gądek a Kędzia, 2008) (Obr. 3.5 a Tab. 3.1). Jeho hrúbka sa pohybuje (pri nezahrnutí aktívnej vrstvy) od 3 do 42 m (Dobiński, 2004). Prítomnosť permafrostu bola v Tatrách prvýkrát popísaná W. Dobińskim v deväťdesiatych rokoch 20. storočia (Gądek a Kędzia, 2008), najnovšie práce publikoval Dobiński (2004, 2005), Lamparski a Kędzia (2007) a Gądek a Kędzia (2008).

Tabuľka 3.1: Štíty typu matterhorn, nunataky, firnoviská a permafrost Vysokých Tatier (podľa Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974; Gadek, Kotyrba, 2007; Gądek, 2008). Pozn.: Číslo v tabuľke sú zhodné s číslami na Obr. 17.

Štíty typu matterhorn	Firnoviská
1 - Kežmarský štít	1 - pod Mengusovským štítom
2 - Lomnický štít	2 - pod Čubrinou
3 - Ľadový štít	3 - pod Bulou (Malé Rysy)
4 - Baranie rohy	4 - Medená kotlina
5 - Javorový štít	5 - Krčmárov žlab
6 - Východná Vysoká	6 - Ľadová dolinka
7 - Bradavica	Permafrost
8 - Gánok	1 - Medená kotlina
9 - Veľká Vysoká	2 - Kozia dolinka
10 - Triumetal	3 - Świsłówka Roztocka
11 - Hrubý štít	4 - Dolina Pięciu Stawów Polskich
12 - Svinica	
Nunataky	
1 - Dračí hrebeň	
2 - Hrubá veža	
3 - Strelecká veža	
4 - Kostolík	

Tabuľka 3.2: Lokality výskytu zlomísk a doliny podľa objemu úsypísk (podľa Lukniš, 1973).

Zlomiská	Dolina	Objem sutín (1000 m ³)
Temnosmrčinská dolina	Kôprová	66 700
Hlinská dolina	Bielovodská	61 020
Kôprová dolina	Javorová	52 840
Tri Studničky	Studená	46 660
Mlynická dolina	Mengusovská	36 110
Mengusovská dolina	Kežmarskej Bielej vody	34 370
Zlomisková dolina	Mlynická	12 400
Kačacia dolina	Velická	9 480
Štôlska dolina	Batizovská	6 700
Velická dolina	Slavkovská	6 420
Senná kopa	Furkotská	5 990
Veľká Studená dolina	Važecká	5 800
Malá Studená dolina	Široká	3 160
Dolina Zeleného plesa	Štôlska	1 730
Ľadová dolinka	Skalnatá	1 500
Kolová dolina	Huncovská	490
Javorová dolina	Kotol	120



Obr. 3.5: Tvary glaciálnej erózie, postglaciálnej akumulácie a súčasný výskyt firnovísk, snežníkov a permafrostu Vysokých Tatier (podľa Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974; Kłappa, 1980; Dobiński, 2004, 2005; Gądek a Kotyrba, 2007; Gądek a Kędzia, 2008). Pozn.: Čísla - vid' Tab. 7.

Tabuľka 3.3: Perénne snehové polia (snežníky) Vysokých Tatier (podľa Lukniš, 1973; Kłappa, 1980).

kary Malej Studenej doliny
kary Skalatej doliny
kary Veľkej a Malej Zmrzlej doliny
kar Kolovej doliny
kar Suchej doliny
nad Zmrzlým plesom
nad Gerlachovskými spádmi
pod Zlobivou
úzdanie Českej doliny
sedlo Váhy
pod Hlinskou vežou
pod Kriváňom
pod Triumetalom
kary Doliny Rybieho potoka
kary doliny Roztoki

3.2 Poznatky o pleistocénnom zaľadnení Vysokých Tatier

3.2.1 Vývoj názorov na zaľadnenie Vysokých Tatier

Podľa Lukniša (1973) a Ksandra (1951), ktorí v úvode svojich prác popisujú históriu výskumu zaľadnení vo Vysokých Tatrách, sa dá vývoj názorov a poznatkov o riešenom probléme zhrnúť nasledovne:

Štúdium zaľadnení Tatier sa začalo roku 1856 prácou poľského geológa L. Zejsznera, ktorý ako prvý rozpoznal stopy glaciálnej činnosti a popísal morénu v doline Bystrej južne od Zakopaného. Stopy dvoch zaľadnení ako prvý rozpoznal F. Dénes v roku 1880. V roku 1882 vychádza prvé dielo J. Partscha (Tab. 3.4), najvýznamnejšieho vedca pracujúceho v Tatrách na konci 19. a začiatku 20. storočia. V roku 1923 bolo publikované jeho syntetické dielo o ľadovcoch v Tatrách, v ktorom rozlišuje aj ústupové štádiá posledného glaciálu. V začiatkoch svojho výskumu bol J. Partsch presvedčený monoglacialista, neskôr sa priklonil k názoru o troch zaľadneniach a vo svojej poslednej práci s určitosťou hovorí o stopách dvoch glaciálov (Tab. 3.4). V roku 1929 vychádza práca Partschovho oponenta E. Romera, ktorý rozlišuje štyri glaciály, o rok neskôr vydáva nezávisle na Romerovi svoje syntetické dielo B. Haľicki, kde udáva tri cykly zaľadnení. Z uvedeného vyplýva, že v prvej polovici 20. storočia sa viedla bohatá polemika o pleistocénnej glaciálnej histórii Tatier. Odborná literatúra publikovaná do začiatku druhej svetovej vojny sa stala základom pre prvé povojnové dielo o ľadovcovej činnosti v Tatrách publikované J. Ksandom (1951), kde priamo nerieši otázku o počte zaľadnení, ale zaoberá sa predovšetkým ústupovými fázami posledného glaciálu.

V druhej polovici 20. storočia zostáva v popredí záujmov otázka glaciálnej modelácie reliéfu, výrazne sa rozvinul aj výskum periglaciálnych procesov (Sekyra, 1960). Objavujú sa prvé diela významných autorov citovaných aj v tejto práci - na poľskej strane je to predovšetkým M. Klimaszewski a jeho práca z r. 1948 (Tab. 3.4), slovenskú stranu predstavuje hlavne M. Lukniš so svojimi prácami z r. 1955 a z r. 1964 (Tab. 3.4), za zmienku stojí aj práca L. Mičiana z r. 1959 (Tab. 3.4). V roku 1973 resp. 1988 vychádzajú syntetické diela M. Lukniša resp. M. Klimaszewského (Tab. 3.4) zaoberajúce sa reliéfom Tatier, ktoré majú zásadný význam pre prácu bádateľov zaoberajúcich sa glaciálnou históriou Tatier aj v súčasnosti. Obaja zmienení autori prijímajú hypotézu troch zaľadnení Vysokých Tatier. Od vydania týchto dvoch diel nevyšla žiadna väčšia súhrnná práca zaoberajúca sa skúmanou problematikou.

Nové poznatky vo výskume zaľadnení a vývoji reliéfu sú v súčasnosti publikované hlavne v odborných periodikách. A. Kotarba (1971, 1992) sa zaoberá rýchlosťou

morfo-genetických procesov a vývinom reliéfu Tatier po skončení posledného glaciálu, v novej práci (2006) hodnotí vplyv Malej doby ľadovej na početnosť katastrofických udalostí (privalové dažde, povodne, zosuny atď.) vo Vysokých Tatrách a ich predpolí. R. Midriak (2001) sa taktiež venuje morfo-genetickým procesom, pričom sa zameriava hlavne na svahové pohyby a procesy prebiehajúce nad hornou hranicou lesa, vo svojej syntetickej práci (1983) popisuje evolúciu tvarov reliéfu vo vysokohorských oblastiach s výrazným zreteľom k Západným Karpatom. M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba (1997, 2001, 2002) sa podrobne zaoberali würmským zaľadnením a jeho ústupovými fázami vo vybraných dolinách severnej úboče Vysokých Tatier, L. Lindner, J. Nitychoruk a J. Butrym (1993) sa pokúsili určiť počet a absolútny vek tatranských zaľadnení pomocou metódy TL, L. Lindner, J. Dzierzek, B. Marciniak a J. Nitychoruk (2003) prevažne na základe geologických analýz podávajú stručný prehľad o kvartérnych zaľadneniach v celých Tatrách.

Výskumom firnovísk Tatier sa v súčasnosti zaoberá B. Gądek (2008), tiež v spolupráci s A. Kotyrbom (Gądek a Kotyrba, 2003; 2007) a M. Grabiecom (Gądek a Grabiec, 2008), vysokotatranský permafrost je predmetom výskumu W. Dobińskiego (2004, 2005), Lamparského a Kędziu (2007) a Gądeka a Kędziu (2008).

Prehľad najdôležitejších prác a ich autorov spolu s ich názormi na rozsah činnosti ľadovcov v Tatrách je uvedený v Tab. 3.4.

3.2.2 Staršie zaľadnenia (predwürmské)

Regionálne odlišnosti v prírodných podmienkach (klíma, reliéf) spôsobili časové odchýlky v nástupe, ústupe a intenzite pôsobenia glaciálov v rôznych oblastiach Európy (Gibbard a van Kolfshoten, 2004). To podmienilo vznik regionálnych špecifických názvosloví pre striedajúce sa obdobia pleistocénu, čoho dôsledkom je otázka ich korelácie za účelom ich časového porovnania. S vývinom názorov na počet a rozsah vysokotatranských zaľadnení sa vyvíjala aj nomenklatúra jednotlivých štádií. Tie boli najčastejšie porovnávané s cyklami glaciálov v Alpách, s fázami kontinentálnych zaľadnení severnej Európy a s fázami kontinentálnych zaľadnení určenými na Poľskej nížine (Tab. 3.5).

Tabuľka 3.4: Prehľad najdôležitejších autorov a ich prác o pleistocénnom zaľadnení Tatier (podľa Lukniš, 1973, Ksandr, 1951). Pozn.: ? - neistota, pochybnosti v záveroch; * - R. Lucerna sa zaoberal zaľadnením Západných Tatier.

Rok	Autor	Názov diela	Počet zaľadnení
1856	L. Zejszner	Über eine alte Längenmoräne im Thale des Bialy Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra	?
1864	K. Kořistka	Die Hohe Tatra in Zentral Karpaten	?
1880	F. Dénes	Die Hohe Tatra	2
1882	J. Partsch	Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen ind den Mittelgebirgen Deutschlands	1
1885	S. Roth	Die einstige Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra	1
1893	A. Rehman	Eine Moränenlandschaft in der Hohen Tatra und andere Gletscherspuren dieses Gebirges	1?
1899	V. Uhling	Geologie des Tatragebirges	2
1904	J. Partsch	Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet	3
1908	R. Lucerna*	Glacialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen	4
1911	E. de Martone	Mission en Autriche. Etude morphologique des Alpes orientales (Tauern) et des Karpathes septentrionales (Tatra)	1
1923	J. Partsch	Die Hohe Tatra zur Eiszeit	2
1924	F. Vitásek	Naše hory ve věku ledovém	2
1929	E. Romer	Tatrzańska epoka lodowa	4
1930	B. Hańicki	Dyluwijałne zlodowacenie północnych stoków Tatr	3
1937	J. Szaflarski	Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr	3
1948	M. Klimaszewski	Polskie Karpaty zachodnie w okresie dyluwialnym	3
1951	J. Ksandr	Postglaciální geomorfologie dolin jižního svahu Vysokých Tater a praktický význam suťových pokryvů	3
1955	M. Lukniš	Geomorfológia a kvartér Studenovodskej doliny v Tatrách	
1959	L. Mičian	Geomorfológia a kvartér Bielovodskej doliny vo Vysokých Tatrách	3
1964	M. Lukniš	The course of Last Glaciation of the Western Carpathians in relation to the Alps, to the glaciation of Northern Europe, and to division of the Central-European Würm into periods	3
1973	M. Lukniš	Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia	3
1988	M. Klimaszewski	Rzeźba Tatr Polskich	3
1992	A. Kotarba	Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains	3
1993	L. Lindner a kol.	Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca	4 (8?)
1997	M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba	Würm glaciation in the Biala Woda valley, High Tatra Mountains	3
2001	M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba	Deglaciation in the Sucha Woda and Panszczyca valleys in the Polish High Tatras	3
2003	L. Lindner a kol.	Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits	4 (8?)

Tabuľka 3.5: Korelácia nomenklatúr glaciálov v Európe (podľa Lindner et al., 2003; Ber, 2005; Gibbard a van Kolfshoten, 2004; Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years [online], stiahnuté: 15.1.2011)

Vek (Ma)	Tatry		Alpy		Poľská nížina		Severná Európa		
	Glaciál	Interglaciál	Glaciál	Interglaciál	Glaciál	Interglaciál	Glaciál	Interglaciál	
		Holocén		Holocén		Holocén		Holocén	
0,1	Würm		Würm		Vistulian		Weichselian		
0,12		R II / W		R / W		Eemian		Eemian	
0,2	Riss II		Riss		Wartanian		Saalian complex		
		R I / R II			Lubavian				
0,3	Riss I				Odranian				
		pre - R/R I			Zbójnian				
0,38	pre-Riss				Livecian				
0,4		M / R		M / R		Mazovian		Holsteinian	
0,5	Mindel		Mindel		Sanian 2		Elster		
		G / M		G / M		Ferdynandovian	Cromerian complex		
0,6	Günz		Günz		Sanian 1				
0,9					Nidanian			Małopolianian	
1,1		D / G		D / G		Podlasian		Bavelian complex	
1,2	Donau		Donau		Narevian		Menapian		
1,5							Celestynovian		Waalian
1,8							Otweekian		Eburonian
2,4				B / D		B / D		Ponurzycian	
2,6	Biber		Biber		Rózcian		Praetiglian		

Lindner et al. (2003) odporúča v súvislosti s Vysokými Tatrami používať klasickú alpskú nomenklatúru (sensu Penck a Brückner), tejto zásady sa držali pred ním aj iní autori (napr. Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997, 2001, 2002; Kotarba, 1992; Lindner et al., 1993). Je však potrebné konštatovať, že vo všeobecnosti sa dnes v odbornej literatúre upúšťa od používania klasickej alpskej terminológie pre pomenovanie glaciálov, ktoré predchádzali poslednému glaciálu (napr. Schlüchter, 2004; Kukla, 2005; Carr et al., 2007; Litt et al., 2008) a vznikajúce nové práce (napr. Häuselmann et al., 2007; Dehnert et al., 2010) svojimi výsledkami navodzujú veľkú potrebu pre lepšie a komplexnejšie spracovanie alpskej kvartérnej stratigrafie. Preto má používanie názvov starších glaciálov (riss, mindel atď.) v súvislosti s Vysokými Tatrami skôr orientačný charakter bez bližšieho absolútneho časového zaradenia a je potrebné ich opatrné používanie, z rovnakého dôvodu môže byť nejednoznačná a zavádzajúca korelácia jednotlivých glaciálov (príp. štádiálov) s fázami kontinentálneho zaľadnenia a tiež stupňami MIS (preto v Tab. 3.5 nie sú uvedené).

Klimaszewski (1988) v zhode s Luknišom (1974) vydeľuje skupinu „starších zaľadnení“ od zaľadnenia posledného. Dôvodom je horšia identifikovateľnosť stôp týchto zaľadnení v teréne, pretože boli prekryté stopami posledného zaľadnenia alebo deštruované holocénnymi eróznymi činiteľmi. Ohľadom zaľadnenia (série zaľadnení?), ktoré predchádzalo poslednému zaľadneniu, teda v klasickom ponímaní glaciál riss, sa vyskytuje viacero nejasností. Lukniš (1973) spoločne s Klimaszewskim (1988) tento glaciál rozdeľujú na dve výrazné oscilácie, zatiaľ čo Lindner et al. (2003) až na tri chladné výkyvy (Tab. 3.5). Podľa Lindnera et al. (2003) sú najstaršie zaľadnenia, ku ktorým došlo počas glaciálov biber, donau a gūnz a glaciál pre-riss, dokázateľné len prostredníctvom glaciofluviálnych uloženín, zatiaľ čo zaľadnenia mindel, riss I a riss II po sebe zanechali aj morénové akumulácie (Obr. 3.6). Podľa Klimaszewského (1966, 1988) sa miera ľadovcovej činnosti v glaciáloch starších ako glaciál mindel prejavovala len v minimálnom rozsahu alebo sa neprejavovala vôbec (tieto glaciály mali skôr ráz ochladenia, ako skutočného zaľadnenia), a to predovšetkým kvôli nevhodným klimatickým podmienkam, pretože ochladenie klímy nebolo príliš výrazné ani na to, aby podmienilo úplný ústup lesov z tatranskej oblasti.

Glaciál biber. Je reprezentovaný najvyššími glaciofluviálnymi terasami, ktoré boli popísané iba v slovenskej časti predpolia pohoria (Lindner et al., 2003). Biberské akumulácie sa nachádzajú pri vyústení väčšiny údolí južnej úboče, kde tvoria najvyššie časti rozvodí (Lukniš, 1973) (Obr. 3.6).

Glaciál donau. Zvyšky akumulácií tohto glaciálu boli taktiež popísané len v slovenskej časti pohoria (Obr. 3.6), pričom najlepšie sa uchovali v okolí Štrbského plesa a Starého Smokovca (Lindner et al., 2003). Lukniš (1973) uvádza, že ochladenie počas tohto glaciálu nebolo také výrazné, aby mohlo dôjsť k rozvoju zaľadnenia.

Glaciál gūnz. Podľa Lukniša (1973) nie sú doklady o tom, že počas tohto glaciálu boli Vysoké Tatry zaľadnené, poprípade sa tu vyskytovali len malé karové ľadovce, naopak Lindner et al. (1993) považuje toto zaľadnenie za prvý väčší prejav glaciálnej činnosti. Glaciofluviálne sedimenty z tohto obdobia sa nachádzajú v južnom (okolie Tatranskej Polianky, Obr. 3.6) aj v severnom predpolí pohoria (okolie Szaflar) (Lindner et al., 2003). Výrazný teplý výkyv rozdelil tento glaciál na dva štádiály G1 a G2 (Szafer a Osztas, 1961 in Lukniš, 1973).

Glaciál mindel. Je reprezentovaný najstaršími morénami Vysokých Tatier, ktoré sa vyskytujú len na slovenskom území v troch hlavných lokalitách (Obr. 3.6), pričom v porovnaní s predošlými glaciálmi došlo k rozvoju rozsiahlejšieho zaľadnenia a pod

vyústením niektorých dolín dokonca jeho morény naznačujú maximálny dosah ľadovcov vôbec (Lindner et al., 2003). Naproti tomu, Birkenmajer (2009) na základe analýz zrnitosti a zvetrania morénového valu v lokalite vrchu Poroniec (Bielovodská dolina) konštatuje, že táto akumulácia vznikla pravdepodobne počas glaciálu mindel a predstavuje tak najstaršiu pleistocénnu morénu na poľskej strane pohoria. Pre potvrdenie tohto záveru však bude potrebný ďalší výskum založený hlavne na absolútnom datovaní sedimentov v uvedenej lokalite. Glaciofluviálne uloženiny sa nachádzajú v severnom aj južnom predpolí pohoria (Obr. 3.6). Klimaszewski (1988) tvrdí, že rozsah mindelského zaľadnenia nebol väčší, ako rozsah po ňom nasledujúcich zaľadnení, Lukniš (1973) prirovnáva jeho veľkosť k veľkosti zaľadnenia počas štádiálnej oscilácie D posledného glaciálu (vid' nižšie). Lindner et al., (2003) koreluje zaľadnenie počas tohto glaciálu s globálnym ochladením, ktoré nastalo počas MIS 12 (elsterský glaciál podľa severoeurópskej nomenklatury) (Tab. 3.5).

Glaciál pre-riss. Zanechal stopy iba v podobe glaciofluviálnych sedimentov, a to len na jednej lokalite v Západných Tatrách (Nemčok, 1993a,b in Lindner et al., 2003), teda mimo záujmovú oblasť. Napriek tomu sa predpokladá, že niektoré sedimenty v predpolí Vysokých Tatier, ktoré boli označované za výtvor mindelského glaciálu, môžu prislúchať tejto fáze zaľadnenia (Lindner et al., 2003).

Glaciál riss I. Zanechal morény a glaciofluviálne uloženiny po oboch stranách pohoria (Obr. 3.6), v poľskej časti sú najstaršie dochované morény z tohto zaľadnenia (Lindner et al., 2003). Mengusovský ľadovec zanechal eratiká až do výšky 820 m n. m., čo je najnižšie položený výskyt eratického materiálu v celých Karpatoch (Lukniš, 1973). Počas tohto glaciálu bolo zaľadnenie výrazne rozsiahlejšie ako počas glaciálu mindel, juhovýchodne od Štrbského plesa (Obr. 3.6) morény Mengusovského ľadovca dokonca naznačujú maximálny zásah ľadovcov do predpolia za celý pleistocén (Lukniš, 1973; Lindner et al., 2003). Kalvoda (1974) v zhode s Luknišom (1973) konštatuje, že ľadovcové hmoty všeobecne zasahovali o 0,5 až 2,5 km ďalej a stredná výška snežnej čiary bola o 50 až 100 m nižšie (približne v 1590 m n. m.) ako počas posledného zaľadnenia. Zaľadnenie počas glaciálu riss I bolo vo Vysokých Tatrách najrozsiahlejšie (Lukniš, 1973; Kalvoda (1974); Midriak, 1983), ľadovce však neboli až také mohutné, aby sa po vyústení z dolín spájali do ľadovca piedmontného typu (Lukniš, 1973).

Glaciál riss II. Ľadovcová činnosť bola menej intenzívna, ako počas glaciálu riss I a morény z tohto zaľadnenia sa zachovali len na južnom predpolí, glaciofluviálne sedimenty sa nachádzajú v severnom aj v južnom predpolí pohoria (Klimaszewski, 1988; Lindner et al., 2003) (Obr. 3.6). Lukniš (1973) považuje niektoré z týchto morén za

morény najstaršej štadiálnej oscilácie posledného zaľadnenia (würm), Baumgart-Kotarba a Kotarba (2001, 2002) však upozorňujú na nepresnosť uvedeného Luknišovho tvrdenia, podľa názoru autorov sú tieto morény jednoznačne produktom glaciálu riss II.

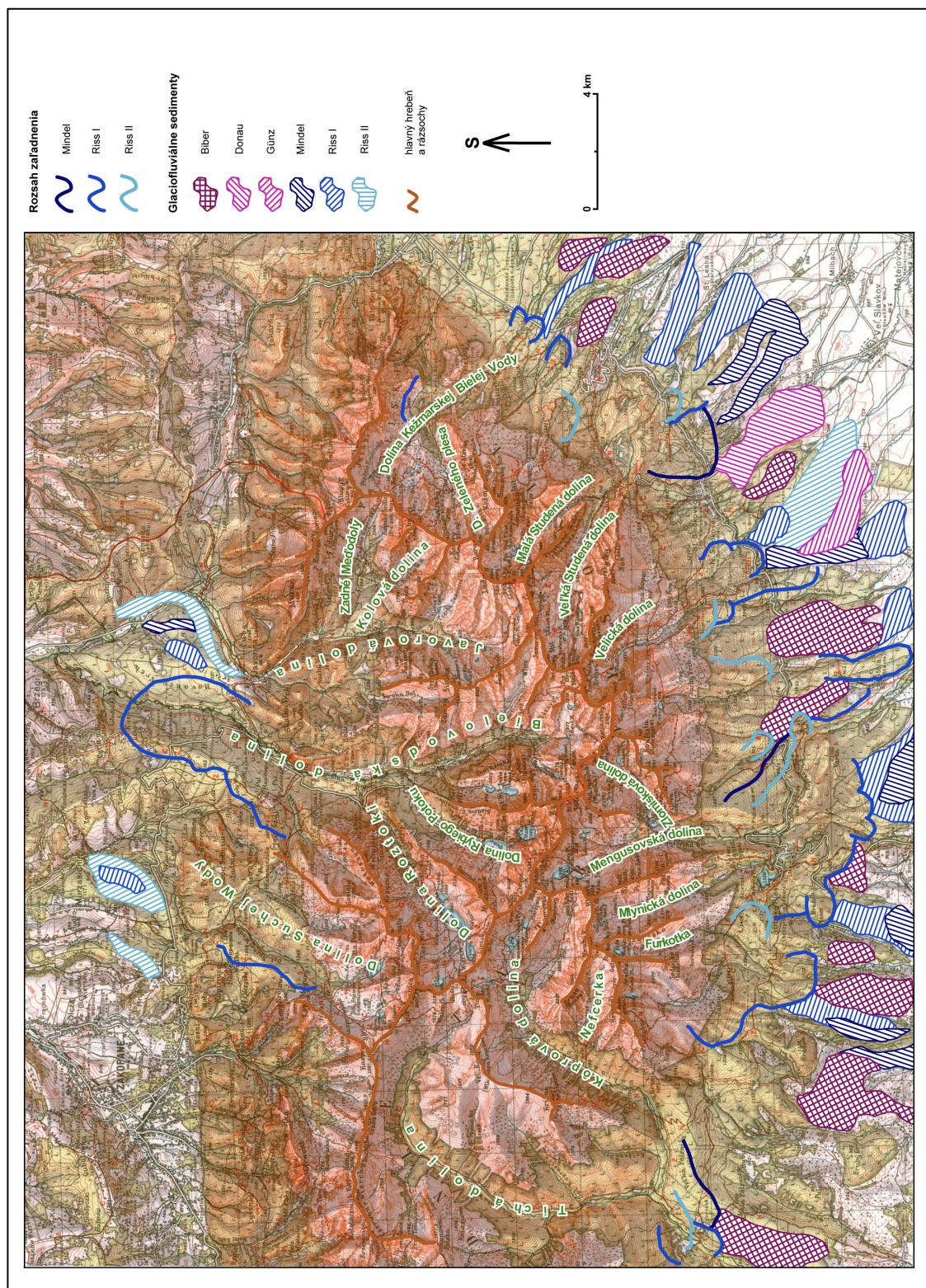
3.2.3 Posledné zaľadnenie (würm)

Najzachovalejšie sú stopy posledného zaľadnenia, čo umožnilo jeho detailnejšie členenie. Ako prvý podal podrobné členenie würmu na základe polôh valov koncových morén Lukniš (1964, 1968, 1973) (Tab. 3.6), s týmto delením súhlasia a používajú ho aj ďalší autori (napr. Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997, 2001).

Tabuľka 3.6: Členenie posledného zaľadnenia Vysokých Tatier a paralelizácia s členením v Alpách a v Strednej Európe (Lukniš, 1964, 1973).

Vek (ka)	Tatry	Alpy	Stredná Európa	
7	holocén	postglaciál	boreál	
7,9		egesen	preboreál	
	E3 Poľana p. Vysokou II	Neskorý würm	Daun	
	E2 Poľana p. Vysokou I		Gschnitz	mladší dryas
8	E1 Rybí potok		Schlern	
10	D / E interštadiál Senná kopa		Achen	alleröd
	D2 Prostredná poľana		Ammersee	starší dryas
12	D1 / D2		Spiezer	böiling
14	D1 Prostredná poľana	Schlieren	najstarší dryas	
20	štadiál Veža	Vrcholný würm	würm 3	
	C / D interštadiál		W 2 / 3	paudorf
	C štadiál Tatr. Lomnica		Würm 2	
	B / C interštadiál			göttweig
	B štadiál Štósy			
56	A / B interštadiál	Včasný würm	W 1 / 2	
70	A štadiál Rakytovec		Würm 1 amersfoort	

Je nutné upozorniť, že od publikovania Luknišových prác (1964, 1973) sa výskum a chápanie kvartérnych zaľadnení posunulo vpred a taktiež sa zmenil prístup k stratigrafii a nomenklatúre jednotlivých fáz würmského zaľadnenia v Alpách (bližšie vid' napr. Ivy-Ochs et al., 2006, 2008), a preto je dôležité pristupovať k údajom v Tab. 3.6 obozretne, hlavne čo sa týka časového zaradenia jednotlivých štadiálov a interštadiálov. V novších prácach Baumgart-Kotarba a Kotarba (2002) označujú morény Luknišovej štadiálnej oscilácie A-Rakytovec ako produkt glaciálu riss (teda štadiál A radia k predposlednému zaľadneniu).



Obr. 3.6: Morény starších zaľadnení (podľa Lukniš, 1973; Lindner et al., 2003). Podklad: Wojskowy Instytut Geograficzny - Mapa Taktyczna Polski 1:100 000. List P 52/S 30 Tatry Wysokie.

Urdea (2001, 2004) používa upravené Luknišovo rozdelenie würmu pre koreláciu fáz posledného zaľadnenia v Južných Karpatoch s fázami vo Vysokých Tatrách (Tab. 3.7). Naproti týmto názorom, Lindner et al. (1993, 2003) vymedzuje na severnej strane Vysokých Tatier obdobia troch štádií: Sucha Woda (115-80 ka), Bystra (70-40 ka) a Biaľka (32-9 ka), Baumgart-Kotarba a Kotarba (1997, 2002) sa s ale s týmto rozdelením nestotožňujú a používajú Luknišovo rozdelenie. Birkenmajer (2009) konštatuje, že v severnom predpolí Tatier litologické ani morfológické dôkazy nepotvrdzujú prítomnosť troch štádiálnych oscilácií vymedzených Lindnerom et al. (1993, 2003).

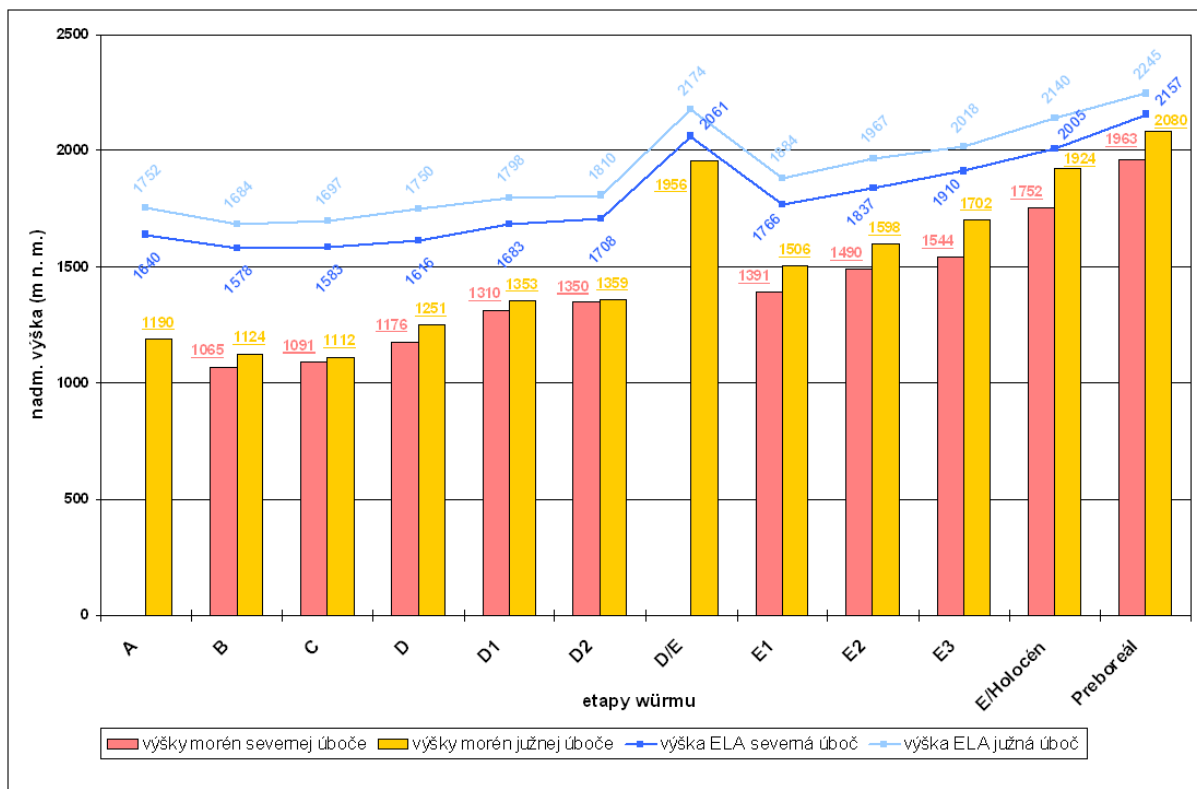
Tab. 3.7: Paralelizácia fáz posledného zaľadnenia v Tatrách, Alpách, Južných Karpatoch a v Strednej Európe (Urdea, 2001, 2004). Pozn.: Pre obdoby würmského zaľadnenia je v Južných Karpatoch používaný názov Capra-Judele, obdobou glaciálu riss je glaciál Lolaia.

Tatry		Alpy	Južné Karpaty	Stredná Európa
holocén		Kromer (Kartell)	Podu Giurgiului	preboreál
würm / holocén		Egesen	Caltun	mladší dryas
E	E3 Poľana p. Vysokou II	Daun	Stevia-Arpsel	prostredný dryas
	E2 Poľana p. Vysokou I	Clavadel-Gschnitz	Rosiile	starší dryas
	E1 Rybí potok	Flisur-Steinach	Vasiel-Slivei	
D	D2 Prostredná poľana	Konstanz-Hurden-Bühl	Lespezi-Valea Rea	würm III
	D1 Prostredná poľana	Zürich	Gentiana	
	Veža	Stein am Rhein	Stana de Rau	
	št. C Tatr. Lomnica	Schaffhausen	Stanisoara-Pietrele	
št. B Štósy		Aying	Capra-Judele	wurm II
št. A Rakytovec		? riss ?		

Vysokotatranské würmské zaľadnenie sa začalo približne 70 ka a skončilo cca 9 ka (Tab.3.6), vrchol dosiahlo počas štádiálu B (sensu Lukniš, 1973, cca 54-44 ka), počas štádiálu A (sensu Lukniš, 1973) bolo zaľadnenie o niečo menšie - zhodujú sa na tom Lukniš, 1973; Kalvoda, 1974; Midriak, 1983; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba a Kotarba, 2002. Lindner et al. (1993, 2003) považuje štádiál Bystra (sensu Lindner et al., 1993, cca 70-40 ka) za najchladnejší, s najvýraznejším postupom ľadovcov. Baumgart-Kotarba a Kotarba (2001, 2002) určili v Bielovodskej doline dva maximálne stavy ľadovca - v skorom würme (cca 70-60 ka, čo sa približne zhoduje s vrcholením zaľadnenia podľa Lindnera et al.) a následne v neskorom würme (cca 21-19 ka, čo sa nezohoduje s názorom Lukniša (1973) ani s názorom Lindnera et al. (1993, 2003) na všeobecné vrcholenie

würmu vo Vysokých Tatrách). Novým a odlišným názorom je tak isto tvrdenie, že v čase 50-22 ka sa v Bielovodskej doline nenachádzal ľadovec (Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997), čo však zatiaľ nie je podložené exaktnými dôkazmi. Reuther et. al (2007) vyslovuje názor, že posledný glaciál kulminoval v celých Karpatoch skôr (počas MIS 4), ako posledný glaciál v Alpách (LGM, 30-18 ka, MIS 2), pričom toto tvrdenie odvodzuje aj od faktu, že počas LGM panovala v oblasti Karpát oveľa aridnejšia klíma, ako počas skorého würmu. V prípade Krkonoš označuje Engel (2003) taktiež obdobie skorého würmu ako kulminačnú fázu posledného glaciálu. Uvedené skutočnosti môžu naznačovať istú súvislosť medzi priebehom zaľadnenia vo Vysokých Tatrách, Južných Karpatoch a Krkonošiach a naopak odlišujú od priebehu posledného zaľadnenia v Alpách.

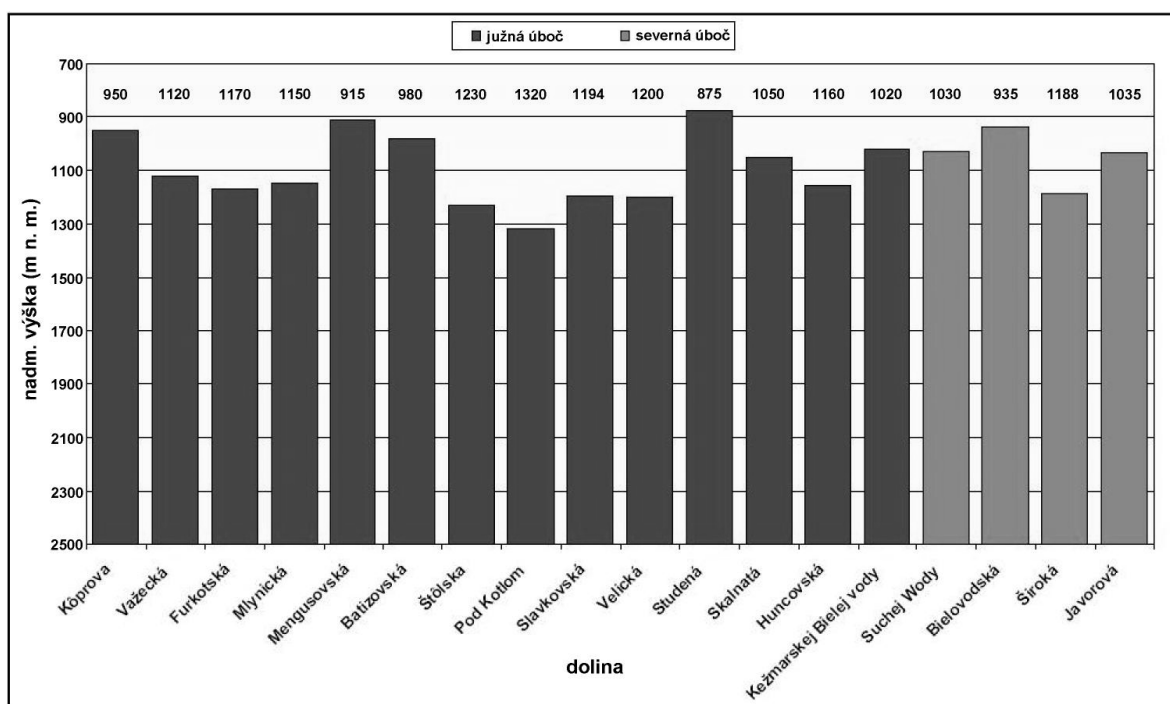
V staršom pleniglaciále (75-50 ka) bola priemerná ročná teplota v predhorí Vysokých Tatier -6 až -8°C, v mladšom pleniglaciále (30-13 ka) klesala na menej ako -8°C (Klimaszewski, 1988). Pokles resp. nárast priemerných ročných teplôt pri striedajúcich sa štádiách resp. interštádiách spôsobil oscilácie nadmorskej výšky klimatickej snežnej čiary (Obr. 3.7).



Obr. 3.7: Nadmorská výška ELA a stredné výšky koncových morén v jednotlivých etapách würmu a na začiatku holocénu v závislosti od úboče pohoria (podľa dát Lukniš, 1973). Pozn.: Pre výpočet výšky snežnej čiary bola použitá metóda Höffera (1879) in Lukniš (1973), podľa ktorej snežná čiara leží v strede medzi strednou hodnotou výšok vrcholov po obvode karu a výškou konca ľadovcového splazu. Výšky morén pre etapy A a D/E pre severnú úboč Lukniš (1973) neuvádza.

Na mohutnosť zaľadnenia vplývala nielen aktuálna výška snežnej čiary, ale aj vlastnosti reliéfu pohoria. Vysoko položené kary južnej úboče pohoria predstavovali lepšiu zdrojovú oblasť pre ľadovce, ktoré sa krátkymi a strmými dolinami rýchlo dostávali do predpolia, kde ukladali valy čelných morén, zatiaľ čo nižšie položené kary severného sklonu predurčili horšie podmienky pre tvorbu ľadovcov, ktoré navyše nemohli meniť svoj smer alebo spájať svoje splazy, pretože boli tiesnené v dlhých a hlbokých dolinách (Lukniš, 1973). Zaľadnenie Vysokých Tatier bolo teda asymetrické, určujúcim faktorom je práve väčšia nadmorská výška južnej úboče, ktorá bola závažnejším činiteľom ako expozícia (Midriak, 1983). Podobne Klimaszewski (1988) udáva, že dôležitejšiu úlohu pri zaľadnení zohrali podmienky morfológické ako podmienky mezoklimatické, a že preglaciálny reliéf determinoval priebeh a rozsah transformácie povrchu ľadovcami.

Počas vrcholu posledného glaciálu (štadiál B sensu Lukniš, 1973) zostupovali konce ľadovcových splazov na južnej úboči do výšok 875-1350 m n. m. (Lukniš, 1973), na severnej úboči do výšok 914-1150 m n. m. (Klimaszewski, 1988). Plocha pokrytá ľadovcami činila na južnej úboči 8471 ha a na severnej úboči 6529 ha, dohromady teda cca 15 tis. ha (Lukniš, 1973). Zásah ľadovcov do predpolia sa dá odvodiť aj na základe polôh čelných morén (Obr. 3.7), resp. na základe nadmorských výšok koncov ľadovcových splazov (Obr. 3.8).



Obr. 3.8: Nadmorská výška koncov splazov vysokotatranských ľadovcov vybraných dolín v čase vrcholenia posledného zaľadnenia (podľa dát Lukniš, 1964).

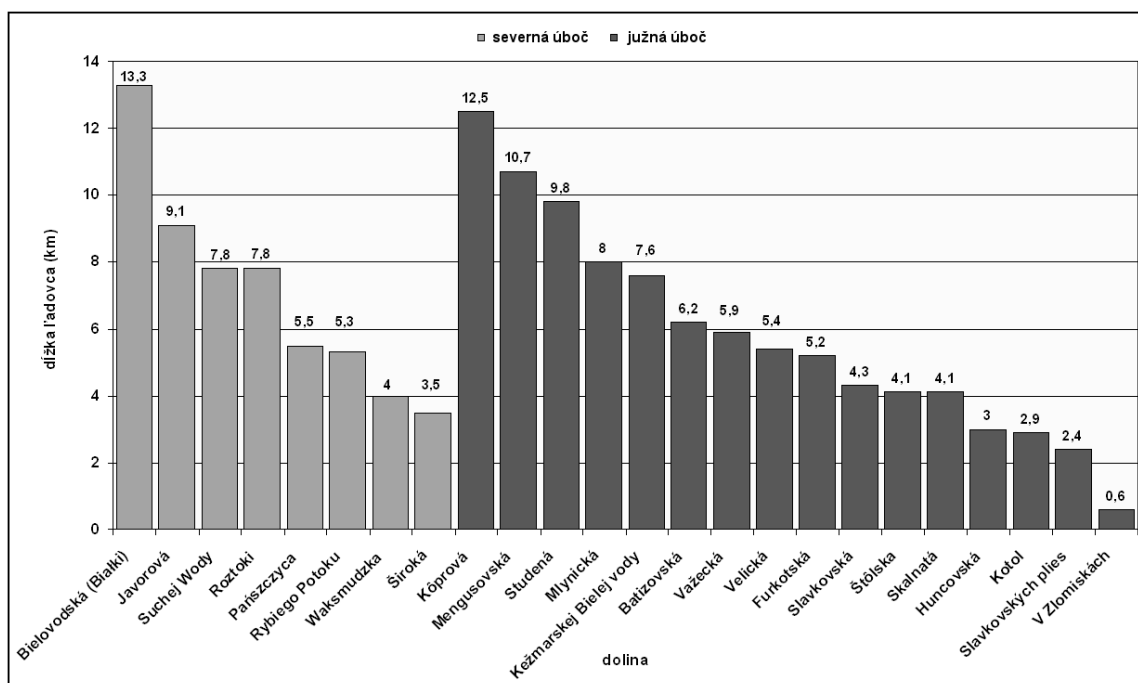
Vo Východných Tatrách bolo počas vrcholu posledného glaciálu 11 dolinových ľadovcov zložených, 10 dolinových ľadovcov jednoduchých, 5 svahových (visiacich, karových) ľadovcov a 4 ľadovce firnové (Lukniš, 1973) (viď tiež Tab. 3.8). Ako svahové označuje Lukniš (1973) ľadovce, ktoré sa nachádzali v Skalnatej, Slavkovej, Štôlskej a Huncovskej doline a pod Kotlom v masíve Gerlachu. Všetky tatrské ľadovce s veľkosťou viac ako 300 ha (Tab. 3.8) patrili k typu zložených dolinových ľadovcov (Lukniš, 1973), teda do hlavného ľadovcového telesa ústili jeho laterálne prítoky. Na severnej úboči všetky ľadovce, s výnimkou Bielovodského, končili v hraniciach pohoria, zatiaľ čo veľké dolinové ľadovce južnej úboče vždy presahovali upätie pohoria a končili na dne Podtatranskej kotliny (Lukniš, 1973). Z uvedených kvantitatívnych charakteristík (Tab. 3.8, Obr. 3.9) vyplýva, že ľadovce ústiace smerom do južného predpolia boli dlhšie a mohutnejšie v porovnaní s ľadovcami ústiacimi smerom do severného predpolia (asymetrickosť zaľadnenia), najväčším würmským vysokotatrským ľadovcom bol Bielovodský ľadovec (viď tiež Tab. 3.9) a najďalej do predpolia zasahoval štvrtý najdlhší ľadovec - ľadovec Studenej doliny.

Tabuľka 3.8: Kvantitatívne charakteristiky ľadovcov Vysokých Tatier (podľa Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997, 2001). Pozn.: *Kurzívou* sú vyznačené doliny severnej úboče.

Dolina	Plocha (ha)	Hrúbka (m)	Dolina	Plocha (ha)	Hrúbka (m)
<i>Bielovodská (Białki)</i>	3369	200 - 300	<i>Pańszczyca</i>	380	150
Kôprová	1714	250	Velická	315	160
Mengusovská	1519	200	Furkotská	312	80
<i>Javorová</i>	1369	190	Slavkovská	196	100
Studená	1339	220	<i>Waksmudzka</i>	190	100
<i>Suchej Wody</i>	1030	170	Skalnata	163	90
Kežmarskej Bielej vody	888	170	<i>Široká</i>	159	80
<i>Roztoki</i>	740	160	Štôlska	118	75
Mlynická	652	150	Huncovská	92	50
<i>Rybiego Potoku</i>	520	160	Kotol	89	-
Batizovská	427	150	Slavkovských plies	51	-
Važecká	411	90	V Zlomiskách	10	-

Bielovodský ľadovec prijímal prítoky, ktoré sa rodili v celkovo sedemnástich karoch resp. cirkoch (Mičian, 1959). Zložený dolinový ľadovec mal 10 vetiev, ktoré sú dokázané strednými morénami (Klimaszewski, 1988), pričom v nadmorskej výške 1419 m

n. m. dosahoval najväčšiu šírku - 1500 m (Lukniš, 1973). Dôvodom, prečo bol Bielovodský ľadovec najväčší, je rozsiahla a relatívne vysoko položená vyživovacia oblasť, ako aj pomerne mohutné, hlavne ľavostranné prítoky (Mičian, 1959; Klimaszewski, 1988).



Obr. 3.9: Dĺžky splazov ľadovcov Vysokých Tatier (podľa dát Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba a Kotarba, 1997).

Tabuľka 3.9: Charakteristiky Bielovodského ľadovca podľa jednotlivých autorov.

Autor	Max. dĺžka (km)	Max. hrúbka (m)	Max. zásah splazu (m n. m.)
Mičian (1959)	?	280	920
Lukniš (1974)	13	280	935
Klimaszewski (1988)	14	230 (280?)	935
Baumgart-Kotarba, Kotarba (1997)	13,3	300	945 - 950
Baumgart-Kotarba et al. (2008)	14	330 - 340	950

Počas neskorej oscilácie E (sensu Lukniš, 1973) ľadovce Vysokých Tatier už nikde nevystúpili z hraníc pohoria, dĺžkou klesli na polovicu alebo až tretinu svojej maximálnej rozlohy a menšie ľadovce (s max rozlohou 100 ha) sa už neobnovili a zmenili sa na firnoviská (Lukniš, 1973). Podľa Ksandra (1951) prebiehal ústup ľadovcov v týchto dolinách súčasne (analogické ústupové fázy), deglaciácia prebiehala buď frontálne

(dokladujú ju morény čelné a bazálne) alebo areálovo (značia ju výtopiskové depresie) (Klimaszewski, 1988). Podľa Midriaka (1983) a Klimaszewského (1988) prebiehal frontálny ústup najmä v dolných úsekoch ľadovcov, kde bol veľký pokles ľadovcovej hmoty, zatiaľ čo vo vyšších partiách s pomalším úbytkom prebiehal areálový zánik ľadovca. Baumgart-Kotarba a Kotarba (2001, 2002) však upozorňujú, že takýto pohľad je zjednodušený, a že napr. ústup ľadovcov v doline Rybieho potoku alebo v Bielovodskej doline bol v niektorých fázach spojený so znižovaním hrúbky a šírky ľadovca, pričom nedošlo k výraznejšiemu skráteniu dĺžky splazu.

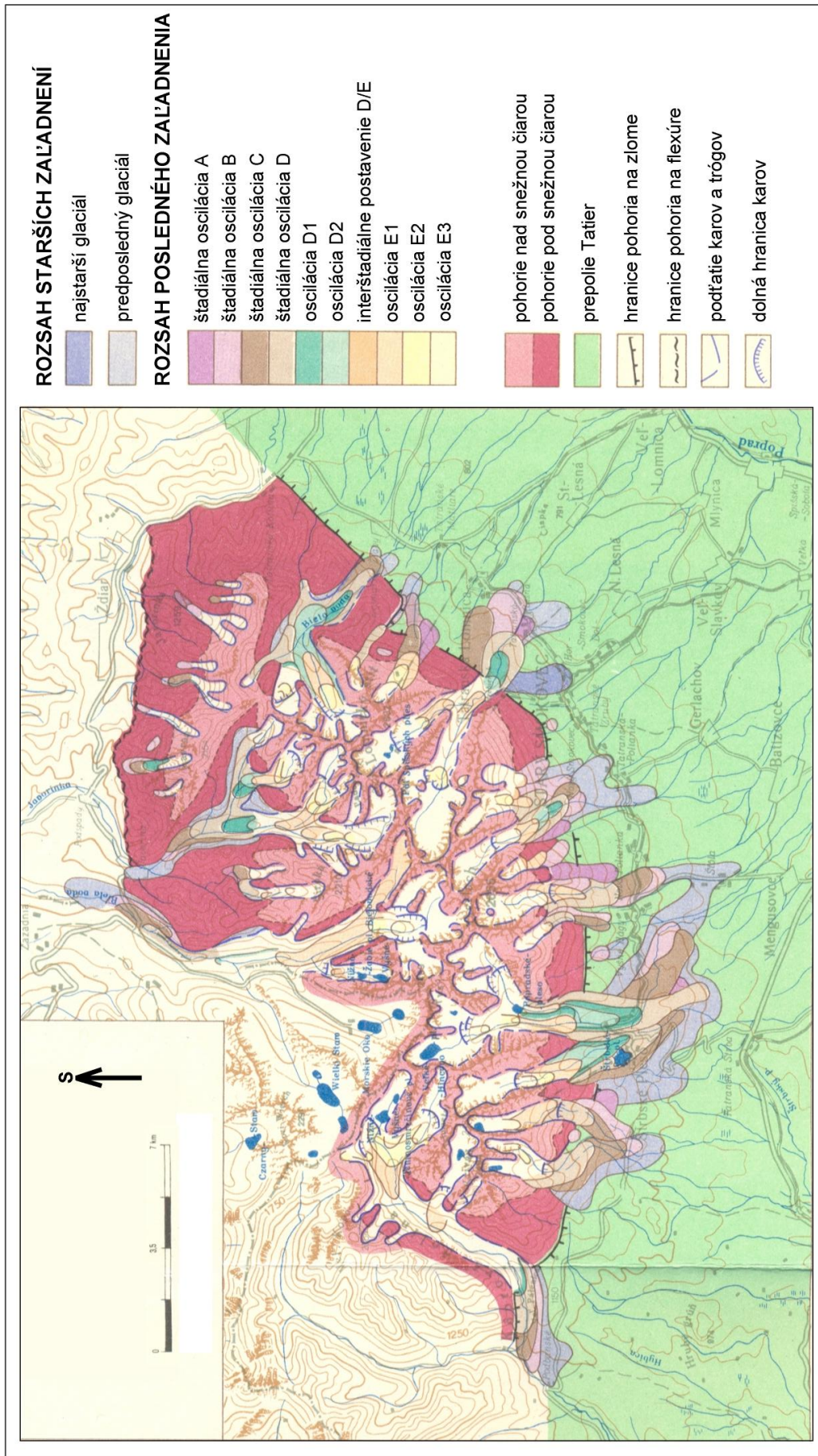
Ľadovce začali vo Vysokých Tatrách sporadicky ustupovať cca 21-19 ka a tento ústup bol prerušený dvoma štádiálnymi osciláciami (štádiály D a E sensu Lukniš, 1973), pričom recesia prebiehala vzhľadom na asymetričnosť zaľadnenia rozdielne na severnej a na južnej úboči (Baumgart-Kotarba a Kotarba, 2002). Podľa Kotarbu (1992) začala úplná deglaciácia pred $12\,550 \pm 420$ rokmi, čo sa zhoduje s Luknišovými (1973) fázami D a E. Posledné ľadovce z najvyšších karov podľa Lindnera et al. (2003) zmizli pred 8500 rokmi. Baumgart-Kotarba a Kotarba (2001, 2002) uvádzajú hodnotu 8330 ± 120 rokov.

Pokus o priestorovú rekonštrukciu rozsahu pleistocénnych zaľadnení a jednotlivých štádiálnych oscilácií posledného glaciálu Vysokých Tatier podal Lukniš (1973) (Obr. 3.10).

3.2.4 Syntéza názorov na zaľadnenie Vysokých Tatier

Zaľadnenie Vysokých Tatier bolo asymetričké, väčšie ľadovce sa vyskytovali na južnej úboči (Obr. 3.9, Tab. 3.8). Je možné, že počas trvania starších glaciálov nastala situácia, že ľadovce sa vyvíjali len na južnej strane pohoria, zatiaľ čo na severnej nevznikli. Táto skutočnosť môže v súčasnosti viesť k odlišným názorom na počet vysokotatranských zaľadnení v závislosti od lokalizácie výskumu (severná alebo južná úboč a ich predpolie). Engel (2003, 2007b) udáva pre oblasť Krkonoš podobný nesúlad - na severnej strane pohoria boli popísané stopy dvoch zaľadnení, zatiaľ čo výskumy v južnej (českej) časti pohoria spoľahlivo preukázali prítomnosť jedného zaľadnenia počas posledného glaciálu (Engel, 2007b).

Lukniš (1973), Kotarba (1992) a Klimaszewski (1988) sa jednoznačne zhodujú, že vo Vysokých Tatrách sú prítomné stopy po troch výrazných zaľadneniach (v klasickom ponímaní mindel, riss a würm), zatiaľ čo stopy starších zaľadnení sú menej výrazné, dokázateľné iba vrstvami glaciofluviálnych uloženín a vývoj údolných alebo



Obr. 3.10: Zaladnenie Vysokých Tatier v pleistocéne a oscilácie ľadovcov vo würme (Lukniš, 1973, upravené)

väčšich karových ľadovcov počas spodného pleistocénu považujú uvedení autori za nepravdepodobný. Lindner et al. (1993, 2003) vo Vysokých Tatrách rozlišuje stopy po ôsmich pleistocénnych glaciáloch, pričom ale taktiež zdôrazňuje fakt, že staršie glaciály (biber, donau a günz) zanechali po sebe stopy len v podobe glaciofluviálnych akumulácií. Pre porovnanie - v Alpách uvažuje Ivy-Ochs et al. (2006) o štyroch hlavných postupoch ľadovcov, v Južných Karpatoch (pohoria Retezat, Paring a Făgăraș) boli rozpoznané stopy po dvoch výrazných zaľadneniach (Urdea, 2004; Reuther et al., 2007) a ako už bolo zmienené, v Krkonošiach sú dokumentované stopy dvoch, príp. len jedného (posledného) zaľadnenia (Engel, 2007b).

Rozdielne názory na počet tatranských zaľadnení môžu byť spôsobené odlišnými metódami použitými pri ich rekonštrukcii, pričom staršie výskumy sa zakladajú hlavne na geologicko-geomorfologických analýzach terénu, novšie práce už využívajú aj modernejšie metódy absolútneho datovania. Problémy pri určení absolútneho veku sedimentov a akumulácií nastávajú hlavne v severnom predpolí Vysokých Tatier, kde boli glaciálne a glaciofluviálne nánosy do značnej miery rozplavené vodnými tokmi (Lukniš, 1973).

Odlišnosti sa vyskytujú aj v otázke, ktoré zaľadnenie bolo vo Vysokých Tatrách najmohutnejšie. Midriak (1983), Kalvoda (1974) a Lukniš (1973) sa zhodujú na tom, že predposledné zaľadnenie bolo najmohutnejšie (ľadovcové splazy zasahovali najďalej do predpolia a celkový objem ľadovcových hmôt bol najväčší). Naproti tomu Kotarba (1992) v zhode s Klimaszewskim (1988) uvádza, že každé vysokotatranské zaľadnenie bolo väčšie ako zaľadnenie jemu predchádzajúce, a teda že najväčší rozsah ľadovcov bol dosiahnutý počas posledného zaľadnenia. Toto tvrdenie je v kontraste s predošlým tvrdením a taktiež aj so situáciou v Alpách a v Južných Karpatoch. V Alpách dosiahli ľadovce najväčší rozsah počas zaľadnenia (či série zaľadnení), ktoré nastalo počas MIS 6 (glaciál riss v klasickom ponímaní, Ivy-Ochs et al. 2006; Dehnert et al., 2010), podobne Urdea (2001, 2004) uvádza, že v Južných Karpatoch došlo k rozvoju najmohutnejšieho zaľadnenia počas glaciálu riss (MIS 6).

Mohutnosť ľadovcov je určená aj predispozíciami reliéfu - rozsah zaľadnenia bol výrazne determinovaný veľkosťou ľadovcových karov, pričom kary dosiahli najväčší objem počas posledného glaciálu (dôsledok pôsobenia glaciálnej erózie predošlých zaľadnení, vid' tiež Obr. 3.4) (Klimaszewski, 1988). Vysoké Tatry majú počas kvartéru zdvihové tendencie (0,3-1 mm.rok⁻¹, Baumgart-Kotarba a Král, 2002), čo zapríčinilo zvýšenie plochy územia nachádzajúceho sa nad úrovňou ELA a

vytvorenie väčšej rozlohy vyživovacej oblasti pre ľadovce počas posledného glaciálu v porovnaní s glaciálmi staršími. Z hľadiska vhodnosti klímy pre rozvoj zaľadnenia Lindner et al. (2003) predpokladá rapidnejšie a dlhšie trvajúce ochladzovanie na začiatku a počas posledného glaciálu v porovnaní s glaciálmi staršími. Z uvedeného vyplýva, že z hľadiska vhodnosti reliéfu ako aj z hľadiska makroklimatických podmienok mali vo Vysokých Tatrách nastať najpriaznivejšie podmienky pre rozvoj najväčšieho objemu ľadovcov počas posledného glaciálu (MIS 5d-MIS 2). Tým ale nie je vylúčená možnosť, že najväčší zásah ľadovcov do predpolia pohoria nastal počas predposledného zaľadnenia, avšak pri celkovo nižšom objeme ľadovcovej hmoty. Lindner et al. (2003) a Klimaszewski (1988) zhrňujú, že posledné tri zaľadnenia mali vo Vysokých Tatrách zhruba porovnateľný rozsah, pričom sa samozrejme vyskytovali lokálne odchýlky vo veľkosti jednotlivých údolných ľadovcov v závislosti na zmenách topografie a reliéfu jednotlivých dolinových systémov, avšak žiadne zaľadnenie nebolo výrazne dominantné.

4. POUŽITÉ METÓDY

4.1 Prípravné práce

Rešerš dostupnej domácej a cudzojazyčnej literatúry poskytla oboznámenie sa so záujmovým územím a s problémom kvartérneho zaľadnenia Vysokých Tatier. Prehľad poznatkov o skúmanej problematike zistených či už priamo vo Vysokých Tatrách alebo v iných, typologicky podobných vysokohorských oblastiach pomohol stanoviť ďalšie postupy a metódy pre následnú morfometrickú analýzu karov a terénny výskum. Pre podrobnejšiu rekognoskáciu terénu a vymedzenie konkrétnych lokalít, v ktorých následne prebehli terénne práce, bola použitá Geomorfologická mapa Vysokých Tatier (Lukniš, 1968), Geologická mapa Tatier (Nemčok et al., 1994) a ortofotomapy (Vysoké Tatry - Atlas ortofotomáp 1:15 000, 2006).

4.2 Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov

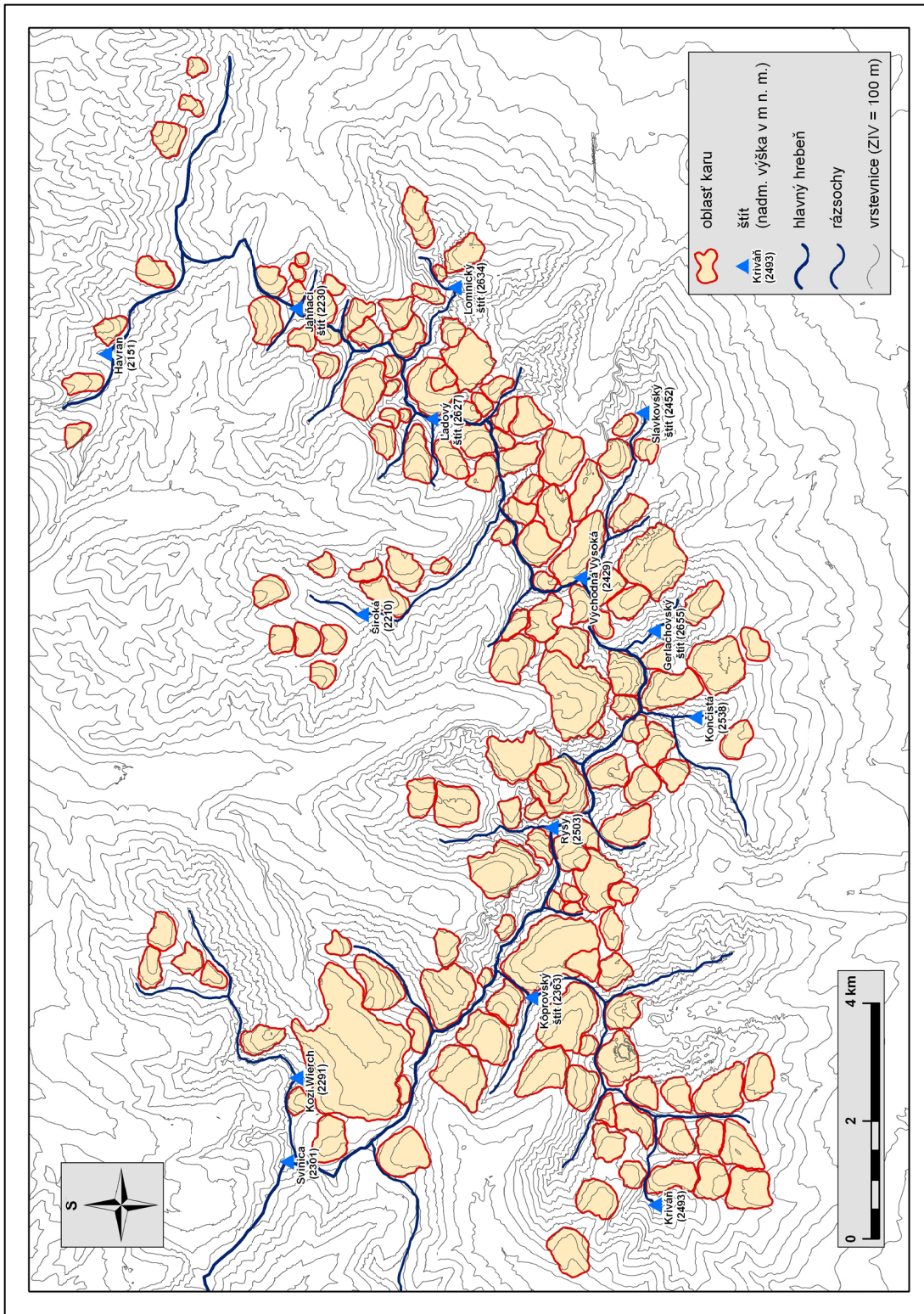
Morfometrické charakteristiky karov boli zisťované s využitím GIS, konkrétne pomocou programov ArcMap (ESRI, 2008) a Surfer (Golden Software, 2009). Jednotlivé kary boli vymedzované v prostredí programu ArcMap (ESRI, 2008) na základe digitálneho modelu terénu (DMT) s horizontálnym rozlíšením 10 x 10 m (autorom DMT je Marcin Guzik, Tatrzanski Park Narodowy). S využitím extenzie *3D Analyst* bola z DMT vytvorená mapa sklonitosti (funkcia *Slope*), mapa orientácie voči svetovým stranám - expozície (funkcia *Aspect*) a vrstva vrstevníc so ZIV = 10 m (funkcia *Contour*). S takto vytvorenými tematickými vrstvami sa ďalej pracovalo.

V programe ArcMap (ESRI, 2008) bola vytvorená vrstva karov (*polygon shapefile*), pričom každý kar je reprezentovaný jedným polygónom. Hranice karov boli vymedzované prevažne s využitím poznatkov Lukniša (1968, 1973) a Klimaszewského (1988), taktiež pomocou ortofotomáp (Vysoké Tatry - Atlas ortofotomáp 1:15 000, 2006) a v niektorých prípadoch boli využité aj poznatky a pozorovania z terénu. Pod pojmom *hranica karu* sa rozumie línia prebiehajúca po hrane karu, plynule nadväzujúca na prah karu, takže kar vymedzený uvedeným postupom tvorí uzavretý polygón (Obr. 4.5c). V prípade väčšieho karového amfiteátra (zloženého karu, cirku) alebo kaskády karov (dva alebo viac karov ležiacich v superpozícii, dosť častý prípad v skúmanej oblasti) bol v snahe o zachytenie každej jednoduchej konkávnej formy reliéfu (sensu Mindrescu et al., 2010) vykreslený každý čiastkový kar resp. karový stupeň. Každý takto vykreslený kar (resp. karový stupeň) bol klasifikovaný podľa polohy vzhľadom k okolitým karom a uvažovaný v rámci širších súvislostí vo vzťahu k údolným uzáverom fungujúcim ako zdrojová oblasť jedného

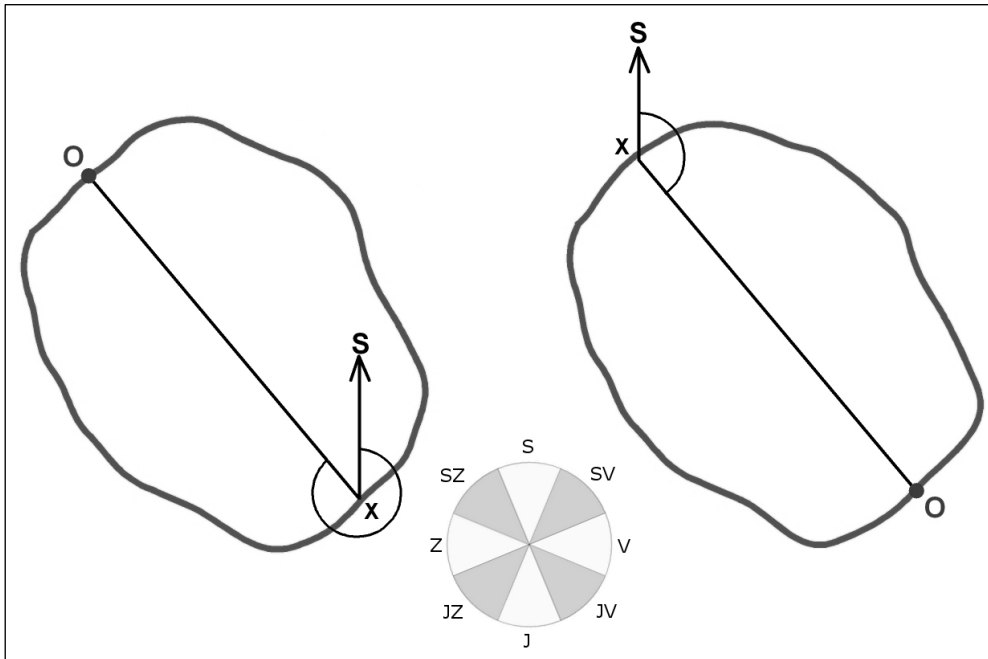
ľadovcového splazu. Na základe tohto prístupu boli určené štyri *typy karu* a každý vykreslený kar bol zaradený do jednej z týchto štyroch kategórií (viď nižšie). Niektoré kary (resp. karové stupne) uvádzané Luknišom (1968, 1973) a Klimaszewským (1988) nebolo možné na základe DMT jednoznačne vymedziť a preto neboli vykreslené, naopak v určitých prípadoch bolo možné z DMT určiť karové stupne, ktoré vyššie uvedení autori neuvádzajú (takýchto prípadov však bolo minimum). V prípade, že z DMT a z vrstvy vrstevníc nebolo podľa nápadnej zmeny sklonu svahu možné jednoznačne identifikovať *trimline* (viď časť 3.1.1.1 *Kary*), tak za hornú hranicu (hranu) karu bola považovaná línia hrebeňa (rozvodnica) ležiaceho nad dnom karu smerom po spádnicí (sensu García-Ruiz et al., 2000; Federici a Spagnolo, 2004; Mindrescu et al., 2010). Každý vykreslený kar bol označený vlastným identifikačným číslom (ID). Celkový počet karov (resp. karových stupňov) určených vyššie uvedeným postupom bol 155 (Obr. 4.1).

Pre každý zo 155 karov boli zisťované nasledujúce parametre popisujúce environmentálne faktory prostredia:

- *Geológia*. Označuje geologický substrát, v ktorom bol kar vyerodovaný. Kategórie boli vymedzované podľa Geologickej mapy Tatier (Nemčok et al., 1994). Vzhľadom na pomerne uniformnú horninovú stavbu tatranského kryštalinika bola zavedená len jedna kategória - *granodiorit*. Kary ležiace v mezozoických obalových sekvenciách, teda prevažne kary Belianskych Tatier, boli zaradené do kategórie *vápenec*. Počet karov zaradených do kategórie *granodiorit* je 144, počet karov zaradených do kategórie *vápenec* je 11 (viď Príloha 4).
- *Orientácia osi karu (expozícia)*. Orientácia osi karu bola určovaná sensu Evans a Cox (1995) (Obr. 4.2). Následne bolo vytvorených 8 kategórií expozície (sensu Ruiz-Fernández et al., 2009): *S, SV, V, JV, J, JZ, Z a SZ*, pričom do kategórie *S* boli zaradené kary s orientáciou stredovej osi v rozmedzí $337,5-22,5^\circ$ a pre každú z nasledovných kategórií bolo toto rozmedzie posunuté o 45° ($22,5-67,7^\circ$ pre *SV* atď.). Priestorové rozmiestnenie karov podľa jednotlivých kategórií expozície je znázornené v Prílohe 5.



Obr. 4.1: Vymedzenie karov Vysokých Tatier.



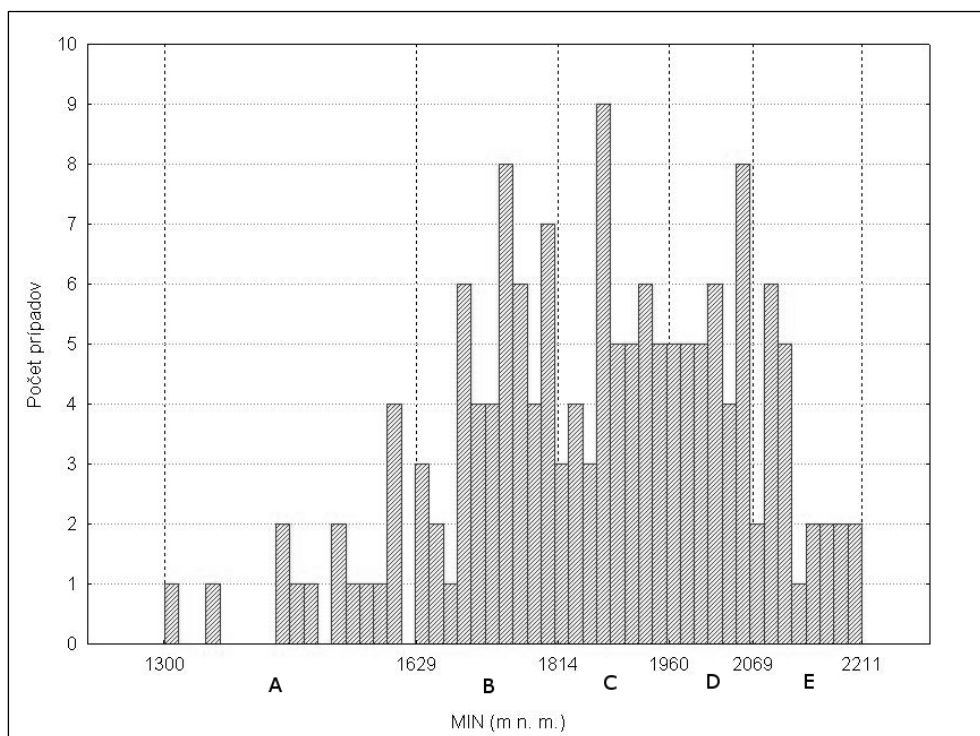
Obr. 4.2: Princíp určovania expozície karu. Počítaná bola veľkosť uhla α ($0-360^\circ$) v smere hodinových ručičiek medzi polpriamkami XS a XO , kde O označuje ohnisko karu (sensu Evans a Cox, 1995; Federici a Spagnolo, 2004). V tomto prípade majú rovnobežné osi karu opačnú expozíciu (SZ a JV).

Nepравidelnosti v rozmiestnení karov v závislosti od expozície boli analyzované na základe pomeru percentuálneho zastúpenia karov v príslušnej kategórii a jej podielu na celkovej ploche študovaného územia, t.j. $Z_{ij} = X_i / Y_j$, kde Z predstavuje tzv. *index rozmiestnenia*, X_i je percentuálne zastúpenie karov v príslušnej kategórii (na základe rozlohy) a Y_j je percentuálny podiel tejto kategórie na celkovej ploche študovaného územia (sensu Křížek, 2007). Ak je $Z = 1$, tak percentuálne zastúpenie karov v danej kategórii odpovedá podielu tejto kategórie na celkovej ploche skúmaného územia. Čím je Z väčšie od 1, tým väčšie zastúpenie majú kary v danej kategórii vzhľadom k jej percentuálnemu podielu na celkovej ploche. Čím je Z menšie než 1, tým má výskyt karov menšie percentuálne zastúpenie v danej kategórii vzhľadom k jej pomernému zastúpeniu na celkovej ploche študovaného územia (kary majú menšie zastúpenie v danej kategórii expozície, než by odpovedalo rovnomernému rozmiestneniu) (sensu Křížek et al., 2007a).

- *Úboč.* Tento parameter bol zavedený v snahe potvrdiť alebo vyvrátiť hypotézu asymetrického zaľadnenia Vysokých Tatier. Asymetrickosť zaľadnenia sa týka jednak veľkosti ľadovcov posledného zaľadnenia (Obr. 3.9 a Tab. 3.8) a jednak obecného rozvoja zaľadnenia - hlavne počas stredného pleistocénu mohla nastať situácia, že ľadovce sa vyvinuli len na slovenskej (južnej) strane pohoria, zatiaľ čo

severná strana ostala nezaľadnená. Každý kar Vysokých Tatier bol zaradený do jednej z dvoch kategórií podľa nasledovného princípu: ak kar fungoval ako zdrojová oblasť ľadovca ústiaceho smerom do južného (resp. severného) predpolia, tak bol zaradený do kategórie *J* (resp. *S*). Počet karov zaradených do kategórie *J* je 89, do kategórie *S* je zaradených 59 karov. Sedem karov Belianskych Tatier bolo zaradených do zvláštnej kategórie *B* s ohľadom na ich špecifické postavenie (viď Príloha 6). Špecifickosť karov Belianskych Tatier spočíva v ich polohe v rámci Východných Tatier - hlavný chrbát Belianskych Tatier je orientovaný v smere SZ-JV, je teda postavený kolmo k hlavnému chrbtu Vysokých Tatier a ľadovce vznikajúce v karoch Belianskych Tatier neústili ani do severného ani do južného predpolia Vysokých Tatier. Zavedenie charakteristiky „Úboč“ je účelné vzhľadom na skutočnosť, že parameter expozície karu dostatočne nepopisuje, na ktorú stranu pohoria bývalý ľadovec ústil (napr. kar so SZ expozíciou mohol predstavovať zdrojovú oblasť ľadovca ústiaceho smerom do južného predpolia a pod.).

- *Výšková kategória.* Výškové kategórie boli vymedzené podľa hodnoty minimálnej nadmorskej výšky karu (*MIN*, viď ďalej). Hodnota *MIN* bola vybraná kvôli faktu, že lepšie vystihuje polohu akumuláčnej oblasti (dno karu), ako hodnota *MAX* (viď ďalej), ktorá môže často predstavovať ojedinelý extrém (vrchol) v priebehu hrany karu a poskytovať tak skresľujúci údaj o výškovej polohe karu. Na základe analýzy histogramu hodnôt *MIN* pomocou Jenksovej metódy prirodzených zlomov (*Natural breaks - Jenks Method*) bolo vymedzených päť výškových tried (Obr. 4.3). Jenksova optimalizačná metóda je metóda zaraďovania hodnôt spojitého veličín do tried založená na princípe, podľa ktorého hodnoty zaradené do jednej triedy majú minimálnu odchýlku od priemeru hodnôt danej triedy a zároveň priemer hodnôt triedy sa čo najviac odlišuje od priemeru hodnôt tried ostatných (hľadá sa najmenšia miera variability hodnôt v rámci vymedzenej triedy a pokiaľ možno čo najväčšia miera variability medzi priermi vymedzených tried) (McMaster, 1997). Priestorové rozmiestnenie karov podľa jednotlivých výškových kategórií je znázornené v Prílohe 7. Nepravidelnosti v rozmiestnení karov v závislosti od expozície boli analyzované na základe indexu rozmiestnenia (viď vyššie).

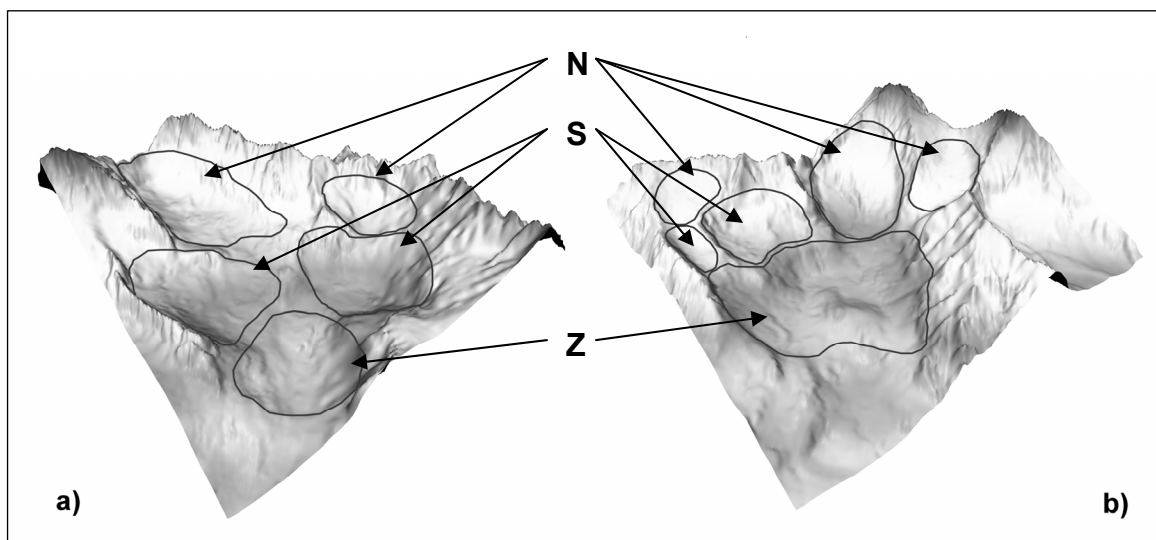


Obr. 4.3: Histogram hodnôt *MIN*. Prerušovanými zvislými čiarami sú vyznačené hranice intervalov výškových kategórií spolu s ich hraničnými hodnotami (podľa Jenksovej metódy prirodzených zlomov). Jednotlivé výškové kategórie sú označené písmenami A-E.

- *Typ karu.* Kary Vysokých Tatier boli rozdelené do štyroch kategórií, pričom cieľom tejto kategorizácie bolo kvalitatívne ohodnotiť priestorovú pozíciu karu voči ostatným karom ležiacim v jednom údolnom uzáveru. Je skôr výnimkou, ak je záver údolia tvorený jedným jednoduchým karom, častejšia je prítomnosť dvoch alebo viacerých karov tvoriacich jeden prepojený celok. Ak je kar súčasťou zloženého karu alebo stupňového karu (viď časť 3.1.1.1 *Kary*), tak bilancia hmoty ľadovca, ktorý sa v kare nachádzal, bola ovplyvňovaná prírastkom ľadovcovej hmoty, ktorú kar prijímal od vyššie položeného karu, čo malo vplyv na celkový objem ľadovca v kare a tým pádom aj na jeho eróznú silu. Následne mohol daný kar fungovať ako zdroj ľadovcovej hmoty pre ďalší, nižšie položený kar. V snahe odlíšiť od seba jednoduché kary a kary, ktoré sú súčasťou zloženého karu alebo skupiny karov so vzájomnými väzbami súvisiacimi s pohybom ľadovcovej hmoty, boli vymedzené nasledujúce typy karu (Obr. 4.4, Príloha 8):
 - *Jednoduchý kar (J).* Zreteľne vymedziteľný kar, bez výrazných stupňov a podružných (satelitných) karov po svojom obvode. Nemá nad sebou vyššie ležiace kary, ktoré by poskytovali prísun ľadovcovej hmoty do karu. Ľadovec

z jednoduchého karu vytekal priamo do príslušného trógu. Do tejto kategórie je zaradených 33 karov.

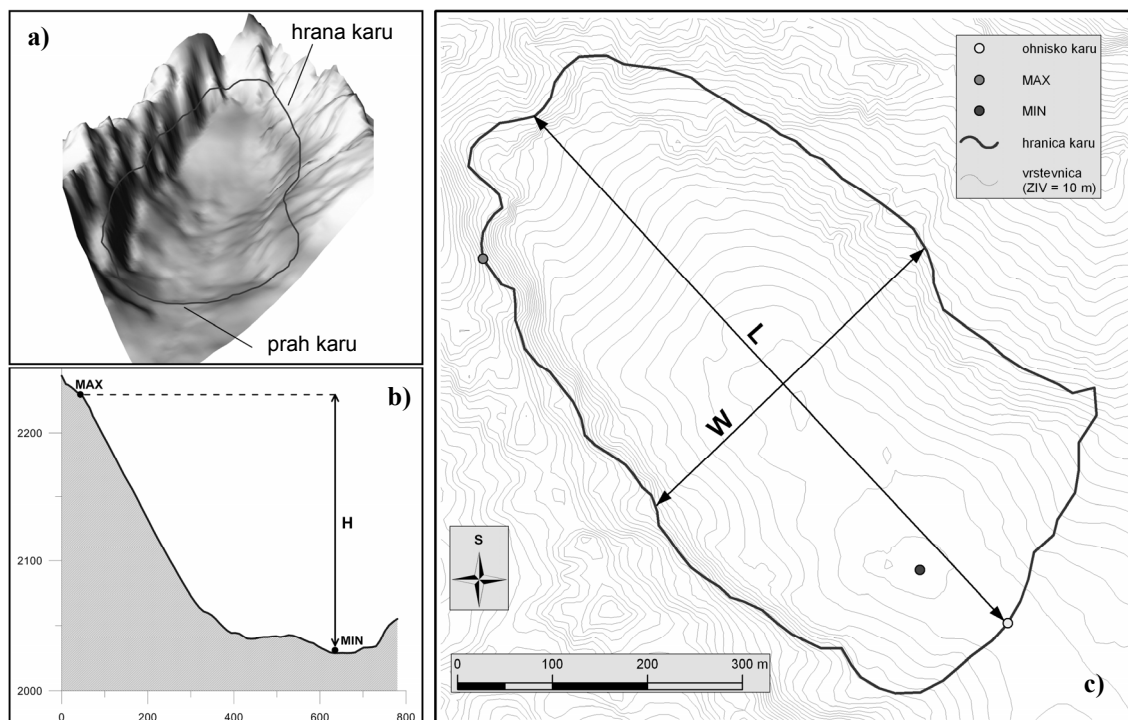
- *Záverový kar (Z)*. Jedná sa o najnižšie položenú časť - dno zloženého karu, ktorý prijímal prítoky ľadovca zo satelitných karov nachádzajúcich sa v superpozícii na jeho obrube. Ako záverový kar je klasifikovaný aj kar, ktorý tvorí najnižšie položený stupeň stupňového karu. Ľadovec zo záverového karu ústil priamo do trógu. Do tejto kategórie je zaradených 34 karov.
- *Medzistupňový kar (S)*. Kar, ktorý sa vyskytuje po obvodě dna záverového karu (Z) alebo je súčasťou stupňového karu (kaskády karov). Jeho ľadovec prijímal prítok (prítoky) z vyššie položeného karu (viď ďalej) a ústil priamo na spoločné karové dno záverového karu alebo v prípade kaskády karov do nižšie položeného karu. Do tejto kategórie je zaradených 34 karov.
- *Najvyšší kar (N)*. Kar, ktorý sa vyskytuje po obvodě dna záverového karu (Z) alebo predstavuje najvyššie položený kar v rámci stupňového karu. Ľadovec z neho ústil na nižší - medzistupňový kar (S) alebo priamo na spoločné karové dno záverového karu (Z), nad sebou nemá žiadne vyššie ležiace kary, ktoré by mu poskytovali prísun ľadovcovej hmoty. Do tejto kategórie je zaradených 54 karov.



Obr. 4.4: Príklad dvojitej kaskády karov v údolnom závere Zlomiskovej doliny (4.4a) a príklad zloženého karu Kotliny Žabích plies (4.4b) spolu s vyznačením jednotlivých typov karu (pre bližší popis viď hlavný text). Čierna línia označuje hranice karov.

Pre každý vymedzený kar boli určené nasledujúce morfometrické charakteristiky:

- *Maximálna nadmorská výška (MAX)*. Najväčšia nadmorská výška, ktorú dosahuje hrana karu, určovaná z DMT, v m n. m. (Obr. 4.5b, Obr. 4.5c).
- *Minimálna nadmorská výška (MIN)*. Najmenšia nadmorská výška karu určovaná z DMT, v m n. m. Obyčajne sa tento bod nachádza na prahu karu, výnimku tvoria prípady, kedy je prah karu tvorený odolnejšími horninami a vystupuje nad úroveň dna karu. V takomto prípade sa *MIN* vyskytuje na dne karu (často dno karového jazera). Erózne ryhy a holocénne zárezy vodných tokov (tvar priečného profilu v tvare V) boli generalizované, takže *MIN* sa môže nachádzať nad úrovňou recentného zárezu vodného toku, ktorý vyteká z karu (sensu Evans a Cox, 1995) (Obr. 4.5b, Obr. 4.5c).
- *Dĺžka karu (L)*. Stred karového stupňa bol označený ako *ohnisko karu*, následne z takto určeného ohniska karu vychádza *stredová os karu*, ktorá delí kar na dve polovice s rovnakou veľkosťou plochy pôdorysu. Dĺžka takto určenej stredovej osi (od ohniska karu po hranu karu) bola označená ako dĺžka karu, meraná v metroch (sensu Evans a Cox, 1995; Federici a Spagnolo, 2004) (Obr. 4.5c).
- *Šírka karu (W)*. Predstavuje najväčšiu vzdialenosť medzi dvoma bodmi na hranici karu, meranú kolmo na stredovú os (dĺžku) karu, v metroch (sensu Evans a Cox, 1995) (Obr. 4.5c).
- *Obvod karu (O)*. Celková dĺžka hranice karu, určovaná v metroch. Zisťované v programe ArcMap (ESRI, 2008), položka *Shape_Leng* v atribútovej tabuľke vrstvy polygónov karov.
- *Plocha pôdorysu karu (2D A)*. Rozloha oblasti karu v dvojrozmernom priestore (na mape), určovaná ako plocha kolmého priemetu karu do horizontálnej roviny, v m². Zisťované v programe Surfer (Golden Software, 2009) pomocou funkcie *Volume*.
- *Plocha karu (3D A)*. Reálna rozloha povrchu karu v trojrozmernom priestore, určovaná v m². Zisťované v programe Surfer (Golden Software, 2009) pomocou funkcie *Volume*.
- *Priemerný sklon (S)*. Priemerný sklon karu, určený v stupňoch (sensu Federici a Spagnolo, 2004). Zisťované pre každý polygón karu v programe ArcMap (ESRI, 2008) na základe mapy sklonitosti (viď vyššie), s použitím extenzie *Spatial Analyst* a následne funkcie *Zonal Statistics*.



Obr. 4.5: Zisťované morfometrické charakteristiky karov Vysokých Tatier na príklade karu Havrovskej dolinky. Pre definíciu a popis jednotlivých parametrov vid' hlavný text. Profil na Obr. 4.5b je trikrát prevýšený.

Z uvedených morfometrických charakteristík boli následne odvodené nasledujúce morfometrické indexy:

- *Rozpätie nadmorských výšok - amplitúda (H)*. Definovaná ako rozdiel medzi MAX a MIN , určované v metroch (sensu Aniya a Welch, 1981). (Obr. 4.5b).
- *Index dĺžka/amplitúda (L/H)*. Popisuje tvar pozdĺžneho profilu karu z hľadiska vertikálnej vyvinutosti (Aniya a Welch, 1981), vysoký pomer indikuje dlhý a plytký kar, nízky pomer indikuje zahĺbený kar s vysokými stenami (Graf, 1976). Umožňuje odhadnúť profil bývalého povrchu karového ľadovca, ktorý mohol v konečnom dôsledku ovplyvňovať jeho erózy potenciál (Davis, 1999).
- *Index dĺžka/šírka (L/W)*. Popisuje tvar pôdorysu karu (Graf, 1976) a zároveň indikuje stupeň vývoja karu (Evans a Cox, 1995). Kary s vysokým pomerom L/W sú dlhé a úzke, naopak kary s nízkym pomerom sú krátke a široké (Graf, 1976).
- *Index šírka/amplitúda (W/H)*. Podobne ako pomer L/H vyjadruje vertikálnu vyvinutosť (zahĺbenie) karu (Hughes et al., 2007).
- *Index 3D/2D*. Podáva informáciu o sklonitostných pomeroch a vertikálnej vyvinutosti karu na základe porovnania reálnej rozlohy povrchu karu ($3D A$) a plochy pôdorysu karu ($2D A$). Čím strmšie uklonené sú steny karu, tým menšia je

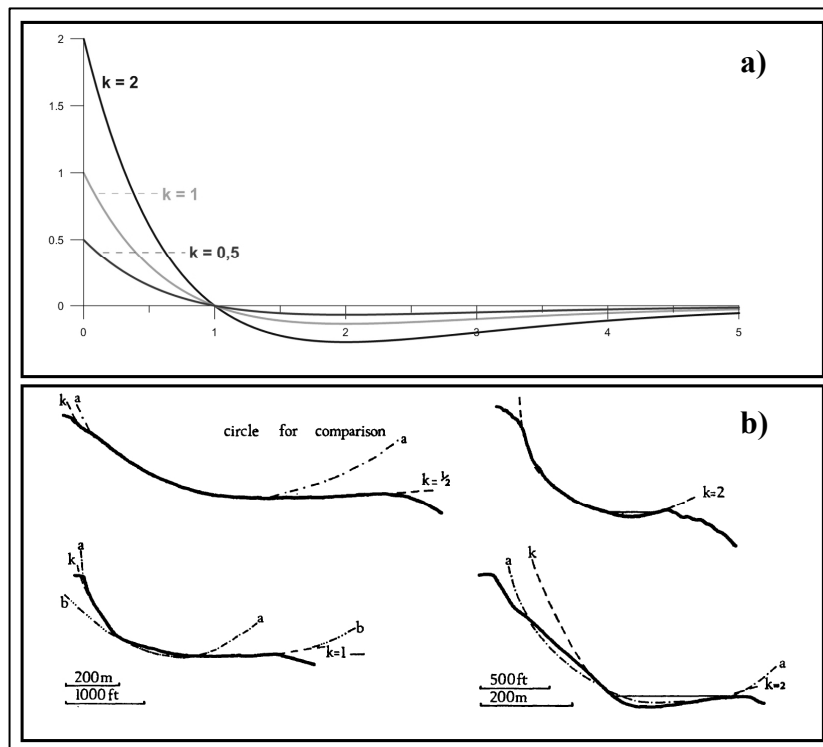
plocha ich priemetu do roviny ($2D A$), avšak výpočet reálnej plochy povrchu karu ($3D A$) je sklonitosťou neovplyvnený. Index $3D/2D$ tak popisuje výškovú členitosť v rámci karu.

- *Kruhovitost' - cirkularita (C)*. Určovaná ako pomer medzi obvodom karu a obvodom kružnice s rovnakou plochou ako je plocha pôdorysu karu ($2D A$) (sensu Aniya a Welch, 1981). Hodnota $C = 1$ značí dokonale kruhový tvar karu. Cirkularita podáva informáciu o tvare pôdorysu karu, kary s nízkou cirkularitou (hodnoty pomeru výrazne väčšie ako 1) sú charakterizované buď veľmi malým alebo veľmi veľkým indexom L/W (Federici a Spagnolo, 2004).
- *Objem karu (V)*. Vypočítaný ako súčin L , W a H ($V = L \times W \times H$), určený v m^3 prípadne v km^3 (sensu Olyphant, 1981) Zavedenie uvedeného parametra, ktorý zjednodušene popisuje veľkosť karu, je účelné s ohľadom na jeho ďalšie použitie v súvislosti s hodnotením alometrického vývoja karov (viď ďalej).
- *Indexy alometrie (a, b, c)*. Podľa konceptu alometrie, ktorý je rozšírený hlavne v biologických odboroch, s postupnou zmenou veľkosti určitého objektu nastáva zmena jeho tvaru (Church a Mark, 1980; Evans, 2006b) Opakom alometrie je izometria, teda jav, kedy so zmenou veľkosti objektu nenastáva zmena jeho tvaru. Aplikovaním tohto konceptu v geomorfológii (konkrétne na kary) by bolo tvrdenie, že ak je kar izometrickou formou reliéfu, tak vzájomné pomery charakteristík popisujúcich tvar karu (napr. L , W , H) zostávajú konštantné so zmenou veľkosti karu (Evans a McClean, 1995). Ako prvý sa touto hypotézou zaoberal Olyphant (1981), ktorý zaviedol indexy a , b , c , pre ktoré platí: $L = V^a$, $W = V^b$, $H = V^c$, kde V je objem karu. Dosadením uvedených rovníc do rovnice definujúcej objem karu vznikne výraz: $V = V^a \times V^b \times V^c = V^{(a+b+c)}$, z ktorého vyplýva, že súčet exponentov a , b , c je rovný 1. Exponenty sú ukazovateľmi relatívnej zmeny parametrov L , W a H s postupným zväčšovaním karu (teda s nárastom V), pričom platí, že ak $a = b = c = 1/3$, tak nárast karu prebieha čisto izometricky, a ak dva alebo všetky tri koeficienty nadobúdajú hodnotu odlišnú od $1/3$, tak vývoj karu prebieha alometricky (Olyphant, 1981). Inak povedané, ak sú exponenty odlišné od $1/3$, tak tvar karu sa mení s jeho veľkosťou. Väčšina štúdií (Gordon, 1977; Aniya a Welch, 1981; Olyphant, 1981; Evans a Cox, 1995; Federici a Spagnolo, 2004; Brook et al., 2006; Evans, 2006b; Ruiz-Fernández et al., 2009) uvádza fakt, že s rastúcou veľkosťou karu dochádza k rýchlejšiemu nárastu L a W v porovnaní s nárastom H ,

teda že postupom času prebieha ústup stien karu v porovnaní s prehĺbovaním dna karu rýchlejšie.

- *K-krivka*. Podľa konceptu Haynes (1968) je možné kvantifikovať mieru glaciálneho prehĺbenia karu pomocou tzv. *k koeficientu*, ktorý je odvodený z rovnice k-krivky: $y = k \cdot (1-x) \cdot e^{-x}$. K-krivka je jedna z morfometrických charakteristík vystihujúca nielen obecný tvar karu, ale matematicky popisuje aj tvar pozdĺžneho profilu karu. Hodnoty koeficientu *k* sa pohybujú v intervale 0,5-2, pričom kary s hodnotou $k \leq 0,5$ majú príliš malý sklon steny karu na to, aby umožnili rotačný tok ľadovca, zatiaľ čo kary s hodnotou $k=2$ predstavujú prípady s extrémne strmým sklonom steny karu a často s nápadne vyvýšeným prahom karu (Haynes, 1968; Rasemann et al., 2004) (Obr. 4.6, viď tiež Obr. 4.7c). Vytýčenie pozdĺžneho profilu karom, pozícia päty steny karu a postup výpočtu koeficientu *k* sú hlavné problémy vyskytujúce sa pri aplikácii tejto metódy v reálnom reliéfe (Křížek et al., 2007b; 2008).
 - *Vedenie profilu*. Na pozícii profilu, podľa ktorého je zostrojovaná k-krivka, závisia hodnoty jednotlivých premenných vkladných do rovnice k-krivky a následne tak aj hodnota koeficientu *k*. Profil by mal v ideálnom prípade byť vedený tak, aby sa vyhol postglaciálne premodelovaným častiam karu (suťové kužele, úsypy, zlomiská atď.), aby bol umiestnený kolmo na vrstevnice (pokiaľ je to možné) a aby prechádzal najnižšie (najhlbšie) položeným bodom dna karu. Podľa metodiky Křížka et al. (2007b) boli v každom kare vytýčené tri profily a následne určené tri hodnoty koeficientu *k* nasledujúcim spôsobom: profil bol vedený z najvyššie položeného bodu na hrane karu (k_{max}), z bodu na hranici karu, ktorý sa nachádza nad najstrmším miestom steny karu (k_s) a pozdĺž stredovej osi karu (k_o) (Obr. 4.7a). V prípade, že karová stena bola narušená eróziou (napr. zahlbovaním karového dna vyššie položeného karu - častý jav v prípade kaskády karov), tak nadmorská výška najvyššie položeného bodu na hrane karu bola približne určená na základe interpolácie priebehu hrany karu medzi časťami karovej steny, ktoré eróziou narušené neboli. Profily boli zostrojované v programe ArcMap 9.3 pomocou extenzie *3D Analyst* a funkcie *Interpolate Line*.
 - *Pozícia päty steny karu*. Päta steny karu je bod určený na krivke profilu karom, ktorý sa nachádza na rozhraní medzi stenou karu a dnom karu (tzv. *schrundline*), teda tam, kde dochádza k nápadnej zmene sklonu svahu (Obr. 4.7b). Tento bod je však v reálnom teréne často ťažko identifikovateľný kvôli

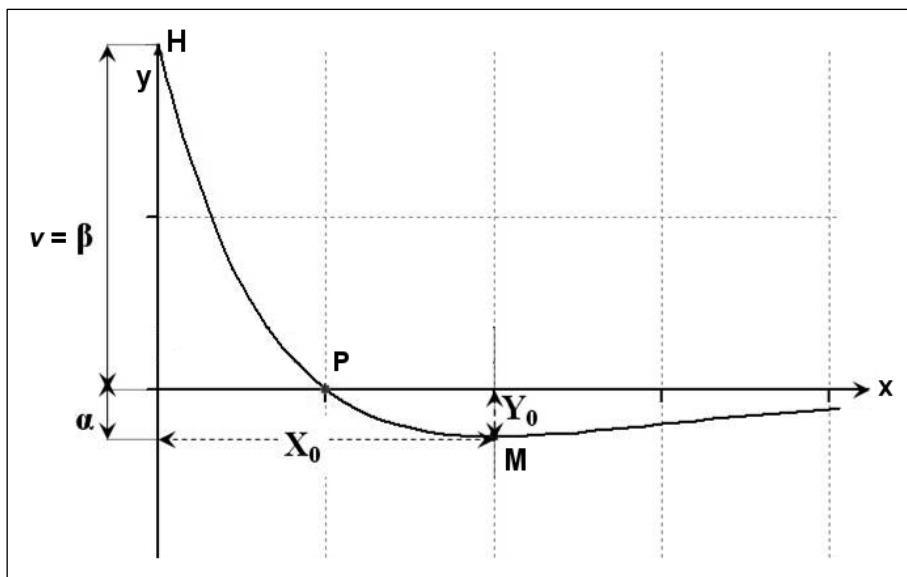
holocénnym akumuláciám (viď vyššie). Na pozícii päty steny karu závisí hodnota koeficientu k (viď nižšie), a preto je vhodné počítať s tromi variantmi jej polohy (Obr. 4.7b)(sensu Křížek et al., 2008) - pre každý profil boli určené tri hodnoty koeficientu k , výsledná hodnota koeficientu k pre daný profil bola vypočítaná ako aritmetický priemer týchto hodnôt.



Obr. 4.6: Ideálne k-krivky s naznačenými hodnotami koeficientu k (4.6a). Porovnanie tvaru k-krivky, pozdĺžneho profilu karu a častí kružnice (označené písmenami a a b) (4.6b) (Haynes, 1968, upravené). Z Obr. 4.6b je zrejmé, že k-krivka lepšie vystihuje priebeh pozdĺžneho profilu karu v porovnaní s oblúkovými výsečmi, ktoré sa výrazne odkláňajú od priebehu profilu hlavne v jeho spodných a vrchných partiách.

- *Postup výpočtu koeficientu k .* Postup výpočtu koeficientu k je založený na matematických vlastnostiach priebehu funkcie vyjadrujúcej k-krivku (Obr. 4.8). Pre určenie rovnice k-krivky prislúchajúcej danému pozdĺžnemu profilu je potrebné určiť polohu päty karovej steny. Z rovnice funkcie $y = k \cdot (1-x) \cdot e^{-x}$, ktorá popisuje k-krivku, je zrejmé, že bod $[1,0]$ patrí danej funkcii, pričom tento bod je v reále považovaný za päť karovej steny (P), výška karovej steny (v) je následne definovaná ako vertikálna vzdialenosť medzi hranou karu (H) a päťou karovej steny (rozdiel nadmorských výšok päty karovej steny a bodu na hrane karu, merané v metroch), v bode $x = 2$ sa nachádza lokálne minimum tejto

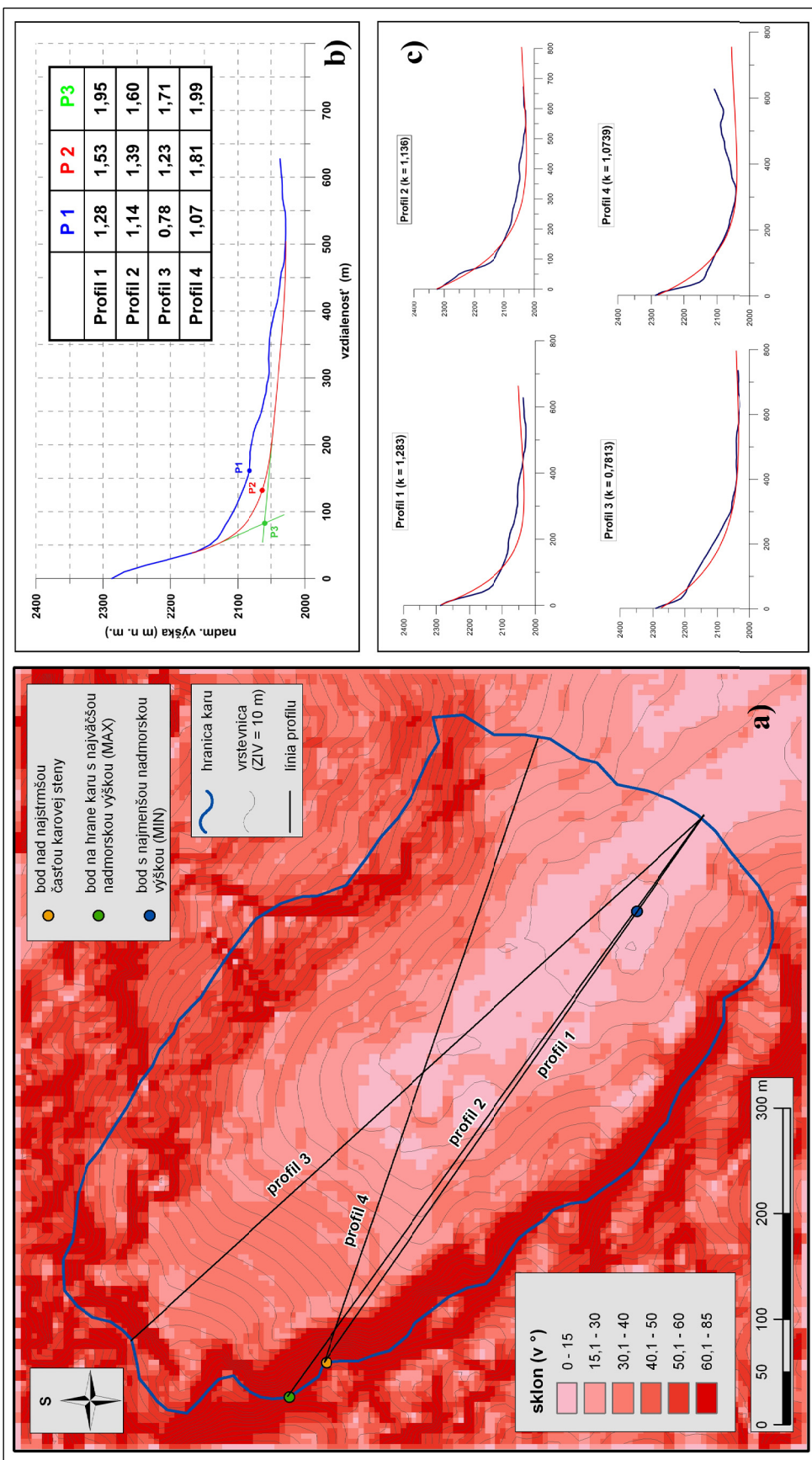
funkcie (bod $[X_0, Y_0]$ na Obr. 4.8) a k-krivka podľa tohto zistenia prebieha najhlbším miestom karu (M). (Křížek et al., 2007b) (Obr. 4.8). Výpočet hodnoty koeficientu k následne prebehol podľa postupu, ktorý uvádza Křížek et al. (2007b, 2008).



Obr. 4.8: Priebeh funkcie k-krivky. Pre bližší popis vid' hlavný text.

Pre každý zo 155 karov Vysokých Tatier boli zistené vyššie uvedené morfometrické a morfologické charakteristiky, pričom charakteristiky L , W , H , V , O , $2D A$ a $3D A$ popisujú veľkosť karu, zatiaľ čo charakteristiky L/H , L/W , W/H , $3DA/2DA$, C , S , indexy alometrie (a , b , c) a k-krivka popisujú tvar karu. Parametre geológie, expozície, úboče, nadmorskej výšky a typu karu popisujú environmentálne faktory prostredia, ktoré často determinujú morfológiu karu a jeho vývoj v čase.

Niektoré vymedzené kary nespĺňali základné atribúty prislúchajúce karu popisované literatúrou (Evans a Cox, 1995; Benn a Evans, 1998; Mindrescu et al., 2010), teda mali príliš veľký sklon dna resp. príliš malý sklon stien karu alebo pri nich vychádzali hodnoty koeficientu k menšie ako 0,5 resp. väčšie ako 2 (tieto prípady nastávali často súčasne). Takéto kary boli z ďalších analýz vynechané, ich celkový počet je 33. Konečný počet karov, ktoré boli podrobené ďalšiemu štatistickému spracovaniu, je 122.



Obr. 4.7: Určovanie hodnôt koeficientu k . V závislosti na vedení profilu (4.7a) sú získavané rôzne hodnoty koeficientu k (4.7c). Hodnota koeficientu k závisí tiež na určení polohy pätý karovej steny (4.7b), pričom P₂ a P₃ predstavujú teoretické polohy pätý karu (sensu Křížek et al., 2007b). Hodnoty nadmorských výšok a vzdialeností od hrany karu pre jednotlivé pätý karové steny (P1-P3) boli zisťované na základe priebehu profilu pomocou programu Grapher (Golden Software, 2010). Obr. 4.7c znázorňuje krivky jednotlivých profilov preložené príslušnými k -krivkami, pričom je evidentné, že hlavne v prípade profilov 2 a 3 k -krivka takmer dokonale vystihuje priebeh krivky profilu určenej z DMT.

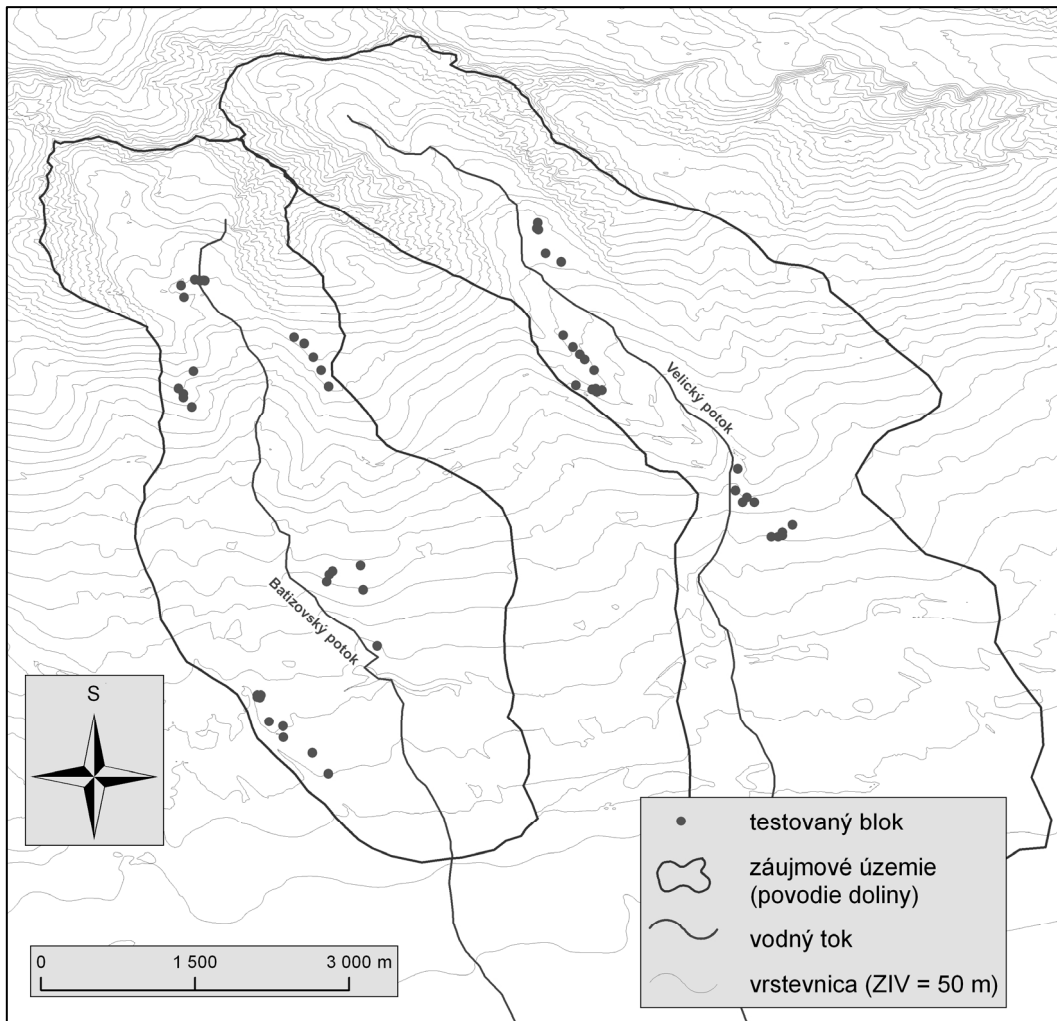
4.3 Terénne práce

Terénne práce prebehli počas letných období rokov 2009 a 2010. Pre prevedenie Schmidt Hammer (SH) testu ako nástroja pre relatívne datovanie veku zachovalých morén (Shakesby et al., 2006) boli vybrané lokality v Batizovskej a Velickej doline. V uvedených dolinách sa podľa Lukniša (1968, 1973) nachádzajú morény viacerých štádiálnych oscilácií ľadovcov posledného zaľadnenia (viď časť 2.3 *Geomorfológia*), a preto tak poskytujú dostatočne široké možnosti pre zber a analýzu získaných dát.

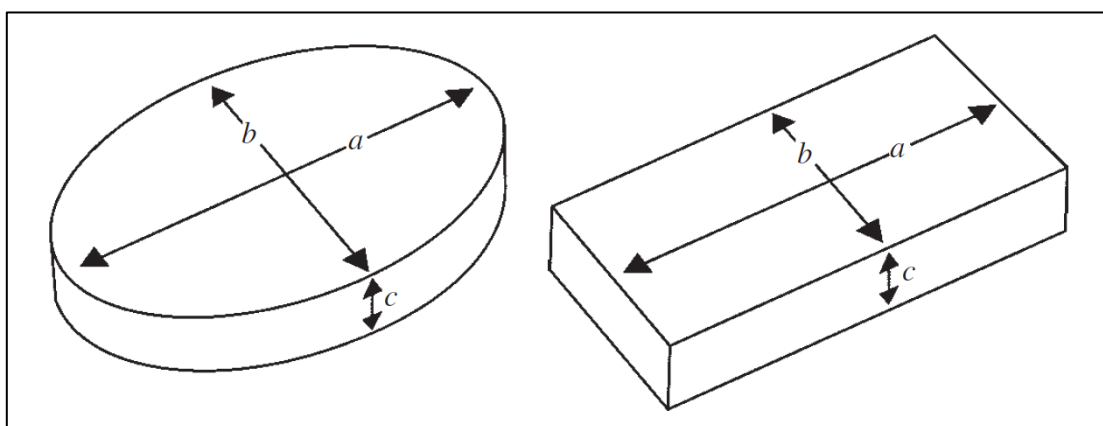
SH test je založený na princípe kalibrovaného dopadu a odrazu, pričom vyjadruje povrchové vlastnosti testovaného substrátu (bloku) prostredníctvom odrazových hodnôt, ktoré následne vypovedajú o dĺžke časového úseku, počas ktorého bol povrch bloku vystavený pôsobeniu exogénnych činiteľov (zvetrávaniu) (Goudie, 2006a). Základným predpokladom je, že odolnosť povrchu horniny sa vplyvom postupného zvetrávania znižuje (teda postupom času sa zvyšuje stupeň navetrania horniny a mocnosť jej zvetralinovej kôry), a tým pádom nižšie hodnoty sily odrazu (vyjadrené číselne, tzv. R hodnoty) indikujú staršie povrchy (Hubbard a Glasser, 2005).

Podľa metodiky Engla (2005, 2007a) a po konzultácii s Křížkom (osobná komunikácia) bolo na každej testovanej morénovej akumulácii vybraných päť blokov, pričom bloky boli vyberané tak, aby čo najviac vyhovovali požiadavkám pre SH test: horizontálna poloha vrchnej strany, rovnaká litológia blokov, neprítomnosť vegetácie (machy, lišajníky), dostatočná veľkosť a stabilita bloku, neprítomnosť výraznejšieho rozpukania alebo iného poškodenia bloku, ktoré by mohlo ovplyvniť výsledky meraní (podľa Summer a Nel, 2002; Hubbard a Glasser, 2005). Pre takto vybrané bloky boli zisťované nasledujúce charakteristiky:

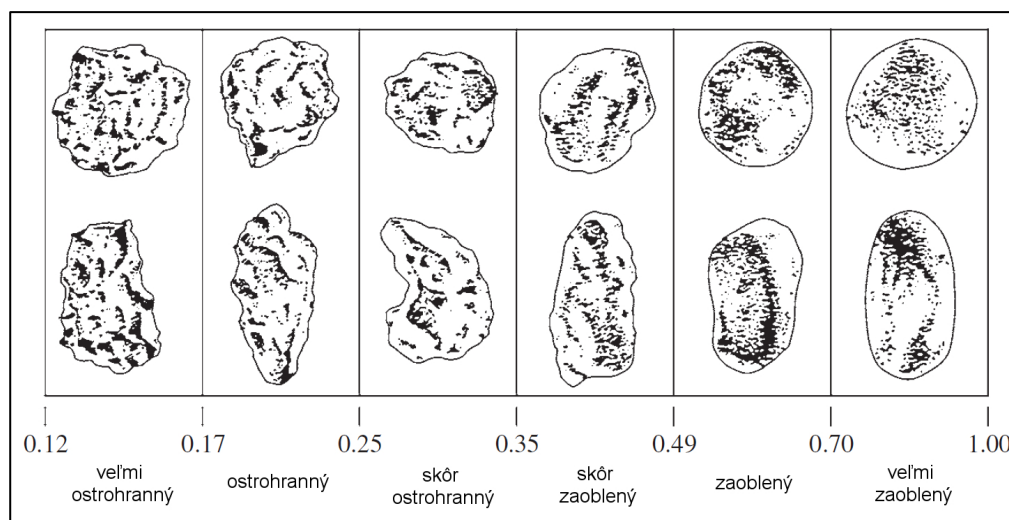
- **Absolútna poloha.** Umiestnenie bloku v súradnicovom systéme a jeho nadmorská výška (Obr. 4.9), zaznamenané v teréne pomocou GPS Garmin Map 60.
- **Relatívna poloha.** Poloha bloku v rámci danej morény, hodnoty v intervale 0 - 100, pričom 0 - blok sa nachádza na úpätí morénového valu, 100 - blok sa nachádza vo vrcholových partiách. Určované vizuálne v teréne.
- **Dĺžky osí.** Meraná bola dĺžka dlhšej a kratšej osi bloku (rovnobežné s povrchom) a výška bloku, teda dĺžka osi kolmej k povrchu (Obr. 4.10). Určované v cm.
- **Ostrohrannosť (zaoblenosť).** Vizuálne bol hodnotený stupeň ostrohrannosti (zaoblenosti) bloku v šesťstupňovej škále (sensu Powers, 1953 in Hubbard a Glasser, 2005). 1 - veľmi ostrohranný, 6 - veľmi zaoblený (viď Obr. 4.11).



Obr. 4.9: Polohy kamenných blokov, na ktorých bol prevedený SH test.



Obr. 4.10: Meranie dĺžok osí blokov. 4.10a) zaoblený blok, 4.10b) ostrohranný blok. (Hubbard a Glasser, 2005, upravené).



Obr. 4.11: Stupnica ostrohrannosti (zaoblenosti) bloku (Powers, 1953 in Hubbard a Glasser, 2005).

- **SH test.** Pre meranie v teréne bol použitý Schmidt Hammer typu N-34. Testovanie blokov prebehlo podľa odporúčaných zásad a postupov (viď napr. Summer a Neil, 2002; Hubbard a Glasser, 2005) v snahe zamedziť vplyvu nežiaducich účinkov a tým pádom aj skresleniu výsledkov (napr. kolmá poloha prístroja k testovanému povrchu, nemeať v blízkosti okrajov a hrán, merať mimo exfoliačných vrstiev, väčších kremenných zŕn a žíl, nemeať na jednom mieste dvakrát). Podľa metodiky Engla (2005, 2007a) bolo na každom bloku uskutočnených 25 úderov Schmidt Hammerom. Následne bolo z takto vzniknutej rady čísel odstránených 5 najextrémnejších hodnôt (maximá a minimá). Takto vzniknutý súbor dvadsiatich R hodnôt bol podrobený ďalšiemu štatistickému spracovaniu. Za účelom vzájomného porovnania bol vypočítaný aritmetický priemer hodnôt pre jednotlivé bloky resp. pre jednotlivé morénové akumulácie, miera variability hodnôt bola posudzovaná na základe rozptylu a smerodajnej odchýlky.

4.4 Štatistické spracovanie dát

Štatistické spracovanie získaných dát bolo vykonané v prostredí programu STATISTICA (StatSoft, 2009). V prípade náhodných výberov a ich ďalšieho štatistického spracovania hrá dôležitú úlohu predpoklad normálneho rozdelenia dát (Meloun a Militký, 2002), a preto bola normalita jednotlivých množín hodnôt kvantitatívnych premenných overená vizuálne (analýza histogramu) a tiež pomocou Shapiro-Wilkovho testu (Shapiro a Wilk, 1965). V prípade, že súbor dát nemá normálne rozdelenie, je potrebné dáta upraviť pomocou logaritmovania alebo umocňovania jednotlivých hodnôt, avšak moderné

viacrozmerné štatistické metódy sú dostatočne robustné („odolné“) aj voči prípadom, kedy vstupné dáta nevykazujú normálne rozdelenie (Meloun et al., 2005). Po zhodnotení množín hodnôt jednotlivých kvantitatívnych premenných (znakov) bolo usúdené, že rozdelenie každej množiny hodnôt dát sa uspokojivo približuje normálnemu rozdeleniu, a teda že dáta sú vhodné pre ďalšie štatistické spracovanie.

Pre všetky morfometrické charakteristiky boli vypočítané základné popisné štatistiky. Pomocou Pearsonovho korelačného koeficientu boli na hladine spoľahlivosti $p=0,05$ zisťované korelácie (korelačná matica) pre nasledujúce morfometrické charakteristiky: H , L , W , $2DA$, $3DA$, O , CR , L/W , L/H , W/H , V , $3D/2D$ a S a tiež pre ukazovatele nadmorskej výšky MAX a MIN (indexy alometrie a hodnoty koeficientov k boli posudzované samostatne). Zo súboru morfometrických charakteristík bola následne vybraná ich podmnožina tak, aby obsahovala maximálny možný počet vzájomne nekorelovaných charakteristík. Táto podmnožina morfometrických charakteristík bola označená ako *jadro*. Výber členov jadra prebiehal tak, že v prvom kroku bola nájdená charakteristika, ktorá má najmenší počet signifikantných korelácií s ostatnými morfometrickými charakteristikami (prvý člen jadra). Ostatné členy jadra boli vybrané analogickým spôsobom zo súboru zvyšných morfometrických charakteristík. Jadro morfometrických charakteristík získané uvedeným postupom tvoria: $3D/3D$, L/W a V . Nekorelovanosť vstupných dát je dôležitým predpokladom pri použití analýzy zhlukov (*Cluster Analysis*) a všeobecnej diskriminačnej analýzy (*General Discriminant Analysis*) (Meloun et al., 2005). Jadro morfometrických charakteristík je pomerne výstižnou podmnožinou všetkých morfometrických charakteristík, pretože obsahuje parametre popisujúce veľkosť karu (V), tvar pôdorysu karu (L/W) a tiež parameter vypovedajúci o sklonitostných pomeroch a vertikálnej vyvinutosti karu ($3D/2D$).

Študované kary boli rozdelené do skupín pomocou *analýzy zhlukov*. Analýza zhlukov patrí medzi metódy vyšetrujúce podobnosti objektov, ktoré sú popísané väčším množstvom premenných a ich klasifikáciou do tried na základe prirodzenej tendencie zoskupovania sa (Meloun a Militký, 2002). Vstupnými premennými pre analýzu zhlukov boli príslušné hodnoty koeficientov k pre jednotlivé kary. Pre zhlukovanie bola zvolená Wardova metóda, ktorá je založená na minimalizácii straty informácie pri spojení dvoch tried (Meloun a Militký, 2002), ako metrika vzdialeností jednotlivých objektov (karov) bola zvolená Euklidovská vzdialenosť v príznakovom priestore. Výsledná vizualizácia (dendrogram) je vyjadrený v percentuálnej vzdialenosti vzhľadom k maximálnej vzdialenosti zhlukov.

Pomocou všeobecnej diskriminačnej analýzy je možné overiť zaradenie objektu do jednej z existujúcich tried objektov a taktiež umožňuje overiť správnosť tohto zaradenia (Meloun a Militký, 2002). Ako závislé (grupovacie) premenné boli postupne volené parametre *Výšková kategória*, *Expozícia*, *Úboč*, *Typ karu*, a triedy karov vzniknuté zoskupením na základe hodnôt koeficientov k pomocou analýzy zhlukov, ako nezávislé premenné (prediktory) vystupovali znaky jadra ($3D/2D$, L/W a V). Vhodnosť klasifikácie bola určená použitím metódy *cross-validation*, ktorá hodnotí presnosť zaradenia objektu na základe testovacej podmnožiny objektov (Meloun et al., 2005). Jedným z výsledkov diskriminačnej analýzy je posteriórna pravdepodobnosť, ktorá na základe vstupných údajov určuje, s akou pravdepodobnosťou je určitý objekt (kar) zaradený to určitej triedy karov, pričom táto pravdepodobnosť je úmerná Mahalanobisovej vzdialenosti od centroidu skupiny (Meloun et al., 2005). Na základe klasifikácie objektov bola vytvorená klasifikačná matica, ktorá percentuálne udáva, do akej miery bolo zaradenie objektov do jednotlivých kategórií úspešné. Silu modelu (diskriminačnej analýzy) kvantitatívne vyjadruje hodnota tzv. Wilkovho Lambda, ktorá nadobúda hodnoty v rozmedzí 0 (dokonalá diskriminácia) až 1 (žiadna diskriminácia) (Meloun et al., 2005).

Analýza rozptylu (*ANOVA - Analysis of Variance*) sa používa pre analýzu zdrojov variability u lineárnych štatistických modelov, pričom cieľom je zistiť, ktoré z kvalitatívnych (príp. kvantitatívnych) faktorov významne ovplyvňujú sledované veličiny (Meloun a Militký, 2002). V tejto práci bola použitá ANOVA pri jednoduchom triedení - tzv. jednocestná ANOVA (*One way ANOVA*) pre šetrenie vplyvu parametrov *Výšková kategória*, *Expozícia*, *Úboč*, *Geológia* a *Typ karu* (kategoriálne nezávislé premenné) na odlišnosti priemerov závisle premenných (morfometrické charakteristiky karov). Výsledkom je zistenie, či sú jednotlivé skupiny (triedy) podľa rozdielov v priemerných hodnotách závisle premenných od seba štatisticky odlišiteľné. Rozdiely v priemeroch jednotlivých morfometrických charakteristík boli posudzované na hladine významnosti $p=0,05$. Sila testu je vyjadrená pomocou hodnoty F-štatistiky (F-testu), ktorá pri daných stupňoch voľnosti meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov (Hendl, 2004). ANOVA bola tak isto použitá pri štatistickom spracovaní R-hodnôt získaných SH testom. Boli analyzované odlišnosti priemerov R-hodnôt medzi skupinami určenými nezávislou premennou, ktorou bolo v tomto prípade predpokladané časové zaradenie vzniku danej morény (štadiály posledného zaľadnenia) podľa Lukniša (1968, 1973).

5. VÝSLEDKY

5.1 Morfometrická analýza karov Vysokých Tatier

5.1.1 Základné popisné štatistiky

Kary Vysokých Tatier preukazujú vysokú mieru variability hodnôt jednotlivých morfometrických charakteristík (Tab. 5.1). 80 % karov má rozlohu (z hľadiska ukazovateľa $2D A$) v rozmedzí 8,1-53,3 ha. Najmenšiu rozlohu a tiež najmenší obvod (O) má najvyšší kar z kaskády karov Ľadovej doliny pod severným svahom Ľadového štítu (údolný systém Javorovej doliny), ktorý je zároveň aj najkratším karom (z hľadiska ukazovateľa L). Naopak najväčšiu rozlohu a tiež najväčší objem (V) má záverový kar zloženého karu v doline Roztoki, pričom tento kar je zároveň najdlhším a tiež najširším (z hľadiska ukazovateľa W) karom Vysokých Tatier. Najužším karom je medzistupňový kar v zloženom kare Kotliny Žabích plies.

Tabuľka 5.1: Základné popisné štatistiky pre jednotlivé morfometrické charakteristiky karov Vysokých Tatier. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

	minimum	maximum	rozpätie hodnôt	priemer	medián	10% percentil	90% percentil	smerodajná odch.
MAX	1 652	2 490	838	2 189	2 232	1 909	2 381	190
MIN	1 300	2 211	911	1 885	1 912	1 629	2 106	191
H	66	603	537	303	297	189	440	99
L	179	1 961	1 782	561	510	283	915	271
W	206	1 905	1 699	536	471	289	798	250
O	727	8 510	7 783	1 996	1 874	1 111	2 966	983
C	1,018	1,413	0,395	1,137	1,123	1,070	1,216	0,065
L/H	0,690	4,247	3,557	1,895	1,831	1,102	2,861	0,696
L/W	0,405	2,298	1,893	1,099	1,033	0,638	1,673	0,396
W/H	0,542	3,763	3,221	1,835	1,712	1,079	2,820	0,682
V	3 295 512	1 916 416 665	1 913 121 153	125 651 069	74 906 964	21 457 160	236 098 830	207 891 346
2D A	37 258	3 198 005	3 160 747	285 690	217 570	81 018	533 849	344 394
3D A	47 059	3 562 986	3 515 927	361 146	264 719	100 592	657 732	406 454
3D/2D	1,055	1,757	0,702	1,282	1,257	1,142	1,443	0,126
S	22	55	33	35	34	27	42	6

Väčšina karov (80 %) má L v rozmedzí 283-915 m a W v rozmedzí 289-798 m (Tab. 5.1). Hodnoty indexu L/W sa v 80 % karov pohybujú v rozmedzí 0,638-1,673, priemerná hodnota resp. medián tohto indexu je 1,099 resp. 1,033, čo znamená, že ukazovatele L a W nadobúdajú pre jednotlivé kary podobné hodnoty. Tento fakt spoločne s údajom, že priemer resp. medián indexu cirkularity C nie je výrazne vyšší ako 1 (1,137

resp. 1,123) implikuje, že tvar pôdorysu karov Vysokých Tatier sa dá všeobecne označiť ako približne kruhový, s rovnakou dĺžkou a šírkou.

Z hľadiska rozpätia nadmorských výšok (H) dosahuje 80 % karov hodnoty v rozmedzí 189-440 m. Kar s najmenšou hodnotou ukazovateľa H sa nachádza v Doline Bielych plies (údolný systém Kežmarskej Bielej vody), pričom tento kar je zároveň karom s najmenším objemom (V) a taktiež vykazuje najmenšiu rozlohu podľa ukazovateľa $3D A$. Kar s najväčšou hodnotou H je medzistupňový kar Zmrzlého plesa, ktorý je súčasťou zloženého karu Ťažkej doliny (údolný systém Bielovodskej doliny). Gradient (vertikálnu vyvinutosť) karov vyjadrujú indexy L/H resp. W/H , ktorých hodnoty pre 80 % karov pohybujú v rozmedzí resp. 1,102-2,861 resp. 1,079-2,820 (priemerné hodnoty 1,895 resp. 1,835). Na základe uvedených údajov je možné konštatovať, že kary Vysokých Tatier reprezentujú skôr plytké formy reliéfu, kde dĺžka a šírka karu presahuje výšku karu, avšak tieto rozdiely nie sú veľmi výrazné a pohybujú sa rádovo v prvých desiatkach až stovkách metrov (Tab. 5.2).

Vertikálnu členitosť a tiež sklonitostné pomery v rámci karu vyjadruje index $3D/2D$, ktorého hodnoty sa pre 80 % karov pohybujú v rozmedzí 1,142-1,443 (priemer 1,282), teda nie sú výrazne väčšie ako 1. Priemerný sklon karov (S) sa pohybuje v rozmedzí 22-55° (27-42° pre 80 % karov), priemerná hodnota S je 35° (medián 34°). Na základe uvedeného je možné povedať, že kary Vysokých Tatier z hľadiska sklonitostných pomerov nepredstavujú výrazne členité a príkre formy reliéfu.

Vzájomné vzťahy a väzby medzi jednotlivými morfometrickými charakteristikami sú vyjadrené pomocou Pearsonovho korelačného koeficientu (Tab. 5.2). Medzi jednotlivými morfometrickými charakteristikami karov Vysokých Tatier sa vyskytuje pomerne mnoho korelácií signifikantných na hladine významnosti $p \leq 0,05$, veľkú časť z týchto korelácií však tvoria závislosti medzi premennými, ktoré spolu istým spôsobom logicky súvisia. Najväčšia korelovanosť bola očakávaná medzi hodnotami $2D A$, $3D A$, O a V (Tab. 5.2). Najviac korelovanými charakteristikami sú dĺžka karu (L) (signifikantne koreluje so všetkými ostatnými morfometrickými charakteristikami s výnimkou ukazovateľa MAX), šírka karu (W) (signifikantne koreluje so všetkými ostatnými morfometrickými charakteristikami s výnimkou ukazovateľa MAX) a rozpätie nadmorských výšok (H) (signifikantne koreluje so všetkými ostatnými morfometrickými charakteristikami s výnimkou indexu L/W). Naopak, najmenej korelovanou charakteristikou je maximálna nadmorská výška karu (MAX) (Tab. 5.2).

Tabuľka 5.2: Korelačná matica - hodnoty Pearsonovho korelačného koeficientu (r) medzi jednotlivými morfometrickými charakteristikami. Červenou farbou sú vyznačené závislosti signifikantné na hladine významnosti $p \leq 0,05$, kurzívou sú zvýraznené závislosti s hodnotou $|r| > 0,5$, tučne sú zvýraznené očakávané závislosti medzi premennými (závislosť vyplýva z ich vzájomnej previazanosti).

	MAX	MIN	H	L	W	2D A	O	CR	L/H	L/W	W/H	V	3D A	3D/2D	S
MAX	x														
MIN	0,87	x													
H	0,25	-0,27	x												
L	0,07	-0,24	0,60	x											
W	-0,08	-0,35	0,53	0,69	x										
2D A	-0,01	-0,27	0,49	0,84	0,86	x									
O	0,01	-0,29	0,59	0,90	0,91	0,95	x								
CR	0,14	-0,03	0,33	0,45	0,39	0,42	0,55	x							
L/H	-0,17	-0,06	-0,20	0,62	0,29	0,46	0,48	0,18	x						
L/W	0,15	0,06	0,18	0,44	-0,29	0,03	0,08	0,22	0,42	x					
W/H	-0,34	-0,18	-0,31	0,20	0,58	0,41	0,42	0,13	0,54	-0,45	x				
V	0,01	-0,28	0,56	0,81	0,84	0,98	0,92	0,40	0,36	0,03	0,32	x			
3D A	0,01	-0,28	0,56	0,86	0,88	0,99	0,96	0,42	0,43	0,04	0,38	0,98	x		
3D/2D	0,33	0,08	0,48	-0,11	-0,12	-0,12	-0,13	-0,05	-0,60	-0,05	-0,60	-0,02	-0,05	x	
S	0,25	0,09	0,31	-0,36	-0,32	-0,32	-0,37	-0,20	-0,74	-0,11	-0,68	-0,22	-0,28	0,87	x

Pomerne silná korelovanosť (s hodnotou $|r| > 0,5$) bola zistená medzi parametrom H a parametrami L ($r = 0,6$), O ($r = 0,59$) a $3D A$ ($r = 0,56$). Uvedené vzťahy naznačujú, že s rastúcou veľkosťou plochy karu (reprezentovaná ukazovateľmi $3D A$, O a dĺžkou karu L) rastie amplitúda nadmorských výšok (H) karu. Naopak, vzťahy medzi L a indexom L/H ($r = 0,62$) a medzi W a indexom W/H ($r = 0,58$), poukazujú na to, že s rastúcou dĺžkou a šírkou karu sa znižuje vertikálna vyvinutosť karu (s narastajúcou dĺžkou a šírkou karu sa zvyšujú hodnoty indexov L/H a W/H). Na základe uvedených vzťahov je možné konštatovať, že s nárastom plochy karu síce dochádza k nárastu amplitúdy nadmorských výšok (H), avšak miera zväčšovania hodnôt ukazovateľa H je menšia, ako miera zväčšovania hodnôt L a W . Toto tvrdenie úzko súvisí s teóriou alometrického vývoja karov (viď ďalej).

Pomerne silná tesnosť vzťahu je medzi obvodom karu (O) a indexom cirkularity C ($r = 0,55$). Jednou z možných interpretácií tohto vzťahu je tvrdenie, že s nárastom obvodu karu (ktorý istým spôsobom reprezentuje veľkosť karu) dochádza k znižovaniu kruhovitosti karu (väčší odklon tvaru pôdorysu karu od kruhového tvaru, reprezentovaný nárastom hodnôt ukazovateľa C). K tomu je však potrebné pristupovať opatrne, pretože hodnota O závisí aj na „pravidelnosti“ priebehu hrany karu a nielen na celkovej veľkosti plochy karu. Vzťah medzi O a C tak nepodáva dokonalú informáciu o zmene tvaru

pôdorysu karu so zmenou veľkosti karu, ale je skôr logickým dôsledkom toho, že pri výpočte indexu cirkularity je používaná hodnota obvodu karu O (viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*) a tým pádom sú tieto dve charakteristiky vzájomne prepojené. Vhodnejšie je posudzovať zmenu cirkularity karu so zmenou veľkosti karu podľa vzájomného vzťahu medzi C a ukazovateľmi $2D A$, $3D A$ príp. V , pričom korelovanosť medzi uvedenými veličinami bola preukázaná (Tab. 5.2), avšak podľa hodnôt korelačných koeficientov (r) táto závislosť nie je obzvlášť výrazná.

Takmer žiadna korelovanosť sa nepreukázala medzi tvarom pôdorysu karu (reprezentovaný indexom L/W) a veľkosťou karu (reprezentovaná charakteristikami $2D A$, $3D A$ a V) (Tab. 5.2). Táto skutočnosť poukazuje na to, že tvar pôdorysu karov Vysokých Tatier nie je závislý od veľkosti karu a teda že nárast dĺžky a šírky karu prebieha vo vzájomnej rovnováhe spolu s nárastom plochy karu.

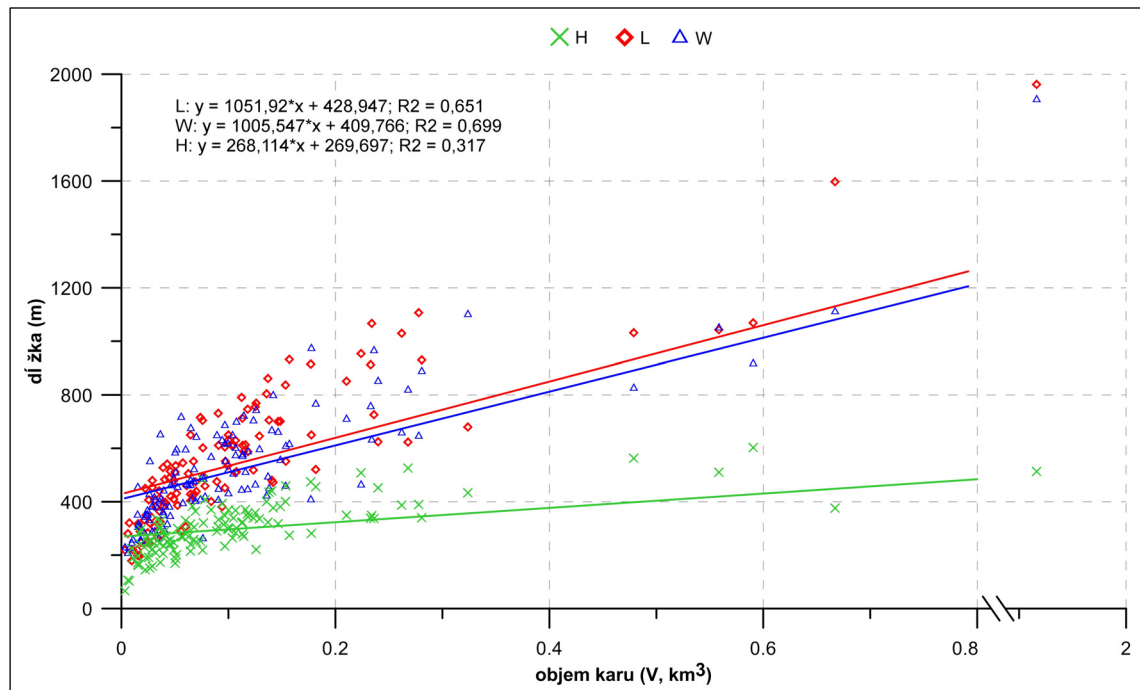
Hodnoty korelačných koeficientov medzi priemerným sklonom (S) a ostatnými premennými indikujú, že parameter S nie je nijak výrazne závislý na žiadnej zo sledovaných morfometrických charakteristík (okrem charakteristík, ktoré so sklonom priamo logicky súvisia - L/H , W/H a $3D/2D$) (Tab. 5.2).

5.1.2 Vzťah veľkosti a tvaru karov

Vlastnosti a zmeny tvaru pôdorysu karov Vysokých Tatier so zmenou ich veľkosti boli popísané v predchádzajúcej kapitole. Pri pohľade aj na vertikálny vývoj karov, Gordon, (1977), Aniya a Welch (1981), Olyphant (1981), Evans a Cox (1995), Federici a Spagnolo (2004), Brook et al. (2006), Evans (2006b) a Ruiz-Fernández et al. (2009) vo svojich prácach uvádzajú, že s rastúcou veľkosťou karu dochádza k rýchlejšiemu nárastu L a W v porovnaní s nárastom H (teória alometrického vývoja karov, viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*). V prípade karov Vysokých Tatier bol ich alometrický vývoj potvrdený (Obr. 5.1), pričom sa jedná o prípad tzv. statickej alometrie, pretože kary boli hodnotené len v jednej časovej rovine a ich morfometrické charakteristiky pre iné časové roviny nie sú známe.

Platnosť teórie alometrického vývoja karov Vysokých Tatier potvrdzujú aj priemerné hodnoty indexov alometrie (pre definíciu viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*) za celé pohorie: $a = 0,344$ (95% interval spoľahlivosti: 0,342-0,346), $b = 0,343$ (95% interval spoľahlivosti: 0,341-0,345) a $c = 0,313$ (95% interval spoľahlivosti: 0,311-0,315). Potvrdil sa tiež poznatok, ktorý uvádza Evans (2010), a síce že nárast dĺžky karu prebieha v porovnaní s nárastom šírky karu

rýchlejšie (viď smernice regresných priamok na Obr. 5.1), aj keď v prípade karov Vysokých Tatier, ako už bolo uvedené, tento rozdiel nie je veľmi výrazný. Kladné hodnoty korelačných koeficientov medzi indexom L/H resp. W/H a veľkosťou karu (reprezentovaná $2D A$, $3D A$ a V) (Tab. 5.2) poukazujú na to, že s nárastom veľkosti karu sa znižuje jeho vertikálna vyvinutosť. Taktiež veľkosti korelačných koeficientov medzi L resp. W vzhľadom k veľkosti karu nadobúdajú výrazne vyššie hodnoty, ako korelačné koeficienty medzi H a parametrami popisujúcimi veľkosť karu ($2D A$, $3D A$ a V) (Tab. 5.2). Na základe uvedeného je teda možné povedať, že pre kary Vysokých Tatier sa potvrdil koncept ich alometrického vývoja popisovaný v iných pohoriach, a síce, že ústup stien karu prebieha v porovnaní so zahľbovaním dna karu rýchlejšie.



Obr. 5.1: Závislosť H , L a W na veľkosti karu (V) (sensu Evans a Cox, 1995). Smernica regresnej priamky závislosti medzi H a V (zelená farba) má v porovnaní so smernicami regresných priamok závislostí medzi W a V (modrá farba) resp. L a V (červená farba) podstatne menšiu hodnotu (menší sklon priamky), čo znamená, že zvyšovanie hodnôt H s nárastom veľkosti karu prebieha v porovnaní s nárastom hodnôt L a W pomalšie. Za rovnicami jednotlivých regresných priamok sú uvedené hodnoty koeficientov determinácie (R^2), ktoré sú ukazovateľom toho, ako spoľahlivo vyjadruje rovnica získaná regresnou analýzou vzťahy medzi premennými (Hendl, 2004).

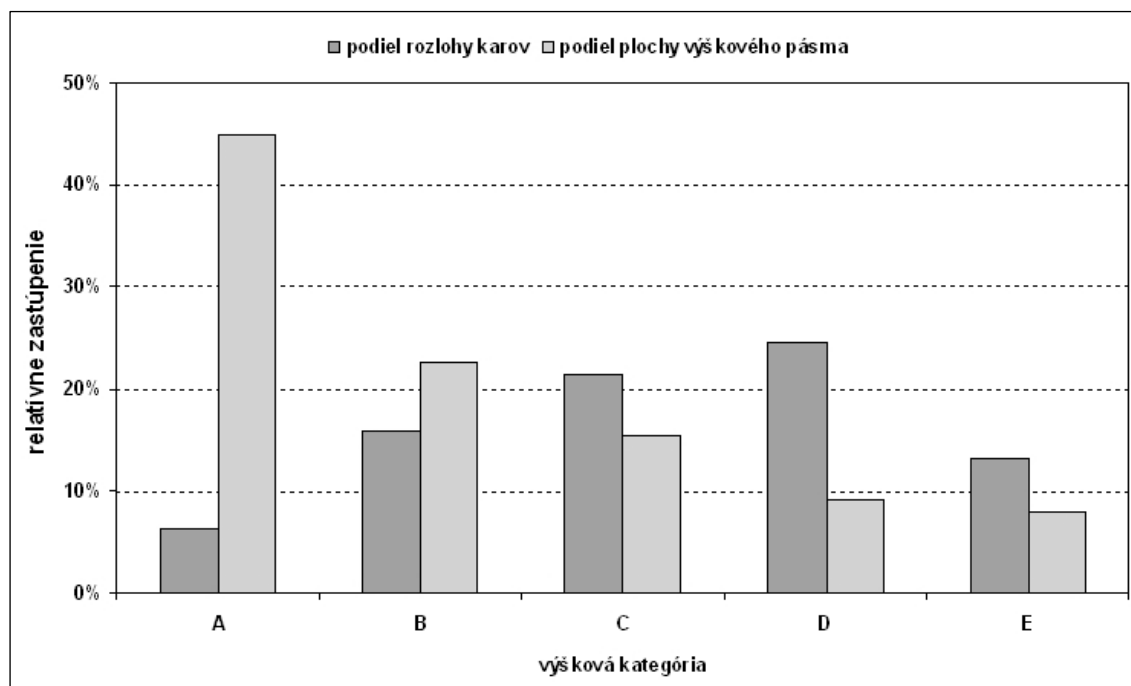
V súlade s konceptom alometrie je možné interpretovať negatívnu koreláciu medzi priemerným sklonom karu a veľkosťou karu (znižovanie priemerného sklonu karu s nárastom jeho veľkosti, viď Tab. 5.2) tak, že s nárastom veľkosti karu sa zväčšuje relatívny podiel dna karu (s menším sklonom v porovnaní so stenami karu) na celkovej

ploche karu ($2D A$) a tým pádom dochádza k znižovaniu celkového priemerného sklonu karu. Na rozdiel od toho, významná závislosť medzi indexom $3D/2D$ (ktorý tiež podáva informáciu o sklonitostných pomeroch a vertikálnej vyvinutosti karu) a veľkosťou karu ($2D A$, $3D A$ a V) nebola štatisticky preukázaná (Tab. 5.2).

5.1.3 Vzťah nadmorskej výšky a morfológických charakteristík karov

Najnižšie položeným karom (podľa hodnoty *MIN*, vid' tiež Tab. 5.1) je jednoduchý kar pod Veľkým Košiarom v Belianskych Tatrách, naopak najvyššie položeným karom je najvyšší kar zloženého karu Batizovskej doliny. Podľa hodnoty *MAX* je najnižšie položeným karom jednoduchý kar pod Bujačím vrchom v Belianskych Tatrách, najvyššie položeným karom je najvyšší kar Skalnatej doliny zasadený medzi Lomnickým a Kežmarským štítom.

Pre potreby lepšieho štatistického spracovania morfológických charakteristík karov Vysokých Tatier v závislosti od nadmorskej výšky bolo vytvorených päť výškových kategórií, nepravidelnosti v priestorovom rozmiestnení karov podľa výškových kategórií boli analyzované pomocou indexu rozmiestnenia (vid' časť 4.2 *Morfologická analýza a environmentálne charakteristiky karov*). Priestorové rozmiestnenie karov podľa jednotlivých výškových kategórií je znázornené v Prílohe 7.



Obr. 5.2: Podiel rozlohy karov na ploche územia, ktoré zaberajú jednotlivé výškové kategórie a podiel plochy výškových kategórií na celom záujmovom území.

Najväčšiu plochu záujmového územia zaberá výšková kategória A (1300-1629 m n. m.), ale najväčšie plošné zastúpenie karov sa nachádza v kategórii D (1961-2069 m n. m.) (Obr. 5.2), čo potvrdzuje aj hodnota indexu rozmiestnenia pre túto kategóriu (Tab. 5.3). Druhé najväčšie pomerné zastúpenie karov podľa hodnôt indexu rozmiestnenia je vo výškovej kategórii E (2070-2211 m n. m.), naopak zanedbateľný je ich výskyt v plošne najrozsiahlnejšej kategórii A (Tab. 5.3). Najväčší absolútny počet karov je v kategóriách B (1630-1814 m n. m.) a C (1815-1960 m n. m.) a naopak najmenší počet je v kategórii A (Tab. 5.3). Priemerné hodnoty morfolometrických charakteristík karov v jednotlivých kategóriách nadmorskej výšky sú uvedené v Tab. 5.3.

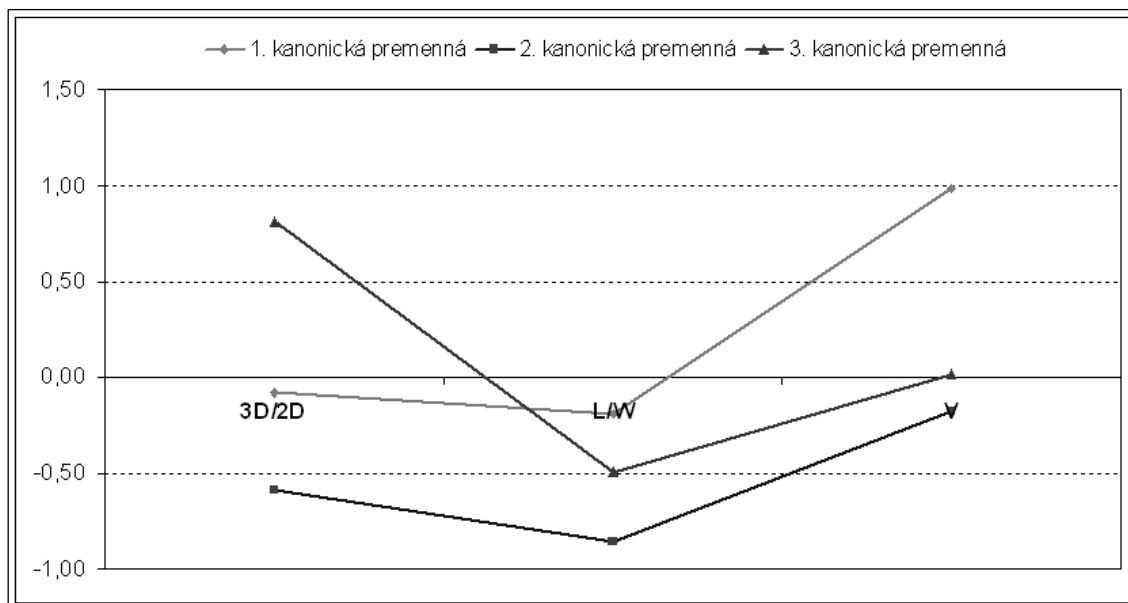
Tabuľka 5.3: Priemerné hodnoty morfolometrických charakteristík a index rozmiestnenia pre jednotlivé kategórie nadmorskej výšky. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfolometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfolometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

Výšková kateg.	A	B	C	D	E
Počet karov	13	31	31	26	21
Index rozmiestnenia (Z)	0,1402	0,6995	1,3729	2,6869	1,6739
H	350	310	327	295	241
L	723	568	598	578	375
W	744	590	555	457	399
O	2 756	2 083	2 090	1 883	1 402
C	1,1500	1,1245	1,1501	1,1447	1,1199
L/H	2,0203	1,9095	1,9027	1,9678	1,6939
L/W	1,0764	0,9921	1,1369	1,2792	0,9911
W/H	2,0483	2,0349	1,8031	1,6269	1,7141
V	0,29694	0,13413	0,12491	0,09605	0,12887
2D A	585 616	308 762	286 122	231 459	132 470
3D A	710 489	398 753	363 630	295 831	166 573
3D/2D	1,2549	1,2789	1,2855	1,2918	1,2853
S	33	35	34	35	36

Morfolometrické charakteristiky karov sú slabo korelované s ukazovateľmi nadmorskej výšky karov (*MIN* a *MAX*) (Tab. 5.2). V prípade ukazovateľa *MIN* je počet signifikantných korelácií na hladine významnosti $p \leq 0,05$ v porovnaní s ukazovateľom *MAX* o niečo vyšší, avšak hodnota Pearsonovho korelačného koeficientu (r) ani v jednom prípade nie je vyššia ako 0,5. Hodnoty korelačných koeficientov medzi ukazovateľom *MIN* a parametrami popisujúcimi veľkosť karu (*H*, *L*, *W*, *V*, *2D A*, *3D A* a *V*) (Tab. 5.2) poukazujú v súlade s údajmi v Tab. 5.3 na to, že s narastajúcou nadmorskou výškou dochádza obecné k zmenšovaniu veľkosti karu, avšak miera tesnosti tejto závislosti je pomerne nízka (hodnoty r okolo -0,3).

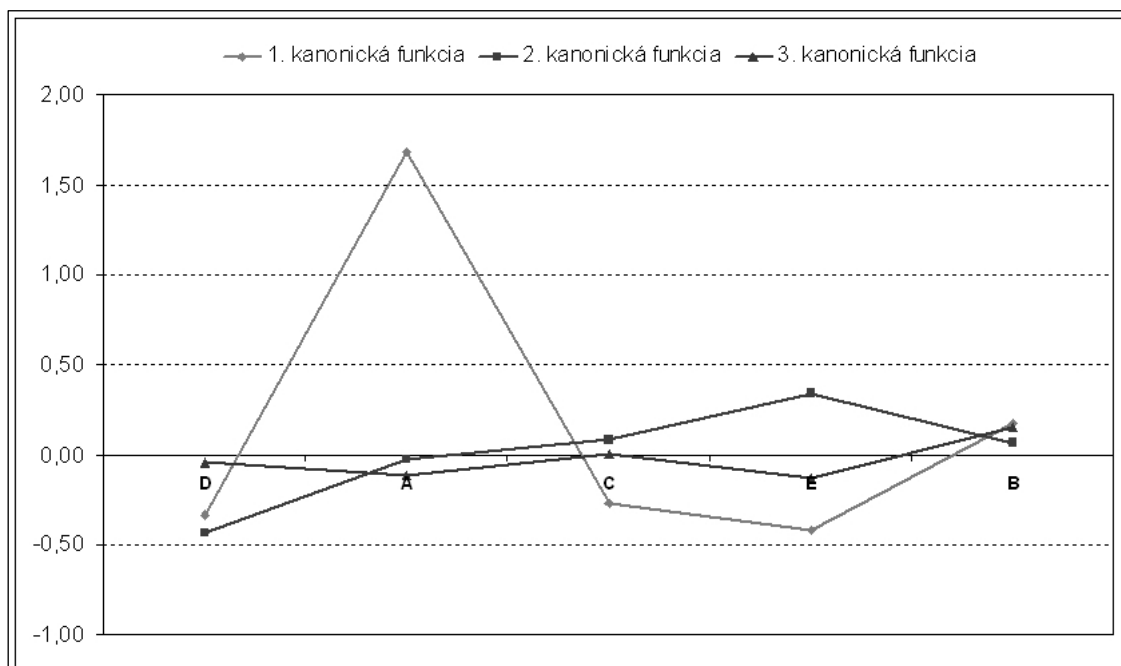
Podľa výsledkov analýzy rozptylu (Príloha 9) je možné povedať, že kary patriace do kategórie E sa podľa priemerných hodnôt ukazovateľov H , L , W a O signifikantne odlišujú od všetkých ostatných kategórií, pričom na základe ukazovateľa W je možné odlíšiť kategórie D a E od ostatných tried, avšak nie tieto dve kategórie navzájom. Na základe indexov L/W a W/H je možné od seba odlíšiť kary patriace do kategórie B od karov patriacich do kategórie D. V prípade kategórií B, C a D, do ktorých patrí najväčší počet karov, je evidentný nárast priemerných hodnôt indexu L/W (Tab. 5.3), čo implikuje, že v rámci týchto kategórií dochádza s rastúcou nadmorskou výškou k zmene tvaru pôdorysu karov v prospech dĺžky na úkor šírky. Podľa priemernej hodnoty plochy karu ($2D A$ a $3D A$) sa kategória E signifikantne odlišuje od ostatných kategórií, taktiež je možné odlišovať kategóriu D od kategórie A (Príloha 9). Na základe uvedených údajov sa dá konštatovať, že veľkosť najvyššie položených karov (reprezentovaná ukazovateľmi H , L , W , O , $2D A$ a $3D A$) sa významne odlišuje (je menšia) od veľkosti karov nachádzajúcich sa v nižších polohách.

Vplyv nadmorskej výšky na hodnoty morfometrických charakteristík karov bol skúmaný pomocou *všeobecnej diskriminačnej analýzy* (GDA), ktorá umožňuje overiť predpoklad, či triedenie karov na základe nadmorskej výšky (kategórie A-E) má patričnú odozvu v premenlivosti hodnôt jadra morfometrických charakteristík. Závislú kvalitatívnu premennú preto predstavujú jednotlivé výškové kategórie, ako nezávislé premenné (prediktory) vystupujú znaky jadra ($3D/2D$, L/W a V). Zo súboru 122 karov bol pomocou metódy náhodných čísel vybraný súbor 61 karov (za účelom použitia metódy *cross-validation*, sensu Meloun et al., 2005), na ktorom boli definované štandardizované koeficienty kanonických diskriminačných funkcií, pričom hodnoty jednotlivých koeficientov sú: $\lambda(3D/2D) = 0,813315$, $\lambda(L/W) = -0,858299$ a $\lambda(V) = 0,986398$ (Obr. 5.3). 1. kanonická premenná je najviac viazaná objemom karu (V), ktorý má iný smer ako ostatné charakteristiky jadra, 2. kanonická premenná je určená hodnotou indexu L/W a 3. kanonická premenná je viazaná hodnotou indexu $3D/2D$, avšak opačný smer má index L/W (Obr. 5.3) (čím väčšia vzdialenosť vrcholu lomenej funkcie od osi x, tým viac je diskriminačná funkcia viazaná daným znakom). Je nutné uviesť, že na hladine významnosti $p \leq 0,05$ je signifikantná len 1. diskriminačná funkcia (má najväčší vplyv na rozdelenie karov do skupín).



Obr. 5.3: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných.

1. diskriminačná funkcia najviac diskriminuje triedu A a E, 2. diskriminačná funkcia najviac odlišuje triedu D a 3. diskriminačná funkcia odlišuje kategóriu B od ostatných skupín (Obr. 5.4). V prípade 2. a 3. diskriminačnej funkcie nie je sila diskriminácie tried taká výrazná, ako v prípade 1. diskriminačnej funkcie (táto sila je úmerná vzdialenosti vrcholu lomenej funkcie od osi x na Obr. 5.4).



Obr. 5.4: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé výškové kategórie.

Pre oba podsúbory karov (prvá podskupina analýzy a kontrolná podskupina *cross-validation*) a následne tiež pre kompletný súbor (obe podskupiny dohromady) boli vytvorené klasifikačné matice, ktoré na základe posteriórnej pravdepodobnosti (vyjadrená v %) ukazujú úspešnosť (presnosť) triedenia karov do kategórií podľa nadmorskej výšky (Tab. 5.4).

Tabuľka 5.4: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (*cross-validation*) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danej výškovej kategórii a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,6852.

Trieda	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina <i>cross-validation</i> (%)	Celý súbor (%)
D	46,15	23,08	34,62
A	33,33	0,00	15,38
C	50,00	53,33	51,61
E	0,00	0,00	0,00
B	56,25	13,33	35,48
Spolu	40,98	21,31	31,15

Úspešnosť triedenia karov Vysokých Tatier do kategórií nadmorských výšok vzhľadom k jadrú morfometrických charakteristík je pomerne nízka - pre celý súbor 122 karov 31,15 %. Najväčšia zhoda bola dosiahnutá v prípade kategórie C (51,61 %), naopak žiadna presnosť klasifikácie nebola dosiahnutá v kategórii E (0 %). Je zaujímavé, že z celkového počtu 21 karov patriacich do kategórie E by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy bolo až 14 karov zaradených do kategórie C a 5 karov by bolo zaradených do kategórie B (Tab. 5.5). V prípade, že by ako prediktory vystupovali všetky morfometrické charakteristiky (*H, L, W, O, C, L/H, L/W, W/H, V, 2D A, 3D A, 3D/2D* a *S*), bola by úspešnosť triedenia karov Vysokých Tatier do kategórií nadmorských výšok 41,80 %.

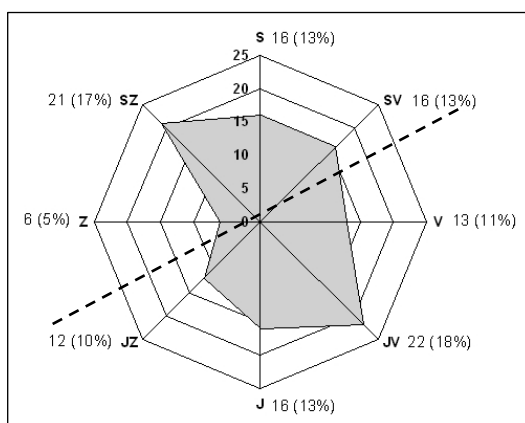
Tabuľka 5.5: Priradenie karov k jednotlivým výškovým pásmam podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou. V riadkoch je uvedené reálne zaradenie do výškovej triedy, v stĺpcoch je zaradenie do tried určené diskriminačnou analýzou. Hodnoty v číselnom poli vyjadrujú, koľko karov bolo diskriminačnou analýzou priradených k danej výškovej kategórii.

Triedy	D	A	C	E	B	Zhoda (%)
D	9	0	17	0	0	34,62
A	2	2	6	0	3	15,38
C	7	1	16	0	7	51,61
E	2	0	14	0	5	0,00
B	7	0	10	3	11	35,48
Spolu	27	3	63	3	26	31,15

Na základe vyššie uvedených údajov je možné konštatovať, že vzťah medzi nadmorskou výškou a jadrom morfometrických charakteristík bol potvrdený, avšak miera tesnosti tohto vzťahu je nízka. Úspešnosť klasifikácie karov založenej na nadmorskej výške vzhľadom k jadrú morfometrických charakteristík je len 31,15 %, a preto je možné tvrdiť, že klasifikácia karov založená na nadmorskej výške nemá výrazný odraz v triedení podľa morfologického hľadiska. Najväčší vplyv na rozdelenie karov do skupín má 1. kanonická premenná, ktorá je najviac viazaná objemom karu (V) a najzreteľnejšie diskriminuje triedu A a E.

5.1.4 Vzťah expozície a morfometrických charakteristík karov

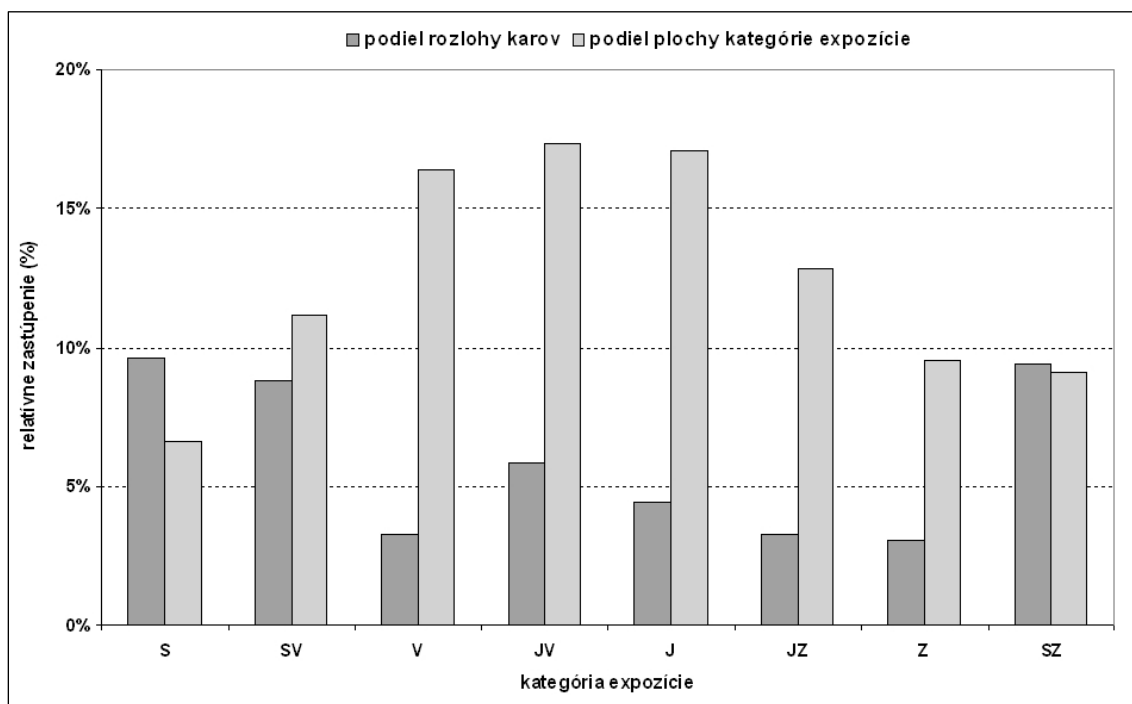
Z hľadiska expozície voči svetovým stranám sa najviac karov nachádza v kategórii JV (22), naopak najmenej karov patrí do kategórie Z (6) (Obr. 5.5). Preukázala sa symetria v početnosti karov patriacich do navzájom opačných kategórií S-J a SZ-JV vzhľadom k priebehu hlavného chrbtu pohoria (Obr. 5.5). Priestorové rozmiestnenie karov podľa jednotlivých kategórií expozície je znázornené v Prílohe 5.



Obr. 5.5: Početnosť karov v jednotlivých kategóriách expozície. Prerušovanou čiarou je vyznačený približný priebeh hlavného hrebeňa Vysokých Tatier.

Najväčšie relatívne plošné zastúpenie karov je na svahoch S expozície, čo potvrdzuje aj hodnota indexu rozmiestnenia (Tab. 5.6), avšak do tejto kategórie patrí len 13 % z celkového počtu karov (Obr. 5.5). Druhé najväčšie absolútne a zároveň relatívne zastúpenie karov podľa hodnôt indexu rozmiestnenia je na svahoch SZ expozície (Obr. 5.5, Obr. 5.6). Naopak najmenšie relatívne zastúpenie karov je na svahoch V expozície a následne na svahoch JZ expozície. Podľa hodnôt indexu rozmiestnenia (Tab. 5.6) je nízky podiel rozlohy karov tak isto na svahoch JV expozície a to napriek tomu, že do tejto

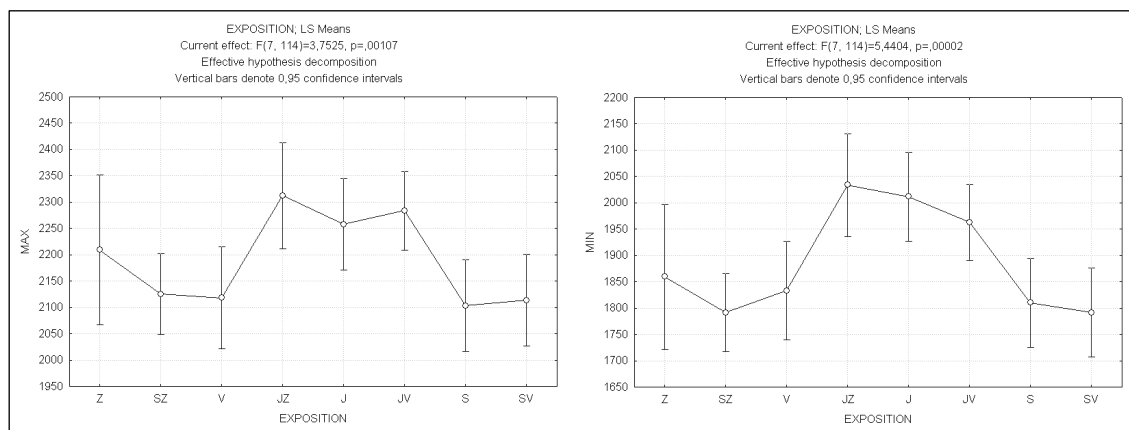
kategórie patrí najviac karov z hľadiska absolútneho počtu. Tento nepomer je daný tým, že svahy JV expozície zaberajú najväčší podiel plochy záujmového územia (Obr. 5.6). Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík karov v jednotlivých kategóriách expozície uvádza Tab. 5.6.



Obr. 5.6: Podiel rozlohy karov na ploche územia, ktoré zaberajú jednotlivé kategórie expozície a podiel plochy kategórií expozície na celom záujmovom území.

Kary J, JV a JZ expozície sa podľa výsledkov analýzy rozptylu preukázateľne odlišujú v priemerných hodnotách ukazovateľov nadmorskej výšky (*MAX* a *MIN*) od karov patriacich do kategórií S, SV, SZ a V, kary so Z expozíciou nie sú z hľadiska nadmorskej výšky štatisticky odlišiteľné od žiadnej inej kategórie (Príloha 10, Obr. 5.7).

Hodnota indexu L/W karov S expozície sa významne odlišuje od šírky karov J, JZ, JV a V expozície (Príloha 10). Jedine v kategórii S (spomedzi všetkých kategórií) je priemerná hodnota tohto indexu menšia ako 1, čo značí, že šírka karov patriacich do tejto kategórie je v porovnaní s dĺžkou väčšia. Priemerná šírka karov je väčšia ako priemerná dĺžka taktiež v kategórii SZ, priemerná hodnota indexu L/W pre túto kategóriu je približne 1 (Tab. 5.6). Je teda možné povedať, že kary S a SZ expozície sú všeobecne širšie ako dlhšie, pričom kary S expozície je možné podľa tejto vlastnosti zreteľne oddeliť od karov J, JZ, JV a V expozície.



Obr. 5.7: Výsledky analýzy rozptylu zobrazujúce rozdiely v ukazovateľoch nadmorskej výšky karov podľa jednotlivých kategórií expozície. Kary J, JZ a JV expozície sa preukázateľne odlišujú od kategórií S, SV, SZ a V (avšak nie medzi sebou navzájom). Výsledky analýzy rozptylu medzi jednotlivými dvojicami kategórií sú uvedené v Prílohe 10.

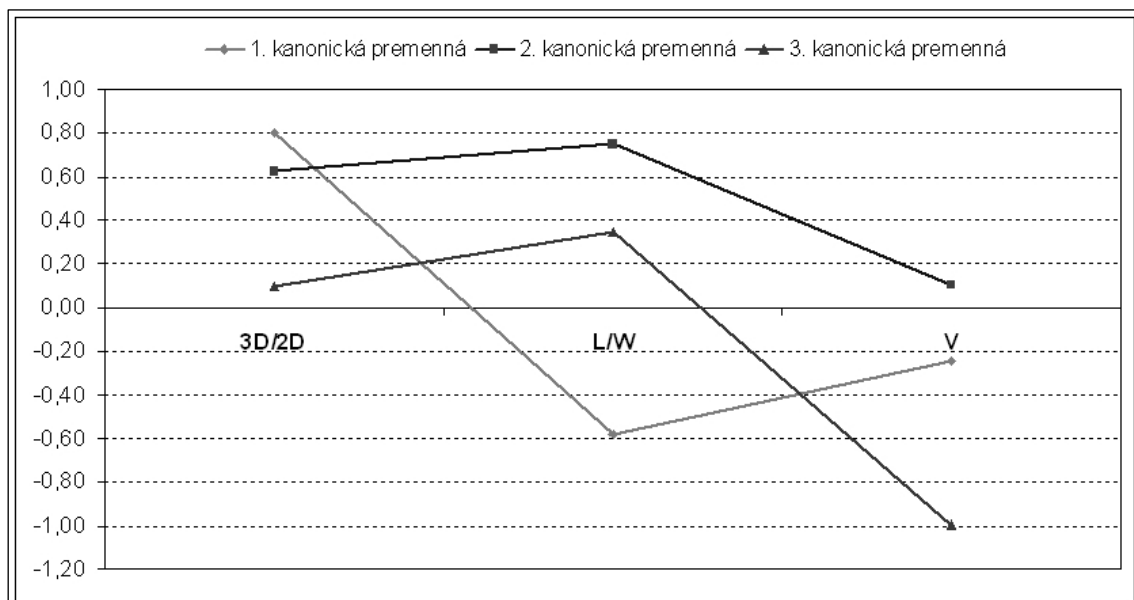
Tabuľka 5.6: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík a index rozmiestnenia pre jednotlivé kategórie expozície. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

Expozícia	S	SV	V	JV	J	JZ	Z	SZ
Index rozmiestnenia (Z)	1,4495	0,7904	0,1985	0,3389	0,2609	0,2534	0,3194	1,0303
MAX	2 104	2 114	2 118	2 284	2 258	2 313	2 209	2 126
MIN	1 810	1 791	1 833	1 963	2 012	2 034	1 860	1 791
H	293	322	285	321	246	279	350	334
L	435	574	565	630	598	536	665	530
W	560	557	500	529	529	501	581	545
O	1 796	2 126	1 959	2 090	2 031	1 873	2 290	1 937
C	1,1167	1,1413	1,1468	1,1399	1,1253	1,1504	1,1882	1,1280
L/H	1,4944	1,8181	2,1988	1,9709	2,3658	1,9598	1,9014	1,5929
L/W	0,8612	1,0705	1,2410	1,2048	1,1357	1,1620	1,1933	1,0115
W/H	1,8747	1,8380	1,9016	1,6949	2,2157	1,8065	1,7893	1,6488
V	0,08945	0,18600	0,11249	0,19717	0,09943	0,18562	0,10343	0,11656
2D A	253 157	389 520	259 530	293 472	301 871	221 076	305 419	258 367
3D A	319 609	479 745	325 414	380 454	365 926	272 563	383 406	344 943
3D/2D	1,2979	1,3191	1,2248	1,3186	1,2010	1,2259	1,2679	1,3356
S	38	37	33	35	30	33	34	37

Priemerné hodnoty indexu L/H karov zaradených do kategórií S a SZ sa preukázateľne odlišujú (sú nižšie) od hodnôt karov v kategóriách J, JZ, JV a V (Príloha 10). Tento fakt implikuje, že kary so S a SZ expozíciou sú v porovnaní s karmi J, JZ, JV a V expozície viac vertikálne vyvinuté. Na tento poznatok je však potrebné nahliadať v širších súvislostiach, kedy pri pohľade na priemerné hodnoty L a H a taktiež na rozlohy

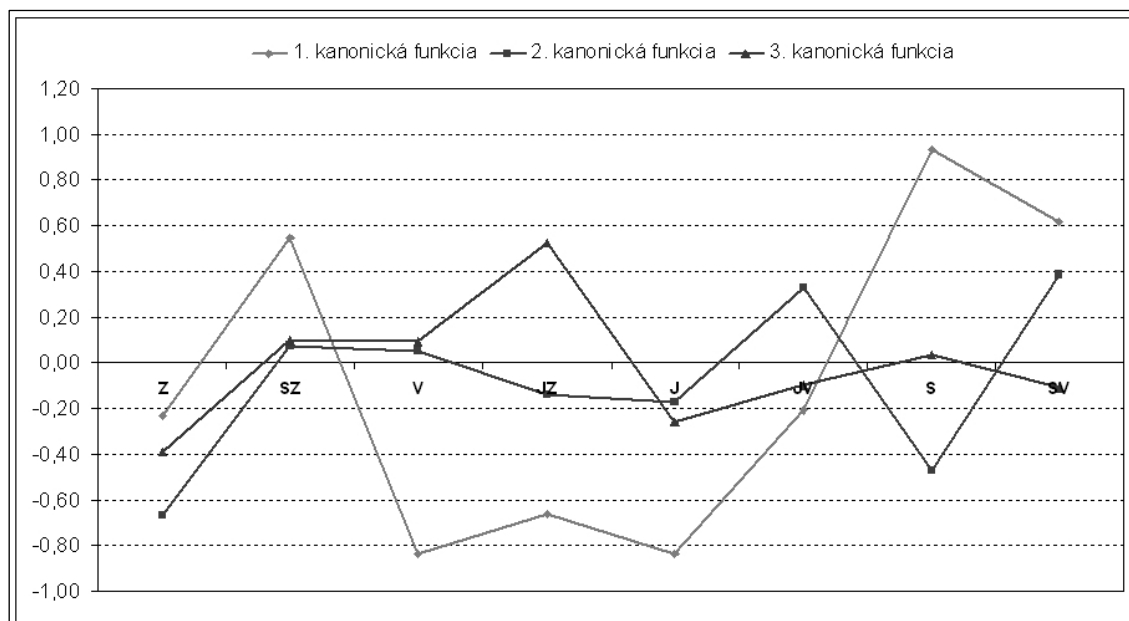
karov ($2D A$, $3D A$) v daných kategóriách (Tab. 5.6) je zrejme, že uvedená vertikálna vyvinutosť karov S a SZ expozície čiastočne vyplýva z ich relatívne menšej dĺžky (v porovnaní s výškou) a taktiež z ich menšej veľkosti (s nárastom veľkosti karu sa znižuje jeho vertikálna vyvinutosť, vid' 5.1.2 *Vzťah veľkosti a tvaru karov*). Podľa priemerných hodnôt indexu $3D/2D$ a sklonitosti (S) je možné odlišiť kary S a SZ expozície od karov J, JZ a V expozície a tiež kary SV expozície od karov J expozície (Príloha 10). To je v súhlase s vyššie uvedeným poznatkom o väčšej vertikálnej vyvinutosti karov (vyššie hodnoty indexu $3D/2D$ a väčší priemerný sklon karov) S a SZ expozície v porovnaní s karmi J, JZ a V expozície.

Na podmnožine 61 karov vybraných metódou náhodných čísel (za účelom použitia metódy *cross-validation*) boli definované tri štandardizované koeficienty kanonických diskriminačných funkcií, pričom ako prediktory vystupovali znaky jadra morfometrických charakteristík a závislú premennú predstavovali kategórie expozície. Hodnoty jednotlivých koeficientov sú: $\lambda(3D/2D) = 0,805358$, $\lambda(L/W) = 0,747642$ a $\lambda(V) = -0,995896$ (Obr. 5.8), pričom na hladine významnosti $p \leq 0,1$ je signifikantná len 1. diskriminačná funkcia. 1. kanonická premenná je najviac viazaná indexom $3D/2D$, ktorý má iný smer ako ostatné charakteristiky jadra, 2. kanonická premenná je určená kombináciou indexov L/W a $3D/2D$ a 3. kanonická premenná je viazaná objemom karu (V), ktorý má opačný smer ako $3D/2D$ a L/W (Obr. 5.8).



Obr. 5.8: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných

1. diskriminačná funkcia najlepšie odlišuje kategórie S, SV a SZ od kategórií J, JZ a V, 2. diskriminačná funkcia najviac diskriminuje triedu Z a SV a 3. diskriminačná funkcia najviac odlišuje kategóriu JZ (Obr. 5.9).



Obr. 5.9: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé kategórie expozície

Rozdelenie karov Vysokých Tatier do kategórií expozície má pomerne nízky odraz v triedení podľa jadra morfometrických charakteristík - pre celý súbor 122 karov je úspešnosť triedenia 31,15 % (Tab. 5.7). Najväčšia zhoda bola dosiahnutá v prípade kategórie SZ (66,67 %), naopak žiadna presnosť klasifikácie nebola dosiahnutá v kategórii Z (0 %). Z celkového počtu 6 karov patriacich do kategórie Z by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy boli 3 kary zaradené do kategórie JV. Nízka presnosť klasifikácie bola dosiahnutá tak isto v prípade kategórie V (7,69 %), pričom 4 z 13 karov patriacich pôvodne do tejto kategórie by boli zaradené taktiež do kategórie JV (Tab. 5.8). V prípade, že by ako prediktory GDA vystupovali všetky morfometrické charakteristiky, bola by úspešnosť triedenia karov do kategórií expozície o niečo vyššia - 36,89 %.

Na základe vyššie uvedených údajov je možné konštatovať, že kary s expozíciou južného kvadrantu (JV, J, JZ) sa nachádzajú vyššie, ako kary expozične prislúchajúce severnému kvadrantu (SZ, S, SV), pričom tento nepomer je z podstatnej časti daný topografiou pohoria. Kary S a SZ expozície sú v porovnaní s karmi exponovanými na JV, J a JZ viac vertikálne vyvinuté (podľa priemerných hodnôt indexu L/H) a zároveň kary S expozície sú všeobecne širšie ako dlhšie v porovnaní s karmi JV, J a JZ expozície. Vzťah

medzi expozíciou a jadrom morfometrických charakteristík karov bol preukázaný, avšak miera tesnosti tohto vzťahu je (rovnako ako v prípade vzťahu nadmorskej výšky a jadra morfometrických charakteristík) pomerne nízka (úspešnosť triedenia činí 31,15 %). Najväčší vplyv na rozdelenie karov do skupín má 1. kanonická premenná, ktorá je najviac viazaná indexom $3D/2D$ a najlepšie diskriminuje kategórie S a SZ od kategórií J, V a JZ.

Tabuľka 5.7: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danej kategórii expozície a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,5687.

Trieda	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina cross-validation (%)	Celý súbor (%)
Z	0,00	0,00	0,00
SZ	63,64	70,00	66,67
V	16,67	0,00	7,69
JZ	50,00	0,00	25,00
J	37,50	25,00	31,25
JV	54,55	36,36	45,45
S	25,00	12,50	18,75
SV	25,00	0,00	12,50
Spolu	39,34	22,95	31,15

Tabuľka 5.8: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám expozície podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou. V riadkoch je uvedené reálne zaradenie do kategórie expozície, v stĺpcoch je zaradenie do kategórie určené diskriminačnou analýzou. Hodnoty v číselnom poli vyjadrujú, koľko karov bolo diskriminačnou analýzou priradených k danej kategórii expozície.

Triedy	Z	SZ	V	JZ	J	JV	S	SV	Zhoda (%)
Z	0	1	0	0	1	3	1	0	0,00
SZ	0	14	0	0	0	4	2	1	66,67
V	0	2	1	3	2	4	1	0	7,69
JZ	0	2	0	3	2	4	1	0	25,00
J	1	2	0	3	5	5	0	0	31,25
JV	0	5	0	0	4	10	2	1	45,45
S	0	8	0	0	2	3	3	0	18,75
SV	0	5	0	1	1	3	4	2	12,50
Spolu	1	39	1	10	17	36	14	4	31,15

5.1.5 Vplyv parametra Úboč na morfológiu karov

V snahe potvrdiť alebo vyvrátiť hypotézu asymetrického zaľadnenia Vysokých Tatier boli kary posudzované z hľadiska ich príslušnosti k úboči pohoria (viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*). Zo 122 analyzovaných karov bolo do kategórie J (južná úboč) zaradených je 66 karov, do kategórie S (severná

úboč) 51 karov a do kategórie B (kary Belianskych Tatier) bolo zaradených 5 karov. Priestorové rozmiestnenie karov podľa výškových kategórií je zobrazené v Prílohe 6. Hlavná pozornosť je venovaná rozdielom medzi kategóriami J a S, ktoré predstavujú kary Vysokých Tatier, následne je uvedený vzťah karov Belianskych Tatier (kategória B) ku karom Vysokých Tatier.

Tabuľka 5.9: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie parametra Úboč. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

Úboč	S	J	B
MAX	2141	2255	1795
MIN	1823	1964	1479
H	318	291	316
L	553	576	451
W	557	528	426
O	2044	1995	1516
C	1,1378	1,1379	1,1230
L/H	1,7339	2,0482	1,5122
L/W	1,0410	1,1394	1,1549
W/H	1,7784	1,9137	1,3797
V	0,17305	0,11896	0,08329
2D A	317 879	271 021	150 994
3D A	403 096	340 727	202 795
3D/2D	1,3140	1,2536	1,3270
S	37	33	39

Kary severnej úboče sú v porovnaní s karmi južnej úboče nižšie položené a taktiež majú väčšiu priemernú rozlohu a objem (Tab. 5.9). Rozdiely v priemerných nadmorských výškach (*MAX* a *MIN*) medzi týmito dvoma kategóriami sú podľa výsledkov analýzy rozptylu značne signifikantné (Tab. 5.10), avšak v priemerných hodnotách veľkosti karu (*2D A*, *3D A*, *V*) významné rozdiely preukázané neboli. Priemerná hodnota indexov *L/H* a *W/H* je vyššia pre kary južnej úboče (Tab. 5.9), pričom rozdiel medzi priemernými hodnotami indexu *L/H* je medzi kategóriami S a J signifikantný (Tab. 5.10). Tento fakt implikuje, že kary severnej úboče sú v porovnaní s karmi južnej úboče viac vertikálne vyvinuté, čo je v súhlase so záverom o vertikálnej vyvinutosti karov S a SZ expozície uvedeným v predchádzajúcej kapitole. Podobne tak z hľadiska výškovej členitosti karu (index *3D/2D*) a sklonitostných pomerov sa preukázali významné rozdiely medzi karmi severnej a južnej úboče (Tab. 5.10), pričom kary severnej úboče nadobúdajú vyššie hodnoty indexu *3D/2D* a taktiež majú väčší priemerný sklon.

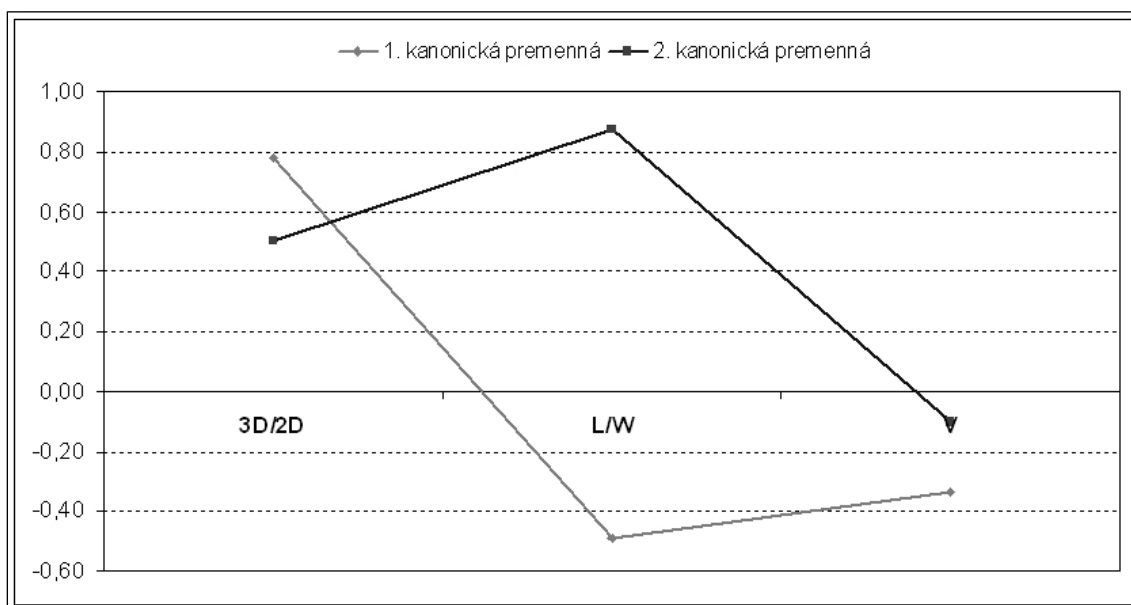
Tabuľka 5.10: Signifikantné rozdiely v priemeroch morfometrických charakteristík na hladine významnosti $p=0,05$ % medzi kategóriami parametra Úboč. Hodnota F-štatistiky (F-testu) pri daných stupňoch voľnosti (uvedené v zátvorke) meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov. Označenie "--" značí, že medzi danými dvoma kategóriami nebol signifikantný rozdiel v priemeroch na danej hladine významnosti preukázaný. V tabuľke sú uvedené len tie morfometrické charakteristiky, pri ktorých bol zistený aspoň jeden signifikantný rozdiel medzi dvoma kategóriami.

Morf. charakteristika	S	J	B
MAX	S	X	F(1, 54)=17,407, p=,00011
	J		F(1, 69)=42,907, p=,00000
	B		X
MIN	S	X	F(1, 54)=19,279, p=,00005
	J		F(1, 69)=48,260, p=,00000
	B		X
L/H	S	X	F(1, 115)=6,0046, p=,01577
	J		X
	B		X
3D/2D	S	X	F(1, 115)=6,8999, p=,00979
	J		X
	B		X
S	S	X	F(1, 115)=10,783, p=,00136
	J		F(1, 69)=5,6097, p=,02067
	B		X

Kary Belianskych Tatier sa nachádzajú v nižších polohách v porovnaní s karmi Vysokých Tatier (Tab. 5.9), pričom rozdiel v priemerných nadmorských výškach je štatisticky signifikantný (Tab. 5.10). Je to spôsobené tým, že Belianske Tatry dosahujú celkovo nižšie nadmorské výšky (najvyšší vrch Havran 2152 m n. m.) v porovnaní s Tatrmi Vysokými. Kary Belianskych Tatier sú obecné menšie, strmšie a s väčšou vertikálnou vyvinutosťou (L/H , W/H), ako kary Vysokých Tatier (Tab. 5.9), avšak rozdiely v priemeroch týchto morfometrických charakteristikách nie sú štatisticky významné, s výnimkou rozdielu v priemernej sklonitosti medzi karmi južnej úboče a karmi Belianskych Tatier (Tab. 5.9). K týmto údajom je však potrebné pristupovať opatrne, a to kvôli výrazne rozdielnemu počtu karov spadajúcich do kategórie B v porovnaní s karmi v kategóriách S a J (značne odlišný počet členov jednotlivých výberov, ktoré vstupujú do štatistických analýz).

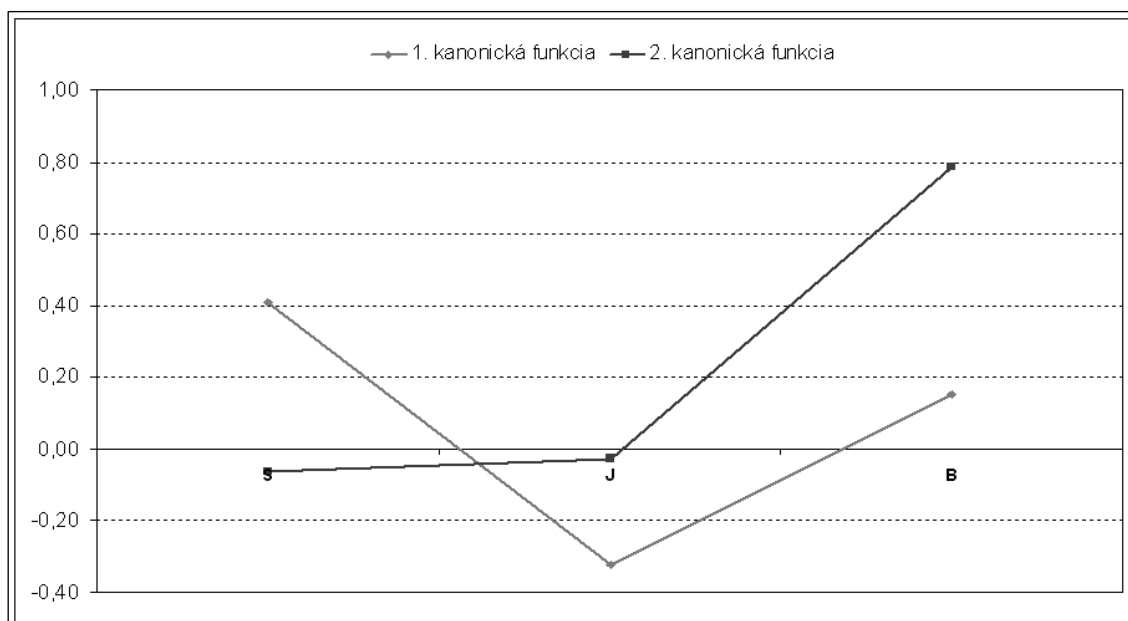
Na podmnožine 61 karov vybraných metódou náhodných čísel (za účelom použitia metódy *cross-validation*) boli definované dva štandardizované koeficienty kanonických diskriminačných funkcií (ako prediktory vystupovali znaky jadra morfometrických charakteristík a závislú premennú predstavovali kategórie parametra Úboč), pričom 1.

kanonická premenná je najviac viazaná indexom $3D/2D$, ktorý má iný smer ako ostatné charakteristiky jadra a 2. kanonická premenná je určená hodnotou indexu L/W (Obr. 5.10). Je nutné uviesť, že na hladine významnosti $p \leq 0,05$ nie je signifikantná ani jedna diskriminačná funkcia (hodnota p pre 1. diskriminačnú funkciu je $p=0,1711$ a pre 2. diskriminačnú funkciu $p=0,3838$). 1. diskriminačná funkcia najlepšie odlišuje kary južnej úboče od ostatných kategórií a 2. diskriminačná funkcia diskriminuje kary Belianskych Tatier od karov Vysokých Tatier (kategórie S a J) (Obr. 5.11).



Obr. 5.10: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných

Úspešnosť triedenia karov podľa parametra Úboč vzhľadom k jadrú morfometrických charakteristík je pre celý súbor 122 karov 60,66 % (Tab. 5.11). Najväčšia zhoda bola dosiahnutá v prípade kategórie J (77,27 %), naopak žiadna presnosť klasifikácie nebola dosiahnutá v kategórii B (0 %). Z celkového počtu 5 karov kategórie B by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy boli 3 kary zaradené do kategórie J a 2 kary zaradené do kategórie S (Tab. 5.12). Je teda možné povedať, že kary Belianskych Tatier na základe jadra morfometrických charakteristík nepredstavujú zreteľne oddelenú skupinu karov v porovnaní s karmi Vysokých Tatier. V prípade, že by ako prediktory GDA vystupovali všetky morfometrické charakteristiky, bola by úspešnosť triedenia karov podľa parametra Úboč približne rovnaká - 59,84 %.



Obr. 5.11: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé kategórie parametra Úboč

Tabuľka 5.11: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danej kategórii úboče a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,8533.

Trieda	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina cross-validation (%)	Celý súbor (%)
S	48,00	42,31	45,10
J	75,76	78,79	77,27
B	0,00	0,00	0,00
Spolu	60,66	60,66	60,66

Tabuľka 5.12: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám parametra Úboč podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou. V riadkoch je uvedené reálne zaradenie do kategórie úboč, v stĺpcoch je zaradenie do kategórie určené diskriminačnou analýzou. Hodnoty v číselnom poli vyjadrujú, koľko karov bolo diskriminačnou analýzou priradených k danej kategórii úboče.

Triedy	S	J	B	Zhoda (%)
S	23	28	0	45,10
J	15	51	0	77,27
B	2	3	0	0,00
Spolu	40	82	0	60,66

Keďže podľa výsledkov analýzy rozptylu sú rozdiely v priemerných nadmorských výškach (*MAX* a *MIN*) karov severnej a južnej značne signifikantné, bola pomocou GDA

testovaná úspešnosť zaradenia karov do týchto dvoch kategórií, kde ako prediktory vystupovali jednak členy jadra morfometrických charakteristík a zároveň tiež ukazovatele nadmorskej výšky karu (*MAX* a *MIN*). Úspešnosť triedenia podľa uvedených prediktorov je pomerne vysoká - pre celý súbor 122 karov činí 71,79 %, pričom úspešnosť klasifikácie pre 1. podskupinu analýzy je 77,58 % (Tab. 5.13). Je teda možné konštatovať, že podľa jadra morfometrických charakteristík spolu s ukazovateľmi nadmorskej výšky karov sa dajú kary južnej úboče pomerne spoľahlivo odlišiť od karov severnej úboče. V prípade, že by ako prediktory GDA vystupovali všetky morfometrické charakteristiky a tiež ukazovatele nadmorskej výšky karov, bola by úspešnosť triedenia karov na kary severnej a južnej úboče približne rovnaká - 73,50 %.

Tabuľka 5.13: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danej kategórii úboče a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,4195.

Trieda	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina cross-validation (%)	Celý súbor (%)
S	72,00	61,54	66,67
J	81,82	69,70	75,76
Spolu	77,59	66,10	71,79

Na základe vyššie uvedených údajov je možné konštatovať, že kary južnej úboče sú vyššie položené, než kary severnej úboče, pričom tento fakt čiastočne vyplýva z vlastností topografie Vysokých Tatier. Na druhej strane, kary severnej úboče sú vertikálne lepšie vyvinuté, tiež viac výškovo členité a s vyšším priemerným sklonom, ako kary južnej úboče. Kary Belianskych Tatier sa nachádzajú v nižších polohách v porovnaní s karmi Vysokých Tatier, pričom rozdiel v priemerných nadmorských výškach je štatisticky signifikantný, avšak podľa výsledkov diskriminačnej analýzy kary Belianskych Tatier nepredstavujú zreteľne vymedzenú skupinu od karov Vysokých Tatier. Úspešnosť triedenia karov podľa parametra Úboč vzhľadom k jadrú morfometrických charakteristík je pre celý súbor 122 karov 60,66 %. Najväčší vplyv na rozdelenie karov do skupín má 1. kanonická premenná, ktorá je najviac viazaná indexom $3D/2D$ a najlepšie diskriminuje kary južnej úboče od karov patriacich do ďalších dvoch kategórií. Na základe jadra morfometrických charakteristík zároveň s ukazovateľmi nadmorskej výšky karov je možné odlišiť kary južnej úboče od karov severnej úboče s úspešnosťou 71,79 %.

5.1.6 Vplyv geológie na morfológiu karov

Keďže hrebeňová časť Vysokých Tatier je typická svojou takmer uniformnou horninovou stavbou (viď časť 2.2 *Geologické pomery*), 115 zo 122 analyzovaných karov bolo zaradených do kategórie „granodiorit“. Na druhej strane, len 7 karov bolo zaradených do kategórie „vápenec“, pričom sem patrí 5 karov Belianskych Tatier a 2 kary nachádzajúce sa na rázsoche Širokej (údolný systém Javorovej doliny) (Príloha 4). Hneď na úvod je teda možné konštatovať, že kvôli uvedenému výraznému nepomeru v počte karov v oboch skupinách a zároveň kvôli nerovnomernému priestorovému rozloženiu karov kategórie „vápenec“ nie je možné objektívne a štatisticky vierohodne posudzovať vplyv geologického substrátu na morfológiu karov Vysokých Tatier. Odlišnosti morfológie karov Belianskych Tatier, ktoré všetky spadajú do kategórie „vápenec“, boli uvedené v predchádzajúcej kapitole, priemerné hodnoty všetkých morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie geologického substrátu sú uvedené v Tab. 5.14.

Tabuľka 5.14: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie parametra Geológia. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

Geológia	granodiorit	vápenec
MAX	2213	1796
MIN	1909	1504
H	304	292
L	568	455
W	543	430
O	2024	1548
C	1,1386	1,1148
L/H	1,9100	1,6469
L/W	1,0973	1,1247
W/H	1,8540	1,5274
V	0,14415	0,07374
2D A	293 368	159 560
3D A	370 445	208 382
3D/2D	1,2810	1,2960
S	35	38

Výsledky analýzy rozptylu nepreukázali žiadne významné rozdiely medzi priemermi sledovaných morfometrických charakteristík, s výnimkou ukazovateľov nadmorskej výšky (*MAX*: $F(1, 120)=42,636$, $p=,0000$ a *MIN*: $F(1, 120)=38,686$, $p=,0000$). Tento rozdiel však vyplýva z priestorovej pozície karov kategórie „vápenec“, ktoré sa nachádzajú na mezozoických obalových sekvenciách Vysokých Tatier (hlavne už spomenuté Belianske Tatry, viď Príloha 4) a tým pádom sa zákonite nachádzajú v nižších

polohách v porovnaní s karmi kategórie „granodiorit“ vyskytujúcimi sa na hlavnom kryštalickom masíve Vysokých Tatier. Vzťah geologického substrátu a priemernej nadmorskej výšky karov tým pádom neimplikuje žiadne závery vhodné k popisu zákonitostí vývoja karov skúmanej oblasti. Z vyššie uvedeného je zrejmé, že Vysoké Tatry predstavujú územie, ktoré nie je vhodné pre skúmanie vplyvu rôznorodého geologického substrátu na morfológiu a vývoj karov. Kvôli tomuto faktoru nebude faktor geologického substrátu uvažovaný v analýzach v kapitole 5.1.8 *Vzťah k-krivky, faktorov prostredia a ostatných morfometrických charakteristík*.

5.1.7 Odlišnosti v morfológii karov podľa typu karu

V snahe odlíšiť od seba jednoduché kary a kary, ktoré sú súčasťou zloženého karu alebo skupiny karov so vzájomnými väzbami súvisiacimi s pohybom ľadovcovej hmoty, boli vymedzené štyri typy karu (pre definíciu jednotlivých typov karu viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*). Najväčší počet karov Vysokých Tatier do kategórie „najvyšší kar“ (N), naopak najmenej karov bolo zaradených do kategórie „záverový kar“ (Z) (Tab. 5.15). Priestorové rozmiestnenie karov podľa jednotlivých typov karu je znázornené v Prílohe 8.

Tabuľka 5.15: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé typy karu. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

Typ karu	N	S	Z	J
počet karov	50	24	20	28
MAX	2 282	2 197	2 054	2 112
MIN	1 995	1 918	1 709	1 788
H	287	279	345	324
L	501	602	716	523
W	478	584	743	452
O	1 758	2 199	2 706	1 743
C	1,1268	1,1558	1,1569	1,1259
L/H	1,8060	2,2018	2,1110	1,6360
L/W	1,0854	1,0837	1,0076	1,2011
W/H	1,7106	2,1533	2,2965	1,4559
V	0,10604	0,09494	0,22761	0,17719
2D A	218 684	317 023	533 191	201 701
3D A	277 287	399 648	657 734	266 046
3D/2D	1,2902	1,2310	1,2479	1,3349
S	36	31	32	38

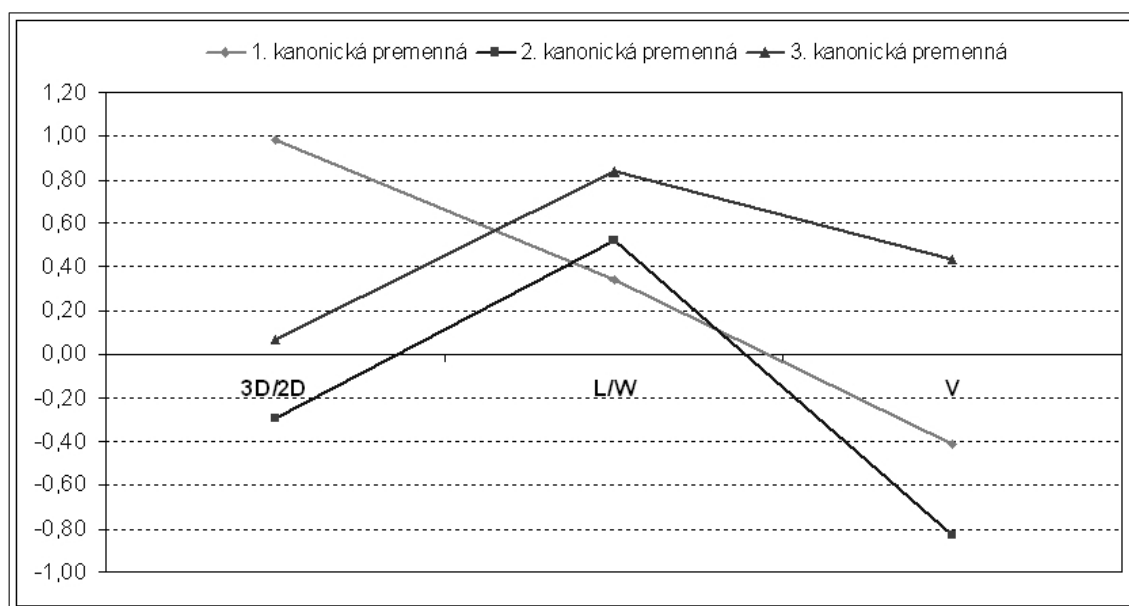
Najvyššie položené sú kary typu N, ktorých priemerná nadmorská výška (*MAX* a *MIN*, vid' Tab. 5.15) sa podľa výsledkov analýzy rozptylu signifikantne odlišuje od priemerných nadmorských výšok karov patriacich do ostatných kategórií (Príloha 11). Táto vlastnosť karov typu N logicky vyplýva z ich postavenia v rámci zloženého karu, kde predstavujú najvyššie položené partie. Podľa priemernej nadmorskej výšky (*MIN*) je tak isto možné odlíšiť kary typu S („*medzistupňový kar*“) od karov typu Z a taktiež od karov typu J („*jednoduchý kar*“) (Príloha 11), pričom najnižšie položené sú kary typu Z.

Kary typu Z dosahujú najväčšiu priemernú dĺžku (Tab. 5.15), podľa ktorej je možné spoľahlivo odlíšiť tento typ karov od karov typu N a typu J (Príloha 11). V zaujímavom rozpore s konceptom alometrického vývoja karov (vid' vyššie) v rámci karov typu Z je fakt, že s narastajúcou veľkosťou karu dochádza k rýchlejšiemu nárastu šírky v porovnaní s nárastom dĺžky, čo dokumentujú okrem iného aj priemerné hodnoty indexov alometrie pre dĺžku ($a=0,344$) a šírku ($b=0,348$) (čím viac sa hodnota indexu líši od hodnoty 0,333, tým rýchlejšie resp. pomalšie dochádza k nárastu daného ukazovateľa s nárastom veľkosti karu). Dôsledkom uvedenej zákonitosti je stav, že priemerná dĺžka karov typu Z je menšia (aj keď nie omnoho), ako ich priemerná šírka, avšak pôdorys karov typu Z nevykazuje výrazne pretiahnutý tvar, čo dokazuje priemerná hodnota indexu L/W (Tab. 5.15).

Najviac signifikantných rozdielov v priemeroch morfometrických charakteristík bolo preukázaných medzi karmi typu Z a karmi typu N a typu J (ale nie zároveň medzi karmi typu N a typu J). Kary typu Z je možné odlíšiť od karov typu N a typu J podľa priemerných hodnôt ukazovateľov L , W , O , W/H , $2D A$, $3D A$ a sklonitosti (Príloha 11). Kary typu Z sú menej vertikálne vyvinuté, ako kary typu N a typu J (podľa indexov L/H a W/H), avšak to je spôsobené vysokými hodnotami priemernej dĺžky a šírky karov v porovnaní s hodnotou H (prítom priemerná hodnota H je najvyššia spomedzi všetkých typov karov), čo súvisí s ich veľkým plošným rozsahom (vid' alometrický vývoj karov). Na druhej strane, kary typu N a typu J je možné odlíšiť od karov typu S podľa priemerných hodnôt indexov vertikálnej vyvinutosti karu (L/H , W/H) a taktiež podľa priemerných hodnôt W , O , indexu $3D/2D$ a priemernej sklonitosti karov (Príloha 11). Kary typu J a typu N vykazujú výrazne menšiu priemernú šírku a priemernú dĺžku v porovnaní s karmi typu S. Je zaujímavé, že kary typu J sa od karov typu N okrem rozdielov v priemernej nadmorskej výške signifikantne líšia len podľa priemernej hodnoty indexu W/H (kary typu J sú viac vertikálne vyvinuté). Kary typu Z je možné odlíšiť od karov typu S len podľa priemernej nadmorskej výšky, signifikantné rozdiely v priemerných hodnotách žiadnej ďalšej morfometrickej charakteristiky sa medzi uvedenými dvoma typmi karov neprejavili

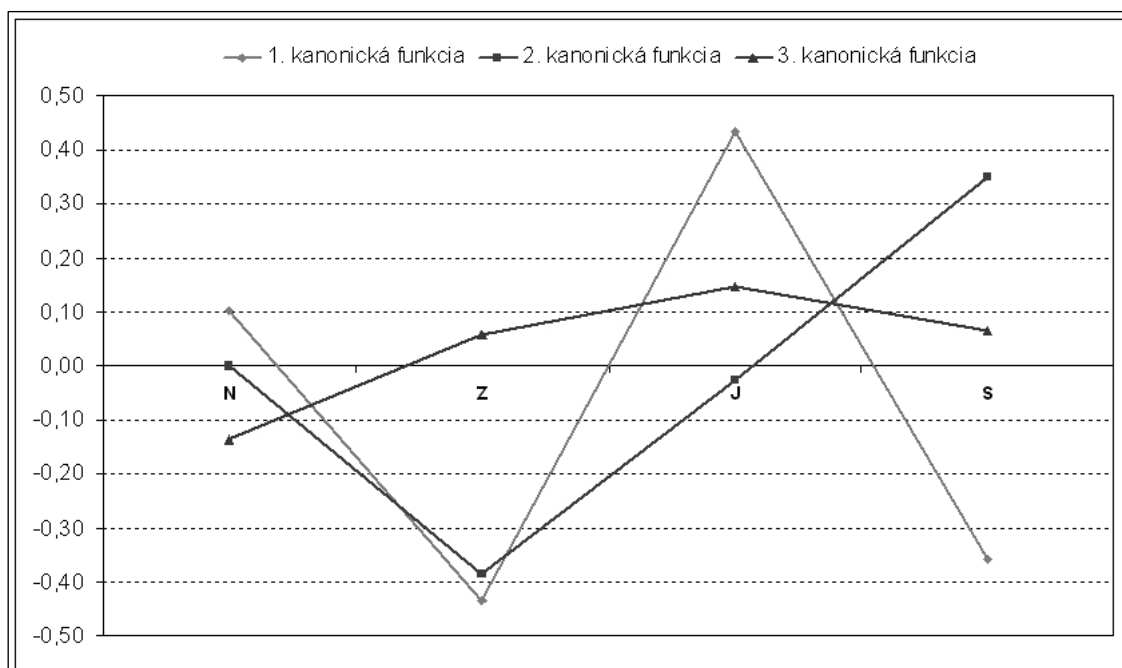
(Príloha 11). Ďalším zaujímavým faktom je skutočnosť, že medzi jednotlivými typmi karov sa neprejavili žiadne významné rozdiely v priemeroch hodnôt indexu cirkularity a indexu L/W , čo naznačuje, že tvar pôdorysu karov nie je závislý na type karu.

Na podmnožine 61 karov vybraných metódou náhodných čísel (za účelom použitia metódy *cross-validation*) boli definované tri štandardizované koeficienty kanonických diskriminačných funkcií, pričom ako prediktory vystupovali znaky jadra morfometrických charakteristík a závislú premennú predstavovali kategórie typu karu. Hodnoty jednotlivých koeficientov sú: $\lambda(3D/2D) = 0,985527$, $\lambda(L/W) = 0,836124$ a $\lambda(V) = -0,828091$ (Obr. 5.8). 1. kanonická premenná je najviac viazaná indexom $3D/2D$, avšak opačný smer má objem karu, 2. kanonická premenná je určená hodnotou objemu karu, ktorý má opačný smer ako index L/W a 3. kanonická premenná je viazaná indexom L/W (Obr. 5.12). Je nutné uviesť, že na hladine významnosti $p \leq 0,05$ nie je významná ani jedna diskriminačná funkcia (hodnota p pre 1. diskriminačnú funkciu je $p=0,3780$, pre 2. diskriminačnú funkciu $p=0,4469$ a pre 3. diskriminačnú funkciu $p=0,3581$).



Obr. 5.12: Štandardizované kanonické koeficienty znakov kanonických premenných

1. diskriminačná funkcia najlepšie odlišuje kary typu J od karov typu Z a typu S, 2. diskriminačná funkcia diskriminuje kary typu Z od karov typu S a 3. diskriminačná funkcia najviac odlišuje kategóriu J (Obr. 5.13).



Obr. 5.13: Priemery kanonických premenných pre jednotlivé typy karov

Úspešnosť triedenia karov Vysokých Tatier na jednotlivé typy karu vzhľadom k jadru morfometrických charakteristík je 47,54 % (Tab. 5.16). Najväčšia zhoda bola dosiahnutá v prípade karov typu N (až 90 %), naopak najmenšia presnosť klasifikácie bola dosiahnutá pre kary typu S (8,33 %). Z celkového počtu 24 karov spadajúcich do typu S by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy bolo až 19 karov zaradených do typu N (Tab. 5.17). Zaujímavá je tiež skutočnosť, že z celkového počtu 20 karov zaradených do typu Z by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy bolo 14 karov zaradených taktiež do typu N, a to aj napriek tomu, že tieto dva typy karov by podľa princípu vymedzovania jednotlivých typov karu mali predstavovať najodlišnejšie a najlepšie rozlíšiteľnejšie skupiny z hľadiska morfometrických charakteristík. Z celkového počtu 122 karov by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy patrilo až 97 karov do kategórie karov typu N, a naopak len 3 kary by spadali pod typ S. V prípade, že by ako prediktory GDA vystupovali všetky morfometrické charakteristiky, bola by úspešnosť triedenia karov na jednotlivé typy približne rovnaká - 49,18 %.

Na základe vyššie uvedeného je možné konštatovať, že najviac významných rozdielov v priemeroch morfometrických charakteristík bolo preukázaných medzi karmi typu Z a karmi typu N a typu J a taktiež medzi karmi typu S a karmi typu N a typu J. Naopak, veľmi málo významných rozdielov v priemeroch morfometrických charakteristík sa preukázalo medzi karmi typu Z a typu S a tiež medzi karmi typu J a typu N. Úspešnosť

triedenia karov podľa jadra morfometrických charakteristík do jednotlivých skupín podľa typu karu činí 47,54 %, čo je hodnota výrazne vyššia, ako v prípade triedenia podľa nadmorskej výšky a expozície voči svetovým stranám. Viac ako tri štvrtiny karov Vysokých Tatier by boli zaradené do typu N, pričom tento typ karov vykazuje zároveň najvyššiu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danému typu karu a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Naopak, vymedzenie kategórie karov typu S sa ukazuje ako neopodstatnené, pretože pre tento typ karov bola dosiahnutá najnižšia presnosť klasifikácie, pričom prevažná väčšina karov pôvodne zaradených do typu S by podľa výsledkov diskriminačnej analýzy patrilo do typu N.

Tabuľka 5.16: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danému typu karu a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,8427.

Typ karu	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina cross-validation (%)	Celý súbor (%)
N	96,00	84,00	90,00
Z	20,00	20,00	20,00
J	28,57	21,43	25,00
S	16,67	0,00	8,33
Spolu	52,46	42,62	47,54

Tabuľka 5.17: Priradenie karov k jednotlivým kategóriám typu karu podľa klasifikácie diskriminačnou analýzou. V riadkoch je uvedené reálne príslušnosť k typu karu, v stĺpcoch je zaradenie do tried určené diskriminačnou analýzou. Hodnoty v číselnom poli vyjadrujú, koľko karov bolo diskriminačnou analýzou priradených k danému typu karu.

Typ karu	N	Z	J	S	Zhoda (%)
N	45	5	0	0	90,00
Z	14	4	1	1	20,00
J	19	2	7	0	25,00
S	19	2	1	2	8,33
Spolu	97	13	9	3	47,54

5.1.8 Vzťah k-krivky, environmentálnych faktorov prostredia a ostatných morfometrických charakteristík

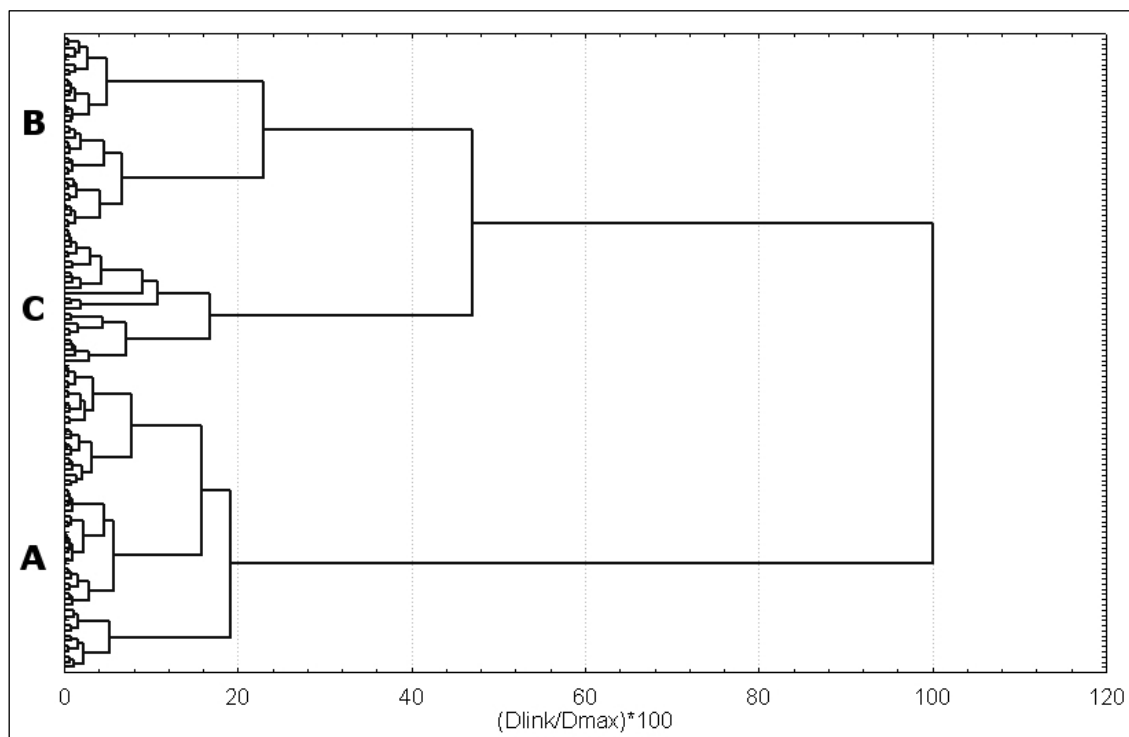
Mieru glaciálneho prehĺbenia karu je možné kvantifikovať pomocou tzv. *k koeficientu*, ktorý je odvodený z rovnice k-krivky, pričom pre každý kar Vysokých Tatier boli vypočítané tri rôzne koeficienty *k* (viď časť 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*).

Hodnoty jednotlivých koeficientov k sa pohybujú v rozmedzí 0,607 - 1,898 (priemer 1,089) pre koeficient k_{max} , 0,658 - 1,951 (priemer 1,232) pre koeficient k_s a 0,503 - 1,767 (priemer 0,910) pre koeficient k_o . Najviac prehĺbeným karom Vysokých Tatier (podľa hodnôt koeficientov k_{max} a k_s) je najvyšší kar pod Čubrinou patriaci do zloženého karu doliny Rybieho potoka.

Pre rozdelenie 122 karov do skupín podľa stupňa ich prehĺbenia bola použitá analýza zhlukov, pričom vstupnými premennými boli príslušné hodnoty koeficientov k (k_{max} , k_s , k_o) za jednotlivé kary. Na hodnote 23 normovaného spojenia Euklidovskej vzdialenosti medzi karmi je možné rozlíšiť tri hlavné zhluky, na základe príslušnosti do týchto zhlukov bol každý kar zaradený do jednej z troch klasifikačných kategórií (A, B C) (Obr. 5.14). Priestorové rozmiestnenie karov z hľadiska jednotlivých kategórií podľa stupňa prehĺbenia je znázornené v Prílohe 12. Najviac karov (59) bolo zaradených do kategórie A, ktorá je charakteristická najnižšími hodnotami priemerov a mediánov jednotlivých koeficientov k (Tab. 5.18). Naopak, najmenej karov (26) patrí do kategórie C, ktorá sa vyznačuje najvyššími hodnotami priemerov a mediánov jednotlivých koeficientov k , ale zároveň hodnoty každého z koeficientov k v rámci tejto kategórie dosahujú najvyššie rozpätie a smerodajnú odchýlku. Najlepšie odlíšiteľnou skupinou karov sú kary patriace do kategórie A, kary patriace do kategórií B a C si sú z hľadiska ich prehĺbenia viac podobné (na hodnote 48 normovaného spojenia euklidovskej vzdialenosti tvoria jeden samostatný zhluk, Obr. 5.14).

Tabuľka 5.18: Vybrané popisné štatistiky jednotlivých koeficientov k pre kategórie karov vymedzených na základe výsledku analýzy zhlukov.

skupina karov podľa stupňa prehĺbenia		maximum	minimum	priemer	medián	smerodajná odch.	počet karov
A	Kmax	1,2930	0,6115	0,9179	0,9226	0,1674	59
	Ks	1,2388	0,6579	0,9886	1,0092	0,1569	
	Ko	1,1246	0,5030	0,7764	0,7928	0,1300	
B	Kmax	1,3958	0,7376	1,0534	1,0655	0,1724	37
	Ks	1,6199	1,1515	1,3801	1,3527	0,1234	
	Ko	1,2512	0,5740	0,9248	0,9052	0,1905	
C	Kmax	1,8982	0,6070	1,5276	1,4843	0,2454	26
	Ks	1,9505	1,1274	1,5726	1,5354	0,1889	
	Ko	1,7672	0,6430	1,1898	1,2157	0,3111	



Obr. 5.14: Stromový diagram znázorňujúci výsledky analýzy zhlukov pre kary Vysokých Tatier podľa stupňa ich prehĺbenia (k_{max} , k_s , k_o). Písmená A, B a C vyznačujú jednotlivé skupiny karov. Pozn.: Na osi x je normovaná euklidovská vzdialenosť, pre zhlukovanie bola použitá Wardova metóda.

Korelačná analýza skúmajúca vzťah medzi prehĺbením karov a ostatnými morfometrickými charakteristikami (Príloha 13) ukázala, že hodnoty koeficientov k najviac korelujú s indexmi L/H , $3D/2D$ a priemerným sklonom karu (S), pričom najvyššie hodnoty korelačného koeficientu boli dosiahnuté v prípade indexu $3D/2D$. Uvedené morfometrické charakteristiky popisujú vertikálnu vyvinutosť resp. sklonitostné pomery karov a istým spôsobom tak súvisia s mierou ich prehĺbenia, a preto zistená závislosť nie je prekvapujúca. Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík (Tab. 5.19) medzi jednotlivými kategóriami karov podľa stupňa ich prehĺbenia vo väčšine prípadov nevykazujú významné rozdiely, analýza rozptylu potvrdila signifikantné rozdiely len v priemerných hodnotách ukazovateľov $3D/2D$, L/H , W/H a S medzi kategóriami A a B resp. A a C (Tab. 5.20). Na rozdiel od toho, medzi kategóriami B a C neboli zistené žiadne signifikantné rozdiely medzi priermi žiadnej z morfometrických charakteristík, čo len potvrdzuje vyššie uvedenú skutočnosť, že tieto dve kategórie karov sú si podobné, a to nielen z hľadiska ich prehĺbenia, ale aj z hľadiska celkovej morfológie. Na základe vyššie uvedeného je možné povedať, že kary v jednotlivých kategóriách podľa stupňa ich prehĺbenia sa z hľadiska morfometrických charakteristík výrazne neodlišujú, s výnimkou rozdielov v priemerných hodnotách ukazovateľov vertikálnej vyvinutosti a sklonitostných

pomerov karu, pričom medzi týmito ukazovateľmi a hodnotami koeficientov k bola zistená aj vysoká miera korelácie.

Tabuľka 5.19: Priemerné hodnoty morfometrických charakteristík pre jednotlivé kategórie karov podľa stupňa prehĺbenia. Pozn.: Jednotky, v ktorých sú uvádzané jednotlivé morfometrické charakteristiky sú uvedené v časti 4.2 *Morfometrická analýza a environmentálne charakteristiky karov*.

kategória karov podľa stupňa prehĺbenia	A	B	C
MAX	2 153	2 220	2 226
MIN	1 871	1 896	1 903
H	282	324	323
L	592	560	491
W	545	535	518
O	2 057	1 970	1 897
C	1,1340	1,1424	1,1372
L/H	2,1650	1,7759	1,4512
L/W	1,1425	1,1226	0,9661
W/H	2,0483	1,6828	1,5689
V	0,11062	0,14219	0,20410
2D A	288 669	268 308	303 667
3D A	352 051	359 097	384 703
3D/2D	1,2062	1,3313	1,3831
S	32	37	38

Tabuľka 5.20: Signifikantné rozdiely v priemeroch morfometrických charakteristík na hladine významnosti $p=0,05$ % medzi kategóriami A a B resp. A a C. Hodnota F-štatistiky (F-testu) pri daných stupňoch voľnosti (uvedené v zátvorke) meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov.

ukazovateľ	A - B	A - C
L/H	F(1, 83)=20,633, p=,00002	F(1, 94)=8,5982, p=,00423
W/H	F(1, 83)=8,7621, p=,00401	F(1, 94)=6,9221, p=,00995
3D/2D	F(1, 83)=57,529, p=,00000	F(1, 94)=44,923, p=,00000
S	F(1, 83)=22,648, p=,00001	F(1, 94)=23,040, p=,00001

Vzťah koeficientov k a jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia (výšková kategória, expozícia, úboč, typ karu) bol šetrený pomocou analýzy rozptylu. Priemerné hodnoty koeficientov k (Tab. 5.21) vykazujú najmenšiu variabilitu medzi jednotlivými výškovými kategóriami (Príloha 14), kde analýza rozptylu nepotvrdila ani jeden signifikantný rozdiel v priemerných hodnotách koeficientov.

Čo sa týka rozdielov medzi kategóriami expozície voči svetovým stranám, podľa priemerných hodnôt koeficientov k_s a k_o je možné odlišiť kary SZ expozície od karov J a JZ expozície a tiež kary SV expozície od karov J a JZ expozície, kary SZ expozície je

možné odlišiť od karov JZ expozície taktiež podľa priemerných hodnôt koeficientu k_{max} (Príloha 14). Podľa priemerných hodnôt koeficientu k_o je možné odlišovať kary S expozície od karov J, JZ a Z expozície (kary S expozície majú vyššiu priemernú hodnotu k_o) a taktiež kary JZ expozície od karov S, SV, V, JV a SZ expozície (kary JZ expozície majú najnižšiu priemernú hodnotu k_o zo všetkých kategórií). Na základe vyššie uvedeného je možné konštatovať, že kary SZ, S a SV expozície nadobúdajú v porovnaní s karmi J a JZ expozície vyššie priemerné hodnoty koeficientov k (Tab. 5.21), a preto predstavujú viac prehĺbené formy reliéfu.

Kary severnej úboče je možné štatisticky signifikantne odlišiť od karov južnej úboče podľa priemerných hodnôt koeficientov k_s a k_o (Príloha 14). Je zaujímavé, že kary severnej úboče nadobúdajú vyššie priemerné hodnoty všetkých troch koeficientov k (Tab. 5.21) a predstavujú tak v porovnaní s karmi južnej úboče viac prehĺbené tvary. Tento fakt je v súhlase so záverom uvádzaným v časti 5.1.5 *Vplyv parametra Úboč na morfológiu karov* o väčšej vertikálnej vyvinutosti a výškovej členitosti karov severnej úboče v porovnaní s karmi južnej úboče.

Medzi jednotlivými typmi karov (podľa klasifikácie „Typ karu“) sa preukázal len jeden signifikantný rozdiel v priemerných hodnotách koeficientov k , a to v prípade priemernej hodnoty k_o medzi karmi typu N a karmi typu S (kary typu N sú viac prehĺbené). Najvyššie priemerné hodnoty koeficientov k nadobúdajú kary typu J (Tab. 5.21). Je prekvapujúce, že kary typu Z nadobúdajú pomerne nízke priemerné hodnoty koeficientov k (nižšie hodnoty nadobúdajú už len kary typu S, Tab. 5.21), keďže kary tohto typu mali v sebe akumulovať najviac ľadovcovej hmoty a tým pádom mali byť predurčené k najväčšiemu prehĺbeniu. Je však nutné ešte raz zdôrazniť, že rozdiely v priemeroch koeficientov k medzi jednotlivými typmi karu nie sú výrazné.

Vzájomný vzťah klasifikácie karov založenej na stupni ich premodelovania vyjadrený koeficientmi k a jadrom morfometrických charakteristík bol určený pomocou GDA (presnosť klasifikácie bola určená použitím metódy *cross-validation*). Ukázalo sa, že úspešnosť klasifikácie karov postavenej na koeficientoch k je vzhľadom k morfometrickému jadru 61,48 % (Tab. 5.22). V prípade, že by ako prediktory GDA vystupovali všetky morfometrické charakteristiky, bola by úspešnosť triedenia karov podľa stupňa ich prehĺbenia o niečo málo vyššia - 66,39 %. Najväčšia zhoda v klasifikácii bola dosiahnutá v prípade kategórie A, v ktorej má až 89,83 % karov odraz v triedení podľa jadra morfometrických charakteristík. Je teda možné konštatovať, že kary triedené podľa

stupňa prehĺbenia a podľa jadra morfometrických charakteristík by boli približne v dvoch tretinách prípadov klasifikované rovnako.

Tabuľka 5.21: Priemerné hodnoty koeficientov k pre kategórie jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia.

		Kmax	Ks	Ko
Výšková kategória	A	1,0388	1,3253	0,9086
	B	1,0488	1,1528	0,9206
	C	1,0584	1,2223	0,8474
	D	1,1028	1,2608	0,9185
	E	1,2070	1,2686	0,9742
Expozícia	S	1,0938	1,2309	0,9889
	SV	1,1436	1,3308	1,0026
	V	1,0427	1,1971	0,9379
	JV	1,1145	1,2292	0,9440
	J	1,0175	1,0779	0,7801
	JZ	0,9433	1,1072	0,7484
	Z	0,9834	1,3213	0,7713
SZ	1,2131	1,3439	0,9546	
Úboč	S	1,1220	1,3282	1,0038
	J	1,0637	1,1625	0,8486
	B	1,0855	1,1627	0,7525
Typ karu	N	1,0933	1,2509	0,9593
	S	1,0521	1,1508	0,8223
	Z	1,0925	1,2416	0,8507
	J	1,1102	1,2601	0,9374

Tabuľka 5.22: Klasifikačná matica pre 1. podskupinu náhodne vybraných karov, 2. podskupinu (cross-validation) a pre celý súbor karov dohromady. Číselné údaje vyjadrujú percentuálnu zhodu medzi reálnou príslušnosťou jednotlivých karov k danej kategórii podľa stupňa prehĺbenia a príslušnosťou vypočítanou podľa princípov diskriminačnej analýzy. Wilkovo Lambda = 0,5338.

Kategória podľa stupňa prehĺbenia	1. podskupina analýzy (%)	Podskupina cross-validation (%)	Celý súbor (%)
A	93,10	86,67	89,83
B	38,46	23,08	30,77
C	38,89	36,84	37,84
Spolu	65,00	58,06	61,48

Pomocou diskriminačnej analýzy bola tak isto skúmaná úspešnosť triedenia karov podľa stupňa ich prehĺbenia (prediktormi klasifikácie boli hodnoty k_{max} , k_s , k_o) do kategórií jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia (nadmorská výška, expozícia, úboč, typ karu) a porovnaná s úspešnosťou triedenia do týchto kategórií podľa jadra morfometrických charakteristík (Tab. 5.23). Ukázalo sa, že v prípade kategórií

nadmorskej výšky je úspešnosť triedenia na základe uvedených dvoch skupín prediktorov približne rovnaká (31,15 % resp. 32,79 %), v prípade expozície karov rozdiel v presnosti klasifikácií činí len 5 % (31,15 % resp. 25,41 %) (Tab. 5.23). Najvyššia úspešnosť klasifikácie bola dosiahnutá v prípade parametra „Úboč“, kde by podľa triedenia na základe stupňa prehĺbenia bola dosiahnutá presnosť 67,21 % (vyššia presnosť než v prípade triedenia podľa jadra morfometrických charakteristík). Naopak, v prípade jednotlivých typov karov („Typ karu“) je úspešnosť triedenia podľa jadra morfometrických charakteristík približne o 10 % vyššia v porovnaní s úspešnosťou triedenia podľa hodnôt koeficientov k . Je teda možné konštatovať, že miera prehĺbenia karov (hodnoty k) a taktiež hodnoty jadra morfometrických charakteristík sa na triedení karov najvýraznejšie odrážajú v prípade parametra „Úboč“.

Tabuľka 5.23: Porovnanie úspešností klasifikácií do kategórií jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia podľa jadra morfometrických charakteristík, podľa všetkých morfometrických charakteristík a podľa hodnôt koeficientov k (prehĺbenie karu). Číselné údaje sú uvedené v %.

	triedenie podľa jadra morf. charakteristík	triedenie podľa všetkých morf. charakteristík	triedenie podľa koeficientov k
kategórie nadm. výšky	31,15	41,80	32,79
expozícia	31,15	36,89	25,41
úboč	60,66	59,84	67,21
typ karu	47,54	49,18	38,52

5.2 Relatívne datovanie morén Vysokých Tatier

Pre prevedenie Schmidt Hammer (SH) testu ako nástroja pre relatívne datovanie veku zachovalých morén boli vybrané lokality v Batizovskej a Velickej doline. Dohromady bolo testovaných 50 morénových blokov, pričom 25 z nich sa nachádza na piatich lokalitách v Batizovskej doline a jej predpolí (morény Batizovského ľadovca) a 25 blokov sa nachádza na piatich lokalitách vo Velickej doline (morény Velického ľadovca) (Obr. 5.15). Jednotlivé lokality sú totožné s morénovými akumuláciami, ktoré boli Luknišom (1968, 1973) označené ako produkt štádií A, B, C, D, E1 a W/H (firnová moréna z prelomu würm/holocén) posledného zaľadnenia (viď časť 3.2.3 *Posledné zaľadnenie (würm)*), jedna lokalita (V_L1) sa nachádza na degradovanom povrchu morény predposledného zaľadnenia (Tab. 5.24 a Tab. 5.25, viď tiež Prílohu 2).

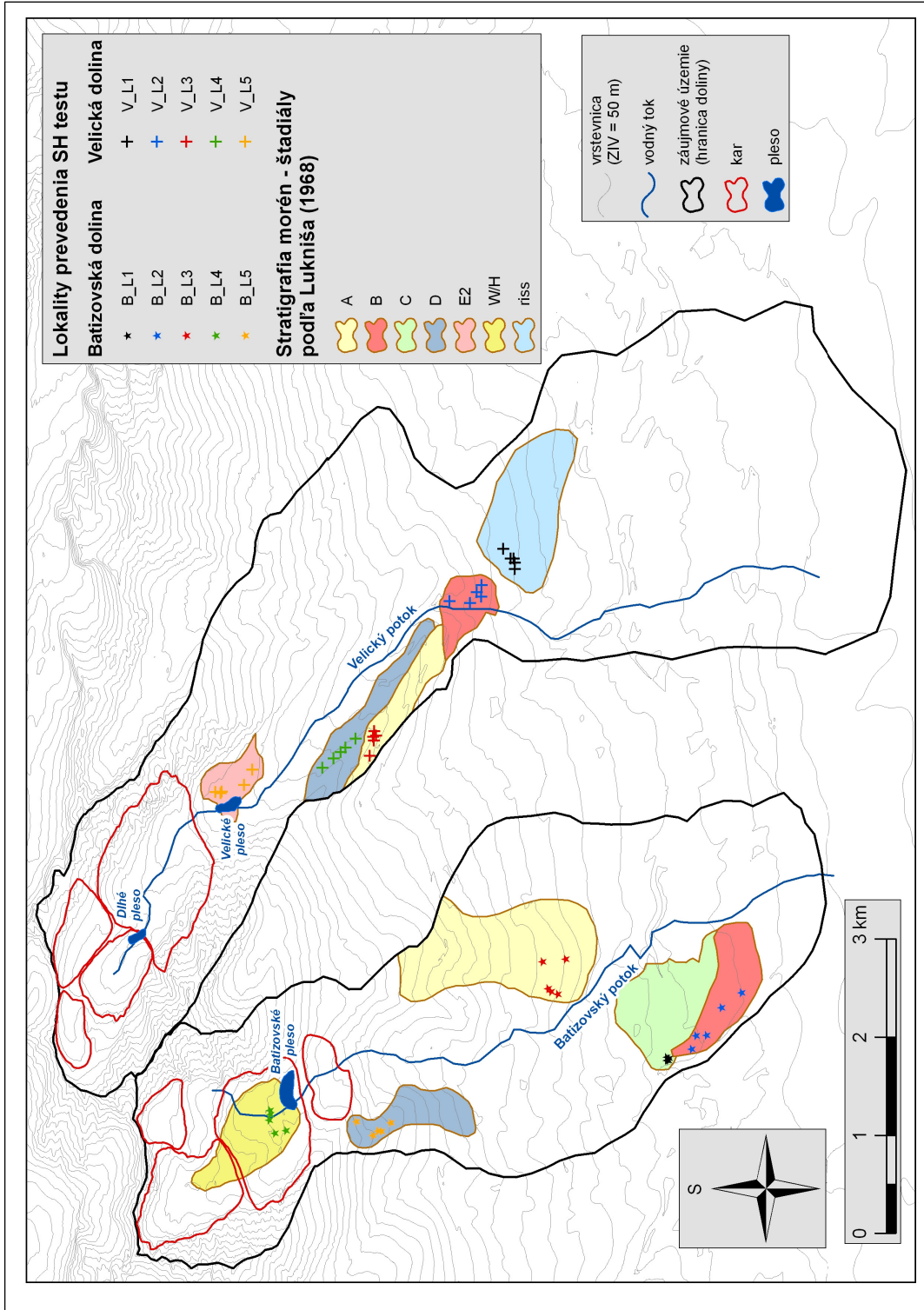
Tabuľka 5.24: Priemerné hodnoty, medián a smerodajná odchýlka R hodnôt pre jednotlivé lokality v Batizovskej doline. Uvedené je tiež predpokladané časové zaradenie lokality (morény) do štádiíov sensu Lukniš (1968, 1973) (viď časť 3.2.3 *Posledné zaľadnenie (würm)*, Tab. 3.6 a Tab. 3.7) podľa Geomorfologickej mapy Vysokých Tatier (Lukniš, 1968). V stĺpci "poloha" je uvedená priemerná poloha danej lokality (určená z absolútnej polohy jednotlivých blokov).

lokality	štadiál podľa Lukniša (1973)	priemerná nadmorská výška (m n. m.)	poloha (° s.z.š. - ° v.z.d.)	R hodnoty		
				priemer	medián	smerodajná odchýlka
B_L1	C	1080	49,118 - 20,133	38,73	39	5,37
B_L2	B	1030	49,113 - 20,136	37,83	38	5,34
B_L3	A	1270	49,128 - 20,141	36,76	36	6,01
B_L4	W/H	1895	49,154 - 20,127	48,16	48	4,91
B_L5	D	1745	49,144 - 20,127	41,20	41	4,15

Tabuľka 5.25: Priemerné hodnoty, medián a smerodajná odchýlka R hodnôt pre jednotlivé lokality vo Velickej doline. Uvedené je tiež predpokladané časové zaradenie lokality (morény) do štádiíov sensu Lukniš (1968, 1973) (viď časť 3.2.3 *Posledné zaľadnenie (würm)*, Tab. 3.6 a Tab. 3.7) podľa Geomorfologickej mapy Vysokých Tatier (Lukniš, 1968). V stĺpci "poloha" je uvedená priemerná poloha danej lokality (určená z absolútnej polohy jednotlivých blokov).

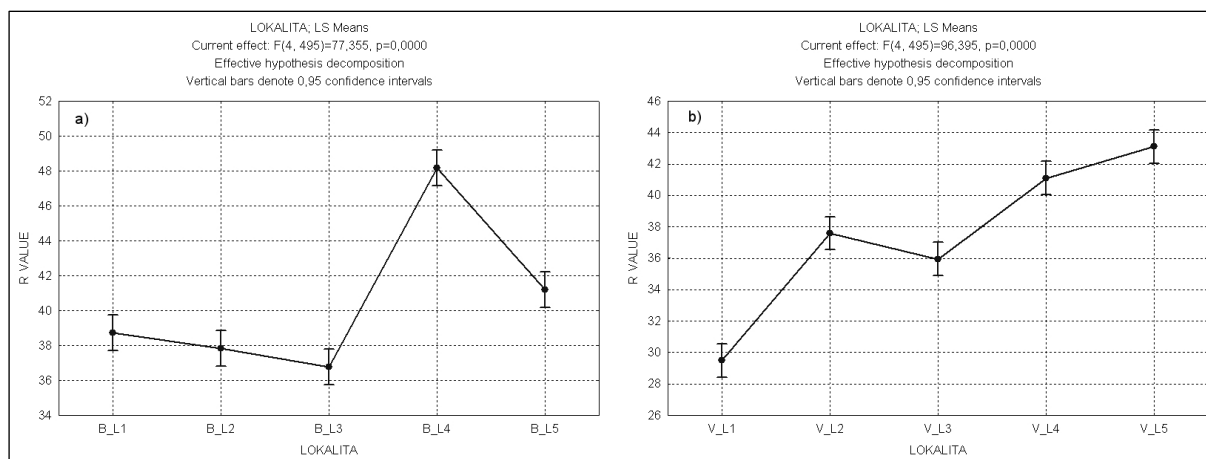
lokality	štadiál podľa Lukniša (1973)	priemerná nadmorská výška (m n. m.)	poloha (° s.z.š. - ° v.z.d.)	R hodnoty		
				priemer	medián	smerodajná odchýlka
V_L1	riss	1160	49,132 - 20,179	29,48	30	3,77
V_L2	B	1250	49,136 - 20,175	37,58	38	4,45
V_L3	A	1525	49,144 - 20,162	35,95	34	7,46
V_L4	D	1565	49,147 - 20,166	41,10	40	5,14
V_L5	E1	1670	49,158 - 20,158	43,10	42	5,29

V prípade Batizovskej doliny nadobúda najvyšší medián a priemernú hodnotu R lokalita B_L4, ktorá reprezentuje firnovú (prípadne ablačnú) morénu vzniknutú na konci posledného glaciálu až na začiatku holocénu (Lukniš, 1968) a nachádza sa na rovnej ploche dna karu Batizovského plesa medzi výškami 1880 - 1900 m n. m. Naopak, najnižšia priemerná R hodnota prislúcha lokalite B_L3, ktorá sa nachádza na moréne štadiálu A (Lukniš, 1968) na ľavom brehu Batizovského potoka (testované bloky sa nachádzajú vo výške 1250 - 1300 m n. m.). Výsledky analýzy rozptylu ukázali, že priemery R hodnôt medzi jednotlivými lokalitami v Batizovskej doline sa s výnimkou dvoch prípadov signifikantne odlišujú (na hladine významnosti $p=0,05$) (Obr. 5.16, Tab. 5.26).



Obr. 5.15: Polohy kamenných blokov a vyznačenie jednotlivých lokalít, na ktorých bol prevedený SH test. Označenie lokalít je zhodné s označením v Tab. 5.24 a Tab. 5.25. Pozn.: Jednotlivé morény boli vymedzované (digitalizované) na základe Lukniša (1968).

Významný rozdiel medzi priemerami R hodnôt sa nepreukázal medzi lokalitou B_L1 a lokalitou B_L2 (moréna štadiálu C resp. štadiálu B; $F(1, 198)=1,4104$, $p=0,23642$) a tiež medzi lokalitou B_L2 a lokalitou B_L3 (moréna štadiálu B resp. štadiálu A; $F(1, 198)=1,7709$, $p=0,18480$) (vid' tiež Tab. 5.24). Lokalita B_L2 sa teda podľa priemeru R hodnôt signifikantne neodlišuje od lokality B_L1 a ani od lokality B_L3 (signifikantný rozdiel však bol preukázaný medzi lokalitami B_L1 a B_L3).



Obr. 5.16: Výsledky analýzy rozptylu zobrazujúce rozdiely v priemeroch R hodnôt medzi lokalitami v Batizovskej (5.16a) a Velickej (5.16b) doline. Výsledky analýzy rozptylu medzi jednotlivými dvojicami lokalít sú uvedené v Tab. 5.26 a v Tab. 5.27.

Tabuľka 5.26: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami v Batizovskej doline. Hodnota F-štatistiky (F-testu) pri daných stupňoch voľnosti (uvedené v zátvorke) meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov. Označenie "--" značí, že medzi danými dvoma lokalitami nebol signifikantný rozdiel v priemeroch na danej hladine významnosti preukázaný.

	B_L1	B_L2	B_L3	B_L4	B_L5
B_L1	X	--	$F(1, 198)=5,9753$, $p=,01538$	$F(1, 198)=167,97$, $p=0,0000$	$F(1, 198)=13,246$, $p=,00035$
B_L2		X	--	$F(1, 198)=202,71$, $p=0,0000$	$F(1, 198)=24,819$, $p=,00000$
B_L3			X	$F(1, 198)=216,03$, $p=0,0000$	$F(1, 198)=37,003$, $p=,00000$
B_L4				X	$F(1, 198)=117,39$, $p=0,0000$
B_L5					X

V prípade Velickej doliny nadobúda najvyššiu priemernú hodnotu R a taktiež najvyšší medián lokalita V_L5 (1680 m n. m.), ktorá reprezentuje ústupovú morénu vzniknutú počas štadiálu E1 (Lukniš, 1968) a nachádza sa v závere trógu Velickej doliny

v okolí Velického plesa. Naopak, najnižšia priemerná R hodnota a najnižší medián prislúcha lokalite V_L1, ktorá sa nachádza na degradovanom povrchu morény predposledného zaľadnenia (riss) (Lukniš, 1968) vo výškach okolo 1100 m n. m. Priemery R hodnôt medzi jednotlivými lokalitami vo Velickej doline sa na hladine významnosti $p=0,05$ s výnimkou jedného prípadu signifikantne odlišujú (Obr. 5.15, Tab. 5.27). Výrazný rozdiel medzi priemermi R hodnôt sa nepreukázal medzi lokalitou V_L2 (moréna štadiálu B) a lokalitou V_L3 (moréna štadiálu A), je však nutné uviesť, že rozdiel medzi týmito dvoma lokalitami je signifikantný už tesne nad hladinou významnosti $p=0,05$ ($F(1, 198)=3,5254, p=,06191$).

Tabuľka 5.27: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami vo Velickej doline. Hodnota F-štatistiky (F-testu) pri daných stupňoch voľnosti (uvedené v zátvorke) meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov. Označenie "--" značí, že medzi danými dvoma lokalitami nebol signifikantný rozdiel v priemeroch na danej hladine významnosti preukázaný.

	V_L1	V_L2	V_L3	V_L4	V_L5
V_L1	X	$F(1, 198)=193,12, p=0,0000$	$F(1, 198)=59,994, p=,00000$	$F(1, 198)=332,36, p=0,0000$	$F(1, 198)=439,78, p=0,0000$
V_L2		X	--	$F(1, 198)=26,810, p=,00000$	$F(1, 198)=63,784, p=,00000$
V_L3			X	$F(1, 198)=32,338, p=,00000$	$F(1, 198)=61,171, p=,00000$
V_L4				X	$F(1, 198)=7,3497, p=,00730$
V_L5					X

Podľa výsledkov analýzy rozptylu nebol signifikantný rozdiel v priemeroch R hodnôt preukázaný medzi lokalitou B_L1 a V_L2 (moréna štadiálu C resp. štadiálu B), čo je rovnaká situácia, ako v prípade nepreukázania významného rozdielu v priemeroch R hodnôt medzi lokalitou B_L1 a lokalitou B_L2 (moréna štadiálu C resp. štadiálu B). Podľa priemernej hodnoty R od seba tak isto nie je možné odlíšiť lokality B_L3 a V_L2 (moréna štadiálu A resp. štadiálu B), čo korešponduje s prípadom nepreukázania významného rozdielu v priemeroch R hodnôt medzi lokalitou B_L3 a lokalitou B_L2 (moréna štadiálu A resp. štadiálu B). Analýza rozptylu taktiež ukázala, že ak sú porovnávané lokality Batizovskej doliny s lokalitami Velickej doliny, tak signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt sa nevyskytujú u dvojíc kategórií, ktoré majú navzájom časovo korešpondovať

(rovnaké štadiály podľa Lukniša (1968)). Lokality B_L2 a V_L2 reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie B, lokality B_L3 a V_L3 reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie A a lokality B_L5 a V_L4 reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie D - medzi uvedenými dvojicami lokalít nebol signifikantný rozdiel v priemeroch R hodnôt preukázaný (Tab. 5.28).

Tabuľka 5.28: Signifikantné rozdiely v priemeroch R hodnôt na hladine významnosti $p=0,05$ medzi jednotlivými lokalitami v Batizovskej a Velickej doline. Hodnota F-štatistiky (F-testu) pri daných stupňoch voľnosti (uvedené v zátvorke) meria globálnu odchýlku dát od nulovej hypotézy o rovnosti priemerov. Označenie "--" značí, že medzi danými dvoma lokalitami nebol signifikantný rozdiel v priemeroch na danej hladine významnosti preukázaný.

	B_L1	B_L2	B_L3	B_L4	B_L5
V_L1	F(1, 198)=198,72, p=0,0000	F(1, 198)=163,06, p=0,0000	F(1, 198)=105,42, p=0,0000	F(1, 198)=911,87, p=0,0000	F(1, 198)=437,68, p=0,0000
V_L2	--	--	--	F(1, 198)=255,23, p=0,0000	F(1, 198)=35,443, p=,00000
V_L3	F(1, 198)=9,1515, p=,00281	F(1, 198)=4,2001, p=,04174	--	F(1, 198)=187,15, p=0,0000	F(1, 198)=37,873, p=,00000
V_L4	F(1, 198)=10,157, p=,00167	F(1, 198)=19,441, p=,00002	F(1, 198)=30,128, p=,00000	F(1, 198)=98,682, p=0,0000	--
V_L5	F(1, 198)=33,588, p=,00000	F(1, 198)=49,106, p=,00000	F(1, 198)=62,734, p=,00000	F(1, 198)=49,176, p=,00000	F(1, 198)=7,9899, p=,00519

Na základe vyššie uvedených faktov je možné konštatovať, že v Batizovskej doline je možné vymedziť štyri zreteľne odlišné typy morénových akumulácií (B_L1, B_L3, B_L4 a B_L5), morénu reprezentovanú lokalitou B_L2 nie je na základe R hodnôt možné odlíšiť od morén zastupovaných lokalitami B_L1 a B_L3, avšak podľa priemeru R hodnôt a taktiež podľa mediánu sa lokalita B_L2 viac približuje k lokalite B_L1 (Tab. 5.24, Tab. 5.26). Toto tvrdenie podporuje tiež fakt, že v prípade ak by lokality B_L1 a B_L2 vstupovali do analýzy rozptylu ako jeden celok a ich R hodnoty boli porovnávané s R hodnotami lokality B_L3, tak rozdiel v priemeroch R hodnôt medzi týmito dvoma kategoriálnymi premennými je na hladine významnosti $p=0,05$ výraznejší (F(1, 298)=4,9362, $p=0,02705$), ako rozdiel v priemeroch R hodnôt medzi lokalitou B_L1 a súborom vzniknutým zlúčením lokality B_L2 a lokality B_L3 (F(1, 298)=4,3917, $p=0,03696$). Vo Velickej doline je na základe výsledkov SH testu možné rozlíšiť päť typov morénových akumulácií (V_L1, V_L2, V_L3, V_L4, V_L5), pričom morénová

akumulácia reprezentovaná lokalitou V_L1 sa podľa priemernej R hodnoty výrazne odlišuje od ostatných lokalít (morén) (Tab. 5.25) a je preto vysoko pravdepodobné, že sa skutočne jedná o pozostatok morény z obdobia staršieho (pravdepodobne predposledného) zaľadnenia (sensu Lukniš, 1968).

Je nutné upozorniť, že aj keď v tejto práci nebola v prípade Batizovskej doliny testovaná moréna prislúchajúca štadiálu E (sensu Lukniš, 1968) (viď Tab. 5.24) resp. v prípade Velickej doliny moréna prislúchajúca štadiálu C (viď Tab. 5.25), tak to neznamená, že výskyt morén uvedených štadiálov nebol v týchto dolinách Luknišom (1968, 1973) popísaný. Naopak, Batizovská a Velická dolina sa vyznačujú tým, že im prislúchajúce ľadovce po sebe zanechali morény všetkých oscilácií (Lukniš, 1968; viď Príloha 2). Lokality prevedenia SH testu boli zámerné vybrané tak, aby boli zachytené morény (moréna) každej ľadovcovej oscilácie (v zmysle štadiálov podľa Lukniša) a aby došlo aspoň k čiastočnému „prekryvu“ morén jednotlivých dolín z hľadiska ich príslušnosti k jednotlivým štadiálom - tento prekryv predstavujú lokality B_L2 a V_L2 (reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie B), lokality B_L3 a V_L3 (reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie A) a lokality B_L5 a V_L4 (reprezentujú zhodne morény štadiálnej oscilácie D) (viď tiež Tab. 5.24 a Tab. 5.25). Účelom tohto prekryvu je porovnanie - verifikácia R hodnôt morén zaradených Luknišom (1968) do rovnakého štadiálu, avšak vyskytujúcich sa v inej doline (boli očakávané rovnaké alebo veľmi podobné priemery R hodnôt morén rovnakých štadiálov - to sa potvrdilo, viď Tab. 5.24 a Tab. 5.25). Všetky lokality dohromady (v Batizovskej aj Velickej doline) pokrývajú spektrum morén vzniknutých počas jednotlivých štadiálov posledného zaľadnenia (A až W/H, sensu Lukniš, 1968) a tiež uvedený prípad morény staršieho (predposledného) zaľadnenia.

6. DISKUSIA

6.1 Morfometrická analýza karov Vysokých Tatier

6.1.1 Morfometria a morfológia karov

Morfometrické analýzy vykonávané pomocou GIS majú mnoho výhod (rýchlosť, objektivita, možnosť ľahkého modifikovania a doplnenia databázy dát pri získaní nových meraní), avšak presnosť modelovania je silno závislá na presnosti vstupných dát - v tomto prípade na presnosti DMT. V prípade, že horizontálne rozlíšenie jednej bunky DMT je $n \times n$ metrov, je nutné brať do úvahy možnú chybu v meraniach (v horizontálnom smere) o veľkosti $\pm n$ metrov a v prípade, že bol DMT derivovaný z vrstvy vrstevníc so ZIV = m metrov, tak priemerná chyba vo výškových meraniach sa pohybuje v rozpätí $\pm m/2$ metrov (Federici a Spagnolo, 2004). S možným výskytom vyššie uvedených chýb treba počítať aj v prípade DMT použitého v tejto práci, ktorý má rozlíšenie 10×10 m, pričom toto rozlíšenie je aj pri akceptovaní možných chýb postačujúce pre potreby vykonaných morfometrických analýz a prípadné chyby výraznejšie neovplyvnia podobu získaných dát a výsledkov.

Geomorfologické analýzy uskutočňované v karoch, ktoré v súčasnosti nie sú zaľadnené, musia počítať s prekážkami a problémami vyplývajúcimi z faktu, že študované tvary nie sú popisované v ich pôvodnej podobe, ale postglaciálne premodelované. K výraznej degradácii glaciálnych tvarov dochádza už pri deglaciacii a v období tesne po nej (paraglaciálne procesy), kedy je v dôsledku svahových pohybov a fluviálnej erózie znižovaný sklon karových stien a pôvodné skalné podložie (dno karu) je prekrývané mladšími sedimentmi (Ballantyne, 2002). Uvedené skutočnosti je preto dôležité brať do úvahy a treba počítať s faktom, že v tejto práci neboli analyzované čisté glaciálne formy reliéfu, čo mohlo ovplyvniť hodnoty niektorých morfometrických charakteristík.

Hodnoty jednotlivých morfometrických charakteristík karov Vysokých Tatier preukazujú pomerne vysokú mieru variability. V prípade porovnania priemerných hodnôt vybraných morfometrických charakteristík (L , W , H , L/H , plocha karu) s karmi niektorých európskych vysokohorských oblastí, s karmi Britských ostrovov a Antarktídy (Tab. 6.1) je zrejmé, že priemery jednotlivých morfometrických charakteristík medzi skúmanými lokalitami sú si rádovo podobné (s výnimkou výrazne väčších hodnôt priemerov morfometrických charakteristík Antarktických karov), väčšia variabilita je dosiahnutá v prípade rozpätí hodnôt jednotlivých charakteristík (max. - min.). Podľa veľkostných ukazovateľov (L , W , plocha) sa od karov ostatných oblastí najviac odlišujú kary Antarktídy, kary Vysokých Tatier sú podľa priemernej rozlohy a podľa rozpätia hodnôt

plochy jednotlivých karov viac podobné karom Centrálnych Pyrenejí a Prímorských Álp v porovnaní s karmi Kantábrijského pohoria. Na druhej strane, kary Vysokých Tatier sa z hľadiska rozpätia pozorovaných hodnôt dĺžky a šírky (ani jeden kar Vysokých Tatier nie je v horizontálnom smere väčší ako 2 km a vo vertikálnom smere vyšší ako 1 km) viac podobajú karom Britských ostrovov (Lake District, Škótsko) ako karom Prímorských Álp a Centrálnych Pyrenejí. Pre všetky kary (podľa jednotlivých lokalít) je spoločné to, že vykazujú väčšie rozmery v horizontálnom smere (L , W), než v smere vertikálnom (H). Je však možné konštatovať, že bez ohľadu na región výskytu sú priemery uvedených charakteristík v súhrne veľmi podobné, čo podporuje záver Evansa a McCleana (1995) a Evansa (2003), že kary, ako produkt horského zaľadnenia, sú veľkostne obmedzené tvary reliéfu (*scale-specific landforms*), pričom ich minimálna veľkosť je podmienená hraničnou hodnotou (z hľadiska reliéfu) umožňujúcou vznik malého karového ľadovca a maximálna veľkosť je determinovaná možnosťami (veľkosťou, topografiou) údolných uzáverov a schopnosťou spájania jednoduchých karov do karov zložených (Evans, 2003).

Tabuľka 6.1: Porovnanie morfometrických charakteristík (H , L , W , L/H a $2D A$ - plocha) karov vo vybraných pohoriach. Znak " - " značí, že daný údaj nie je k dispozícii. Zdroje dát: 1 - García-Ruiz et al., 2000; 2 - Federici a Spagnollo, 2004; 3 - Ruiz-Fernández et al., 2009; 4 - Aniya a Welch, 1981; 5 - Evans a Cox, 1995; 6 - Gordon, 1977. Pozn.: Ruiz-Fernández et al., (2009) študovali kary Kantábrijského pohoria na dvoch lokalitách: WMPE - The Western Massif of Picos de Europa, SSWA - Sierras in South West Asturias.

pohorie	L (m)			W (m)			H (m)			L/H			plocha (ha)		
	max.	min.	priemer	max.	min.	priemer	max.	min.	priemer	max.	min.	priemer	max.	min.	priemer
Centrálna Pyreneje (Španielsko) (1)	1600	100	519	2700	200	691	943	100	364	3,980	0,390	1,480	314	3	34
Prímorské Alpy (2)	2410	233	672	2906	211	663	1328	87	355	4,650	0,780	1,930	522,6	5,9	42
Kantábrijské pohorie (WMPE) (3)	475	125	295	1375	125	467	530	119	294	2,180	0,320	1,080	31	1,17	11
Kantábrijské pohorie (SSWA) (3)	950	125	487	2000	250	594	423	57	255	4,390	1,150	1,950	93	2,81	23
Antarktída (Victoria Valley) (4)	4584	660	2116	3240	840	1679	849	314	515	19,480	2,570	5,860	980	70	310
English Lake District (5)	1830	220	620	1700	215	680	580	75	241	-	-	-	-	-	-
Kintail-Affric-Cannich (Škótsko) (6)	1840	100	625	2250	130	587	670	92	276	4,960	0,840	2,210	196	2	37
Vysoké Tatry	1961	179	561	1905	206	536	603	66	303	4,270	0,690	1,895	319	0,373	28,57

Pre kary Vysokých Tatier bol potvrdený koncept statickej alometrie (sensu Evans, 2006b), podľa ktorého prebieha ústup stien karu rýchlejšie v porovnaní so zahlbovaním dna karu. Alometrický vývoj karov Vysokých Tatier tak súhlasí s poznatkami zistenými aj v iných oblastiach (viď Gordon, 1977; Aniya a Welch, 1981; Olyphant, 1981; Evans a Cox, 1995; Federici a Spagnolo, 2004; Brook et al., 2006; Evans, 2006b; Ruiz-Fernández et al., 2009). Zmeny veľkosti karu (nárast plochy karu) súvisia jednak s premenami tvaru jeho pôdorysu a taktiež so zmenou vertikálnej vyvinutosti karu:

- *tvar pôdorysu* karov Vysokých Tatier sa dá všeobecne označiť ako približne kruhový, s rovnakou dĺžkou a šírkou, pričom rovnakú vlastnosť nadobúdajú kary Prímorských Álp (priemerná hodnota $L/W = 1,07$; Federici a Spagnolo, 2004), o niečo málo odlišné (viac široké ako dlhé) sú kary v Lake District (priemerná hodnota $L/W = 0,877$; Evans a Cox, 1995) a kary Centrálnych Pyrenejí (priemerná hodnota $L/W = 0,79$; García-Ruiz et al., 2000). S nárastom veľkosti karu dochádza vo Vysokých Tatrách k miernemu zvyšovaniu hodnôt indexu L/W , čo potvrdzuje poznatok uvádzaný Evansom (2010), a síce, že nárast dĺžky karu prebieha v porovnaní s nárastom šírky karu o niečo málo rýchlejšie. Podobný jav bol zistený aj v prípade Antarktických karov (Aniya a Welch, 1981), karov Centrálnych Pyrenejí (García-Ruiz et al., 2000) a karov Walesu (Evans, 2006b), naopak opačný trend (znižovanie hodnôt indexu L/W s nárastom plochy karu, teda väčší nárast šírky v porovnaní s dĺžkou karu) bol zistený v prípade karov Prímorských Álp (Federici a Spagnolo, 2004) a karov Kantábrijského pohoria (Ruiz-Fernández et al., 2009). Relatívne väčší nárast dĺžky karu v porovnaní so šírkou karu býva znakom pomerne dlhého časového úseku, počas ktorého dochádzalo k vývinu morfológie pôdorysu karu, kary s najväčšou dĺžkou boli pod vplyvom dlhodobejšieho a intenzívneho zaľadnenia (García-Ruiz et al., 2000). Šírka karu je od začiatku limitovaná šírkou pôvodného údolného uzáveru, zatiaľ čo dĺžka karu môže „slobodnejšie“ narastať v smere pozdĺž údolia (po línii prah karu - zadná stena karu) (Evans, 2003). Rýchlejší nárast šírky karu s rastúcou veľkosťou karu (prípady Prímorských Álp a Kantábrijského pohoria) je pravdepodobne vo veľkej miere podmienený geologickou stavbou územia (odolnosť, rozpukanie a vrstevnatosť hornín), ktoré determinuje možnosti spájania jednoduchých karov do zložených karov skrz eróziu bočných stien karu. Mechanizmus ústupu stien karu (v súvislosti s nárastom dĺžky karu) smerom k hlavnému chrbtu pohoria (*glacial "buzzsaw" effect*) vyzdvihujúci úlohu glaciálnej erózie v úrovni a nad ELA pri tvarovaní celkovej topografie pohoria je zdôrazňovaný v prácach Mitchella a Montgomeryho (2006) a Oskina a Burbanka (2005). Podľa Evansa (2006b) nie je možné pri akceptovaní vplyvu tohto

mechanizmu vysvetľovať väčší nárast horizontálnych rozmerov karu laterálnym spájaním karov (eróziou bočných stien karu), obzvlášť pri vychádzaní z predpokladu o rýchlejšom náraste dĺžky karu v porovnaní s jeho šírkou. V prípade karov Vysokých Tatier je zrejme jav laterálneho spájania karov v určitej rovnováhe s nárastom dĺžky jednotlivých karov a ich predlžovaním na úkor hlavného chrbta pohoria, čoho dôsledkom je uvedený približne kruhový tvar pôdorysu karov nezávislý na ich veľkosti. To je v súhlase s výsledkami Olyphanta (1981), podľa ktorého dochádza k približne rovnomernému nárastu dĺžky a šírky karu v prípade karov Sangre de Cristo Mountains (Colorado).

- v súvislosti s alometrickým modelom vývoja karov je možné posudzovať vzťah horizontálnych rozmerov karu voči *rozmeru vertikálnemu*. Kladné hodnoty korelačných koeficientov medzi indexom L/H resp. W/H a veľkosťou karu (Tab 5.2) poukazujú na to, že s nárastom veľkosti karov Vysokých Tatier sa znižuje ich vertikálna vyvinutosť. Rovnaký jav bol dokumentovaný aj iných študovaných oblastiach - Lake District (Evans a Cox, 1995), Prímorské Alpy (Federici a Spagnollo, 2004), Centrálna Pyreneje (García-Ruiz et al., 2000), Kantábrijské pohorie (Ruiz-Fernández et al., 2009) a inde. Z hľadiska vertikálnej vyvinutosti (L/H) sú kary Vysokých Tatier podobné karom Centrálnych Pyrenejí, Prímorských Álp a Kantábrijského pohoria (Tab. 6.1). Na druhej strane, relatívne väčšími priemernými hodnotami indexu L/H disponujú kary oblasti Kintail-Affric-Cannich (Tab. 6.1), kary pohoria Presidential Range (priemerná hodnota $L/H = 2,7$; Davis, 1999), kary v Lake District (hodnoty L/H v rozmedzí 2,8-3,3; Manley, 1959 in Federici a Spagnollo, 2004) a taktiež kary vo Victoria Valley, Antarktída (Tab. 6.1). Aj keď uvedené hodnoty reprezentujú vzájomne vzdialené oblasti s rozdielnou geologickou stavbou a zároveň boli získané rozdielnymi metodickými postupmi, je zaujímavé, že kary starých paleozoických pohorí vykazujú v porovnaní s karmi v pohoriach vzniknutých počas kenozoika vyššie priemerné hodnoty indexov L/H (sú menej vertikálne vyvinuté). To by mohlo naznačovať dôležitosť vplyvu preglaciálnej morfológie údolí (miernejšie sklony svahov, menej vertikálne členený reliéf v starších masívoch) pri vývine karov. Vývoj alpínskeho typu reliéfu prebieha odlišne v tektonicky stále aktívnych mladých pohoriach a inak v starých paleozoických masívoch (ak neboli postihnuté výraznou neogénou až kvartérou tektonikou) (Benn a Evans 1998), a preto je vhodnejšie porovnávať morfológiu karov Vysokých Tatier s karmi nachádzajúcimi sa v pohoriach s podobnou tektonickou históriou a v najideálnejšom prípade aj s rovnakou geologickou stavbou.

Evans a Cox (1995) vysvetľujú väčší nárast horizontálnych rozmerov karu v porovnaní s vertikálnym rozpätím karu obmedzenosťou možností reliéfu, čo ale nie je

prípád Prímorských Álp (Federici a Spagnollo, 2004), a preto je nutné hľadať príčiny tohto javu inde. Olyphant (1981) zdôrazňuje význam erózie počas neglaciálnej fázy vývoja karu, ktorá postihuje dĺžku a šírku karu viac ako jeho hĺbku, iné možné vysvetlenie vychádza z úvahy, že zahĺbovanie dna sa deje prevažne behom počiatkovej alebo neskorej fázy zaľadnenia, kedy je kar vyplnený ľadovcom s teplou bázou (Evans, 1999).

Rýchlejší ústup stien karu v porovnaní so zahĺbovaním dna karu je príznačný aj podľa výsledkov modelovania pozdĺžnych profilov karom v rôznych časových horizontoch (Obr. 3.4; Brook et al., 2006). Taktiež na základe iných modelov vývoja morfológie karu v čase (Gordon, 1977; Evans, 2006b) je možné predpokladať, že s narastajúcim vekom (stupňom vývoja) karu dochádza tiež k zmene hodnôt (nárastu) koeficientu k (výpočet koeficientu k podľa približného priebehu k -kriviek najlepšie vystihujúcich tvar pozdĺžnych profilov karom v rôznych časových horizontoch). Je teda možné povedať, že koeficient k je vhodným parametrom, ktorý na základe miery prehĺbenia karu implikuje stupeň jeho vývoja. Vyvinutosť karu je možné posudzovať aj podľa iných ukazovateľov, Evans a Cox (1995) uvádzajú, že najlepšie merateľné a zároveň dobre vystihujúce atribúty vývoja karu sú tzv. uzavretosť karu (*plan closure*, myslí sa „uzavretosť“ pôdorysu karu) a maximálny resp. minimálny sklon steny resp. dna karu, pričom s narastajúcou veľkosťou (vyvinutosťou) karu rastie uzavretosť (konkávnosť) pôdorysu, ale aj uzavretosť tvaru pozdĺžneho profilu karu. Zo súboru morfometrických charakteristík zisťovaných pre kary Vysokých Tatier je miera prehĺbenia karu najlepšie aproximovaná indexmi L/H , $3D/2D$ a priemerným sklonom karu (S), pričom najvyššie hodnoty korelačného koeficientu medzi hodnotami koeficientov k boli dosiahnuté v prípade vzťahu s indexom $3D/2D$. Je však nutné dodať, že aj keď existujú signifikantné korelácie medzi hodnotami koeficientov k a uvedenými morfometrickými charakteristikami, k -krivka je nositeľom informácie zohľadňujúcej genetické hľadisko karu (sensu Haynes, 1968) a nemôže byť úplne nahradená štandardnými morfometrickými charakteristikami.

Na záver tejto kapitoly je vhodné konštatovať, že kary Vysokých Tatier sú z hľadiska priemernej rozlohy, rozpätia hodnôt plochy jednotlivých karov, tvaru pôdorysu a vertikálnej vyvinutosti najviac podobné (v rámci porovnáwanej skupiny oblastí) karom Prímorských Álp.

6.1.2 Vzťah morfológie karov a environmentálnych faktorov prostredia

Charakter horského zaľadnenia a následne, po prípadnej deglaciacii, aj podoba výsledných glaciálnych foriem reliéfu, je považovaný za synergický výsledok vplyvu

geologickej stavby územia a klimatických faktorov, ktoré sú často determinované nadmorskou výškou a expozíciou voči svetovým stranám a prevládajúcim smerom vetra (Benn a Evans, 1998; Evans, 2006a), veľmi dôležitý je taktiež vplyv topografie pôvodného preglaciálneho reliéfu (Evans a Cox, 1995). Ideálne podmienky (ideálna kombinácia uvedených faktorov) pre vznik a rozvoj zaľadnenia sa rôznia v odlišných oblastiach sveta (Evans, 1977; Evans, 2001; Lopéz-Moreno et al., 2006).

Morfometrické charakteristiky (L/H , L/W , $3D/2D$, C , S , koeficient k) popisujúce tvar karov Vysokých Tatier sú slabo korelované s ukazovateľmi *nadmorskej výšky karov*. Nadmorská výška (vyjadrená hodnotou MAX a MIN) len veľmi slabo determinuje tvar karu popisovaný charakteristikami CR , L/H , L/W (ani jedna absolútna hodnota Pearsonovho korelačného koeficientu nie je väčšia ako 0,17), signifikantné korelácie sa tak isto neprejavili medzi parametrom MIN a charakteristikami $3D/2D$, S a koeficientami k (ani jedna absolútna hodnota Pearsonovho korelačného koeficientu nie je väčšia ako 0,17) (Tab. 5.2; Príloha 13; vid' tiež Prílohu 9). Nezávislosť tvaru karu na nadmorskej výške bola zistená rovnako tiež v prípade karov Prímorských Álp (Federici a Spagnolo, 2004) a karov v Lake District (Evans a Cox, 1995), v prípade karov Kantábrijského pohoria sa neprejavil významný vzťah medzi nadmorskou výškou a tvarom pôdorysu karu (Ruiz-Fernández et al., 2009). Na druhej strane, s narastajúcou nadmorskou výškou dochádza vo Vysokých Tatrách obecné k zmenšovaniu veľkosti karu (Tab. 5.3). Rovnaký jav bol zistený aj v prípade Centrálnych Pyrenejí (García-Ruiz et al., 2000), čo je v protiklade so situáciou v Prímorských Alpách, kde dochádza k nárastu priemernej rozlohy karu s rastúcou nadmorskou výškou (Federici a Spagnolo, 2004), veľkosť karov v Lake District je na nadmorskej výške závislá len veľmi slabo (Evans a Cox, 1995). Jedným z možných vysvetlení zmenšujúcej sa rozlohy karov s narastajúcou nadmorskou výškou vo Vysokých Tatrách je, že kary vo vyšších polohách jednoducho nemajú v porovnaní s nižšie položenými karmi toľko priestoru pre svoje rozširovanie (užšie chrbty hrebeňovej časti pohoria a rázsoch), svoju úlohu môže zohrávať tiež vyššia sklonitosť svahov vo vyšších nadmorských výškach (súvisí s horšou akumuláciou snehu a následne firnu). S každým cyklom zaľadnenia sa tak viac rozširovali nižšie položené kary, zatiaľ čo vyššie položené kary boli limitované obmedzenosťou priestoru a v prípade, že erózia spôsobila spojenie karov ležiacich na protiahlých stranách chrbta (rázsochy), tak došlo k vzniku sedla (dýzový efekt veterného prúdenia spojený so sedlami nepodporuje akumuláciu snehu a ďalší rozvoj karu).

Počas vrcholu posledného zaľadnenia (štadiál B sensu Lukniš, 1968, 1973) sa ELA nachádzala na severnej úboči vo výške 1578 m n. m. a na južnej úboči vo výške 1684 m n. m. (Obr. 3.7). Priemerná hodnota ukazovateľa *MIN* je pre severnú úboč 1823 m n. m. a pre južnú úboč 1964 m n. m. (Tab. 5.9). Z uvedeného vyplýva, že aj keď sa ELA nachádzala vyššie na južnej úboči, priemerná nadmorská výška karov (hodnotená ukazovateľom *MIN*) južnej úboče bola približne o 300 výškových metrov nad touto líniou, zatiaľ čo v prípade karov severnej úboče činil uvedený rozdiel približne 250 výškových metrov. Na základe uvedeného je možné povedať, že z hľadiska vzťahu priemernej nadmorskej výšky karov a polohy ELA počas vrcholu posledného zaľadnenia existovali výhodnejšie podmienky pre rozvoj ľadovcov na južnej úboči, čo je v súhlase s tvrdeniami uvádzanými v literatúre (Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988). Pri pohľade na vzťah jednotlivých výškových kategórií a polohy ELA počas jednotlivých fáz posledného zaľadnenia sa ukázalo, že v priebehu trvania štádií A, B, C (sensu Lukniš, 1968) sa kary všetkých výškových kategórií nachádzali nad alebo minimálne na úrovni ELA, počas záverečných štádií D resp. E sa nad polohou ELA nachádzali kary patriace do kategórií B, C, D a E resp. C, D a E. Na konci posledného glaciálu a na začiatku holocénu sa nad alebo na hranici ELA nachádzali už len kary patriace do kategórie E. Z toho vyplýva, že vertikálna vyvinutosť a miera prehĺbenia karov prislúchajúcich vyšším kategóriám by mala byť v porovnaní s nižšie položenými karmi väčšia, čo potvrdzujú údaje v Tab. 3 a v Tab. 5.21 (je ale nutné povedať, že signifikantné rozdiely v hodnotách indexu L/H a koeficientov k medzi jednotlivými kategóriami sa nepotvrdili - vid' Príloha 9 a Príloha 14). Pri tomto konštatovaní je však potrebné postupovať obozretné, pretože väčšia vertikálna vyvinutosť vyššie položených karov zrejme úzko súvisí s ich menšou rozlohou (vid' alometrický vývoj karov vyššie).

Expozícia voči svetovým stranám determinuje hlavne prínos zrážok (exponovanosť voči prevládajúcim smerom vetra) a množstvo dopadajúcej slnečnej energie do oblasti karu, avšak pri rekonštrukciách glaciálnej klímy je potrebné brať do úvahy aj tiež vzájomnú interakciu nadmorskej výšky a expozície a prípadne aj ďalších faktorov tak, aby nedochádzalo k nesprávnym alebo zavádzajúcim záverom (Evans, 1977). Napríklad paleoklimatické rekonštrukcie prevládajúcich smerov vetra alebo polohy pleistocénnej ELA založené na analýzach zmeny nadmorskej výšky karov v rámci daného regiónu je potrebné uvažovať v širších regionálnych súvislostiach: kary sa vyvíjali nielen počas obdobia glaciálov, ale taktiež počas teplých fáz pleistocénu; nadmorská výška karov môže byť výrazne ovplyvnená kvartérnym zdvihom (prípadne aj subsidenciou) masívu a taktiež

nadmorská výška dna karu nemusí vždy nutne korešpondovať s polohou ELA ľadovca, ktorý kar formoval (Benn a Evans, 1998).

Kary Vysokých Tatier so SZ, S a SV expozíciou predstavujú 43 % z celkového počtu karov, avšak svahy so SZ, S a SV expozíciou zaberajú 26 % z rozlohy územia pohoria, kary s JV, J a JZ expozíciou predstavujú 41 % z celkového počtu študovaných karov, pritom ale svahy s JV, J a JZ expozíciou zaberajú až 46 % z celkovej rozlohy územia. Na základe tohto poznatku je možné povedať, že kary vznikajú preferovanejšie a vo väčšej koncentrácii na svahoch exponovaných smerom na S, príp. SV a SZ. Uvedený poznatok bol potvrdený aj v prípade karov Prímorských Álp (Federici a Spagnolo, 2004) a Kantábrijského pohoria (Ruiz-Fernández et al., 2009) a je v súhlase so závermi Evansa (1977, 2006c), podľa ktorých je severný kvadrant najpreferovanejším pri vzniku zaľadnenia vo väčšine pohorí severnej pologule. Rozloženie a frekvencia karov podľa jednotlivých kategórií expozície sú značne podmienené hlavnými rysmi všeobecnej morfológie pohoria - hlavný hrebeň Vysokých Tatier prebieha približne po línii ZJZ-VSV (Obr. 5.5), čoho dôsledkom je symetria v početnosti karov patriacich do navzájom opačných kategórií (S-J, SZ-JV, SV-JZ). Tento prípad nastáva aj v prípade karov Prímorských Álp (Federici a Spagnolo, 2004), Centrálnych Pyrenejí (García-Ruiz et al., 2000) a Kantábrijského pohoria (Ruiz-Fernández et al., 2009). Zaujímavý názor ponúka Evans (1997), podľa ktorého s početnosťou a mohutnosťou zaľadnení klesá miera asymetrie karov z hľadiska ich orientácie voči svetovým stranám (*law of decreasing glacial asymmetry with increasing glacier cover*), takže čím väčšia je asymetria v početnosti karov vo vzájomne opačných kategóriách expozície, tým marginálnejšie bol daný región zasiahnutý cyklami kvartérnych zaľadnení (Benn a Evans, 1998). Dobrým príkladom tohto javu je porovnanie zaľadnenia Vysokých Tatier so zaľadnením v blízkych Nízkych Tatrách, kde sa vyvinulo značne asymetrické zaľadnenie len počas posledného glaciálu a kde sa nachádza dohromady 31 karov, pričom až 29 z nich leží na severnej úboči pohoria a len 2 kary disponujú južnou expozíciou (Pawlovski, 1936 in Evans, 1977). Vo Vysokých Tatrách došlo, súdiac podľa výrazne vyššej symetrickosti vysokotatranských karov z hľadiska expozície, k rozvoju niekoľkých generácií karových ľadovcov (počas niekoľkých cyklov pleistocénnych glaciálov).

Vo Vysokých Tatrách sa kary J, JV a JZ expozície nachádzajú vo vyšších nadmorských výškach v porovnaní s karmi S, SV, SZ expozície, taktiež z hľadiska rozlišovania karov podľa úboče pohoria sú kary južnej úboče vyššie položené, ako kary severnej úboče. Mindrescu et al. (2010) analyzovali kary rumunských Karpát a na základe

nárastu priemernej nadmorskej výšky karov v smere Z-V usudzujú, že počas chladných období pleistocénu túto oblasť výrazne ovplyvňovali vetry prinášajúce zrážky od západu. Pri aplikácii tohto konceptu na kary Vysokých Tatier je ale nutné postupovať opatrne, pretože väčšia nadmorská výška karov južnej úboče nemusí nutne byť primárnym nositeľom informácie o paleoklimatických pomeroch danej oblasti (prevládajúce smery vetrov, prínos zrážok), ale je skôr logickým dôsledkom faktu, že Vysoké Tatry sú asymetricky uklonenou hrásťou s najvyššie položenými polohami na svojom južnom okraji tesne nad Podtatranským zlomom (Obr. 2.4). Na druhej strane, Mindrescu et al. (2010) uvádzajú, že sila západného prúdenia bola v oblasti rumunských Karpát smerom na sever oslabovaná v dôsledku narastajúceho vplyvu stacionárnej anticyklóny nad škandinávskym ľadovcovým štítom a prevládajúci smer vetrov sa viac približoval SZ až S prúdeniu. To by mohlo naznačovať, že v oblasti Vysokých Tatier prevládali počas glaciálov vetry SZ prípadne S smeru (viď tiež Lindner et al., 2003) a tým pádom môže byť rozdiel v nadmorských výškach karov medzi severnou a južnou úbočou spôsobený nielen vlastnosťami topografie pohoria, ale sčasti aj prevládajúcimi smermi vetrov (prínosom zrážok). Poznatok o prevládajúcich smeroch vetra počas glaciálov má taktiež súvis s rozdielnou mierou vertikálnej vyvinutosti a veľkosťou prehĺbenia karov medzi severnou a južnou úbočou pohoria (viď nižšie).

Dôležitý poznatok vyplývajúci z výsledkov tejto práce je, že kary SZ, S a SV expozície sú v porovnaní s karmi J, JZ, JV expozície viac vertikálne vyvinuté a taktiež nadobúdajú vyššie priemerné hodnoty koeficientov k - predstavujú viac prehĺbené formy reliéfu. Tento fakt má odraz aj v prípade rozlišovania karov severnej a južnej úboče - kary severnej úboče majú v porovnaní s karmi južnej úboče väčšiu priemernú rozlohu a objem, sú viac vertikálne vyvinuté a nadobúdajú vyššie priemerné hodnoty koeficientov k . Na základe týchto faktov a spoločne s úvahami uvedenými v predošlom odstavci je možné konštatovať, že kary severnej úboče predstavujú viac vyvinuté tvary glaciálnej erózie a počas pleistocénu tak prekonalí intenzívnejšie a/alebo dlhšie trvajúce zaľadnenie v porovnaní so zaľadnením karov južnej úboče (viď tiež Obr. 3.4). Toto tvrdenie je v ostrom protiklade s informáciami uvádzanými v časti 3.2 *Poznatky o pleistocénnom zaľadnení Vysokých Tatier*, a síce, že údolné ľadovce južnej úboče boli dlhšie a mali väčšiu mocnosť, ako ľadovce severnej úboče. Jedným z možných vysvetlení tejto kontrastnej situácie je, že počas starších chladných období pleistocénu dochádzalo k vzniku len malých karových ľadovcov v údolných uzáveroch dolín severnej úboče, zatiaľ čo údolia južnej úboče si stále zachovávali podobu málo členitého preglaciálneho reliéfu. Prítomnosť

menších karových ľadovcov vzniknutých počas staro- až stredpleistocénnych glaciálov je dnes veľmi ťažko (alebo nie je vôbec) dokumentovateľná formou sedimentárneho záznamu (glaciofluviálna akumulácia, morény), pretože akumuláčna činnosť malých ľadovcov nie je v porovnaní s akumuláčnou činnosťou údolných ľadovcov tak výrazná. Tiež je potrebné brať do úvahy fakt, že počas mladších glaciálov, kedy vo Vysokých Tatrách došlo k rozvoju „klasického“ horského zaľadnenia, boli nevýrazné akumulácie a stopy po starších karových ľadovcoch rýchlo a veľmi účinne prekryvané činnosťou mladopleistocénnych ľadovcov.

Evans (1977) zdôrazňuje dôležitosť topografických faktorov pri vzniku a priebehu horského zaľadnenia - reliéf viac determinuje dĺžku a mohunosť údolných ľadovcov ako orientáciu (expozíciu) menších karových ľadovcov. Takže, ak sa s postupným kvartérnym zdvihom Vysokých Tatier (0,3-1 mm za rok; Baumgart-Kotarba a Král, 2002) dostávala južná časť pohoria v porovnaní so severnými razsochami vyššie nad úroveň ELA (väčšia zdrojová oblasť vzniku ľadovcov), začali v karoch južnej úboče vznikáť karové a následne aj údolné ľadovce, ktoré krátkymi, úzkymi a strmými údoliami rýchlo ústili do južného predpolia, kam ukladali rozsiahle akumulácie čelných morén. Ľadovce južnej úboče sa mohli pohybovať na väčšiu vzdialenosť (väčší zásah do predpolia) práve vzhľadom k uvedenej výhodnejšej konfigurácii preglaciálneho reliéfu. Mohunosť ľadovcov južnej úboče bola určená taktiež väčším počtom karov fungujúcich ako ich zdrojová oblasť (66 karov prislúchajúcich južnej úboči resp. 51 karov patriacich do severnej úboče), pričom výrazný nepomer medzi severnou a južnou úbočou sa vyskytol v prípade počtu karov typu S (6 karov typu S na severnej úboči vs. 18 na južnej úboči). Je teda možné usudzovať, že väčší zásah ľadovcov do južného predpolia bol spôsobený tým, že koncové splazy týchto ľadovcov boli výsledkom väčšieho počtu čiastkových ľadovcov (prítokov) v porovnaní so splazmi severnej úboče. Vzhľadom k južnej expozícii (v zmysle množstva prijímanej solárnej energie) je tiež možné predpokladať, že ľadovce južnej úboče boli v porovnaní s ľadovcami severnej úboče „viac teplé“ (*warm based glacier*, bližšie vid' napr. Benn a Evans, 1998; Hooke, 2005), čo predurčilo výhodnejšie podmienky pre ich pohyb (tok). V dolinách severnej úboče, ktoré majú miernejší sklon a sú dlhé a hlboké, nebola údolným ľadovcom umožnená zmena smeru a preto boli tunajšie čelné morény a glaciofluviálne akumulácie viac erodované fluviálnou alebo prípadne dalšou glaciálnou činnosťou. Je tiež možné, že pohyb ľadovcov severnej úboče dosahoval voči ľadovcom južnej úboče vzhľadom k vyššie uvedeným faktorom menšiu intenzitu. Vlastnosti údolných ľadovcov a ich terminálnych akumulácií však nemusia mať veľkú výpovednú hodnotu o vzniku

a vývoji malých karových ľadovcov, ktoré mohli vzniknúť vplyvom prírodných klimatických podmienok v údolných uzáveroch severnej úboče už počas staršieho a stredného pleistocénu, bez ohľadu na neskoršie výhodnejšie vlastnosti svahov južnej úboče podporujúce vznik väčších údolných ľadovcov. Uvedený navrhnutý model zaľadnenia Vysokých Tatier tým pádom nevyklučuje možnosť dlhšieho časového vývoja karov severnej úboče v porovnaní s karmi južnej úboče a zároveň rozvoj mohutnejších údolných ľadovcov na južnej úboči a v jej predpolí. Výsledky vykonaných morfometrických a geomorfologických analýz uvedených v tejto práci takýto model priebehu zaľadnenia nevyvracajú.

Zdá sa teda, že veľmi dôležitú úlohu pri vzniku a priebehu kvartérnych zaľadnení vo Vysokých Tatrách zohrával preglaciálny reliéf a obecná topografia pohoria (priebeh hlavného hrebeňa pohoria a rássoch, morfológia dolín). Podobne Klimaszewski (1988) udáva, že dôležitejšiu úlohu pri zaľadnení Vysokých Tatier zohrali podmienky morfológické ako podmienky mezoklimatické, a že preglaciálny reliéf determinoval priebeh a rozsah transformácie povrchu ľadovcami, dôležitosť preglaciálneho reliéfu a topografie vyzdvihujú tiež Evans a Cox (1995), García-Ruiz et al. (2000), Federici a Spagnolo (2004), Ruiz-Fernández et al. (2009) a iní.

Kary Vysokých Tatier neposkytujú vhodné možnosti pre štúdium variability morfológie karov v závislosti od rôznych geologických pomerov (výsledky analýzy rozptylu nepreukázali žiadne signifikantné rozdiely medzi priemermi sledovaných morfometrických charakteristík v závislosti od geologického substrátu). Úloha rôznorodej litológie pri vzniku a vývoji karov je komplexná - niektoré štúdie potvrdili vplyv rozdielnej geologickej stavby jednotlivých častí daného pohoria na veľkosť a tvar karov (Hughes et al., 2007; Ruiz-Fernández et al., 2009), výsledky iných prác, naopak, nedokazujú variácie v morfológii karov v závislosti od rozdielnej litologickej stavby (Aniya a Welch, 1981; Evans a Cox, 1995). V prípade Vysokých Tatier by možno bolo zaujímavé potvrdiť resp. vyvrátiť hypotézu, či a prípadne do akej miery je expozícia alebo tvar pôdorysu karov determinovaný (a ak áno, tak do akej miery) prevládajúcimi smermi hlavných tektonických porúch (zlomov, mylonitových pásiem).

6.1.3 Triedenie karov do skupín podľa environmentálnych faktorov prostredia

Výber členov jadra morfometrických charakteristík sa ukázal ako pomerne reprezentatívna a výstižná podmnožina všetkých morfometrických charakteristík, pretože obsahuje parametre popisujúce veľkosť karu (V), tvar pôdorysu karu (L/W) a tiež

parameter vypovedajúci o sklonitostných pomeroch a vertikálnej vyvinutosti karu ($3D/2D$). Taktiež z porovnania výsledkov diskriminačných analýz, kde ako prediktory vystupovali jednak členy jadra a následne tiež celý súbor morfometrických charakteristík (Tab. 5.23), vyplynulo, že úspešnosti jednotlivých klasifikácií karov podľa týchto dvoch skupín prediktorov sa líšia maximálne o 10 % (prípade klasifikácie do kategórií nadmorských výšok), v prípade klasifikácií podľa úboče a podľa typu karu je rozdiel v úspešnosti klasifikácií len 1 % resp. 2 % (Tab. 5.23).

V starších prácach boli klasifikácie karov založené prevažne na ich jednoduchom popise, spoločne s ohľadom na genézu a prípadne topografiu a litologické pomery (Gordon, 1977; Trenhaile, 1976; Vilborg, 1976), v novších prácach klasifikácie zohľadňujú hlavne morfometrické charakteristiky karov (García-Ruiz et al., 2000; Ruiz-Fernández et al., 2009). García-Ruiz et al. (2000) použili analýzu zhlukov na rozdelenie karov Centrálnych Pyrenejí do 4 skupín podľa vybraných morfometrických charakteristík, pričom následná diskriminačná analýza ukázala, že environmentálne faktory prostredia (nadmorská výška, expozícia a litológia) vysvetľujú klasifikáciu karov podľa vybraných morfometrických charakteristík v 66 % prípadov (zvyšok autori prisudzujú vplyvu iných faktorov, ako napr. zlomom, rozdielnej odolnosti hornín a preglaciálnemu reliéfu). V prípade klasifikácie karov Vysokých Tatier bol použitý podobný postup, kedy bol skúmaný odraz morfometrických charakteristík v triedení karov podľa jednotlivých environmentálnych faktorov prostredia.

Na základe hodnôt štandardizovaných kanonických koeficientov a priemerov kanonických premenných je možné konštatovať, že na zaradenie karov do jednotlivých kategórií (podľa nadmorskej výšky, expozície, úboče a typu karu) má najväčší vplyv 1. kanonická premenná, ktorá je v prípade rozlišovania karov do kategórií podľa nadmorskej výšky najviac viazaná objemom karu a v prípade rozlišovania karov do kategórií podľa expozície, úboče a typu karu najviac viazaná zhodne indexom $3D/2D$. Z uvedeného vyplýva, že nadmorská výška má najväčší odraz v premenlivosti karov z hľadiska ich objemu (alebo povedané obrátene - hodnota objemu karu prispieva najväčšou mierou k rozdeleniu karov do kategórií nadmorských výšok), čo istým spôsobom korešponduje s vyššie uvedenou závislosťou veľkosti karu na nadmorskej výške. V prípade rozlišovania kategórií expozície, úboče a typu karu má determinujúci vplyv miera vertikálnej vyvinutosti karu a jeho sklonitostné pomery (vyjadrené indexom $3D/2D$), pričom podobný jav uvádza aj Ruiz-Fernández et al. (2009) v prípade triedenia karov Kantábrijského pohoria.

6.1.3.1 Triedenie karov do skupín podľa nadmorskej výšky a expozície

Ukázalo sa, že vplyv nadmorskej výšky a expozície vysvetľuje len približne jednu tretinu variability jadra morfometrických premenných (a tiež v prípade, keď ako prediktory vystupovali hodnoty koeficientov k , vid' Tab. 5.23). V prípade klasifikácie karov do tried nadmorských výšok (kde ako prediktory vystupovali členy jadra morfometrických charakteristík) bola najmenšia úspešnosť dosiahnutá v prípade hraničných kategórií A a E (najnižšie resp. najvyššie položené kary), pričom je zaujímavé, že väčšina karov patriacich do uvedených tried by podľa výsledkov GDA bolo zaradených do prostrednej výškovej kategórie C. To len potvrdzuje vyššie uvedené tvrdenie, že nadmorská výška skutočne nezohráva veľkú úlohu pri vysvetľovaní premenlivosti hodnôt vybraných morfometrických charakteristík (jadra). Najvyššie úspešnosti triedenia karov do kategórií expozície podľa jadra morfometrických charakteristík boli dosiahnuté v prípade najpočetnejších kategórií JV a SZ, pričom podľa výsledkov GDA by najväčší počet nesprávne klasifikovaných karov v rámci kategórie SZ bol zaradený do kategórie JV a naopak. To potvrdzuje názor Evansa (1977) o symetrii v početnosti karov vo vzájomne opačných kategóriách expozície v závislosti od intenzity zaľadnenia (vid' vyššie). Tento fakt zároveň ukazuje, že kary patriace do kategórií SZ a JV sa vyznačujú určitými špecifickými rysmi svojej morfológie, ktorá má odraz v jadre morfometrických charakteristík, na druhej strane ale úspešnosť triedenia karov do ostatných kategórií ostáva na veľmi nízkej úrovni. Podobne nízku úspešnosť v klasifikácii karov uvádza Ruiz-Fernández et al. (2009) v prípade karov Kantábrijského pohoria, kde nadmorská výška, expozícia a geológia len málo prispievajú k variabilite tvaru a veľkosti karov. Tieto skutočnosti nasvedčujú, že štandardne používané faktory popisujúce prostredie vzniku karov (nadmorská výška, expozícia, geologické pomery) v prípade niektorých pohorí slabo vystihujú reálnu variabilitu morfometrických charakteristík karov, čo znamená, že je potrebné hľadať a vyhodnocovať ďalšie/iné kritéria, ktoré by výstižnejšie osvetľovali premenlivosť morfológie karov. Tento problém je možné formulovať aj obrátene - je potrebné použiť príp. definovať nové morfometrické charakteristiky a indexy, ktoré by dokázali lepšie vystihnúť variabilitu karov z hľadiska ich rozdielnej výškovej polohy, expozície a geológie. Ako už bolo naznačené vyššie, významný vplyv na tvar a veľkosť karov môže mať puklinatosť masívu, priebeh zlomov a mylonitových pásiem (rozdielna odolnosť hornín), preglaciálny reliéf, špecifické črty topografie pohoria a priestorové usporiadanie jednotlivých karov v rámci zloženého karu (údolného uzáveru), a preto by bolo vhodné uvedené faktory zakomponovať do analýz v prípadných ďalších prácach.

6.1.3.2 Triedenie karov do skupín podľa úboče a typu karu

Triedenie karov Vysokých Tatier podľa úboče a typu karu vykazuje v porovnaní s triedením podľa nadmorskej výšky a expozície vyšší odraz v uvažovaných morfometrických charakteristikách - to znamená, že sa skutočne potvrdzujú závery uvádzané vyššie, a síce že v prípade rozdielnej morfometrie karov Vysokých Tatier hrá najdôležitejšiu úlohu poloha karu vzhľadom k úboči pohoria a významná je taktiež poloha karu vzhľadom k okolitým karom vyjadrená parametrom „*Typ karu*“ (vplyv topografie a priestorového usporiadania jednotlivých karov).

Úspešnosť triedenia karov podľa úboče vzhľadom k jadru morfometrických charakteristík je 60,66 %, najväčšia zhoda bola dosiahnutá v prípade kategórie J (77,27 %), naopak žiadna presnosť klasifikácie nebola dosiahnutá v kategórii B (0 %). Kary Belianskych Tatier preto nepredstavujú zreteľne oddelenú skupinu karov od karov Vysokých Tatier, pričom podľa výsledkov diskriminačnej analýzy by boli rozdelené približne rovnakým pomerom medzi kary severnej a južnej úboče tak, že kary ležiace v severnej resp. južnej polovici Belianskych Tatier (s ohľadom na smer priebehu hlavného chrbta Belianskych Tatier) by prináležali do skupiny karov severnej resp. južnej úboče. Na tento jav je možné pozerat' aj z iného uhlu pohľadu, a síce, že odlišná geologická stavba Belianskych Tatier (zohľadnená nepriamo vymedzením kategórie úboče B) nezohráva významnú úlohu pri triedení karov na základe ich morfológie, alebo inak povedané - kary Belianskych Tatier ako reprezentant odlišnej geologickej stavby (v porovnaní s hlavným granodioritovým telesom Vysokých Tatier, vid' časť 2.2 *Geologické pomery*) nijak nevybočujú z konceptu rozdelenia karov len na severnú a južnú úboč. Variácie v morfológii karov Východných Tatier v závislosti od rozdielnej litologickej stavby sa teda nepotvrdili ani týmto nepriamym spôsobom. Je tak možné konštatovať, že vytvorenie kategórie B pri triedení podľa úboče sa ukázalo ako neopodstatnené a kary Východných Tatier je v tomto smere postačujúce rozdeľovať medzi severnú a južnú úboč. Medzi karmi severnej a južnej úboče sa preukázali značne významné rozdiely v priemernej nadmorskej výške, a preto bola taktiež testovaná úspešnosť zaradenia karov do týchto dvoch kategórií, pričom ako prediktory vystupovali členy jadra morfometrických charakteristík spoločne s ukazovateľmi nadmorskej výšky karu (*MAX* a *MIN*). Úspešnosť triedenia podľa uvedených prediktorov je o cca 10 % vyššia (71,79 %), ako v prípade použitia len jadra morfometrických charakteristík. Nadmorská výška teda pomáha spresniť klasifikáciu karov Vysokých Tatier medzi severnú a južnú úboč (avšak to nevypovedá o vplyve nadmorskej výšky na morfológiu týchto karov - vid' vyššie).

Triedenie karov z hľadiska typu karu vykazuje v porovnaní s triedením podľa úboče o niečo nižšiu úspešnosť (47,54 %), pričom túto hodnotu výrazne ovplyvňuje vysoká úspešnosť klasifikácie karov typu N (90 %), úspešnosti klasifikácie karov v prípade ďalších kategórií (S, J, Z) boli výrazne nižšie. Skupina karov typu N (najvyšší kar) tak z hľadiska hodnôt členov jadra morfometrických charakteristík predstavuje najzreteľnejšie oddeliteľnú skupinu karov Vysokých Tatier. Táto skutočnosť by mohla viesť k myšlienke, že nadmorská výška nepriamo vyjadrená typom karu N má predsa len odraz v premenlivosti hodnôt jadra morfometrických charakteristík, avšak ak by tomu tak v skutočnosti bolo, vysoká úspešnosť triedenia by bola dosiahnutá taktiež v prípade karov typu Z (ktoré predstavujú naopak najnižšie položené kary - vid' Tab. 5.15), čo ale potvrdené nebolo (Tab. 5.17). Je zaujímavé, že najväčší počet nesprávne zaradených karov v rámci kategórií Z, S, J by bol podľa výsledkov GDA zaradený zhodne do kategórie N, v prípade karov typu S, pri ktorých bola dosiahnutá najmenšia úspešnosť klasifikácie (8,33 %), by bolo až 19 z celkového počtu 24 karov zaradených do typu N. Zavedenie typu karu S sa teda ukazuje ako neopodstatnené, pričom z hľadiska jadra morfometrických charakteristík sa prevažná väčšina karov typu S radí (podobá) ku karom typu N. Zaujímavá je tiež skutočnosť, že z celkového počtu 20 karov zaradených do typu Z by podľa výsledkov GDA bolo 14 karov zaradených do typu N, a to aj napriek tomu, že tieto dva typy karov by podľa princípu vymedzovania jednotlivých typov karu mali predstavovať najodlišnejšie a najlepšie rozlíšiteľnejšie skupiny z hľadiska morfometrických charakteristík. Túto kontrastnú situáciu a zároveň tiež pomerne vysoké percento nesprávne klasifikovaných karov v prípade kategórie J je možné vysvetliť tým, že použité prediktory (jednak jadro morfometrických charakteristík, ale taktiež ani celý súbor morfometrických charakteristík, vid' Tab. 5.23) nedostatočne vystihujú špecifickosť morfológie daného typu karu, alebo taktiež tým, že v prípade Vysokých Tatier je potrebné vytvoriť inú odlišnú klasifikáciu karov zohľadňujúcu topografiu a vzájomné postavenie jednotlivých karových foriem.

Podľa výsledkov analýzy rozptylu bolo najviac signifikantných rozdielov v priemeroch morfometrických charakteristík preukázaných medzi karmi typu Z a karmi typu N a typu J (Príloha 11). Najvyššie položené sú kary typu N nasledované len o niečo nižšie položenými karmi typu S, naopak najnižšie hodnoty priemernej nadmorskej výšky dosahujú kary typu Z - uvedená vlastnosť týchto dvoch typov karu logicky vyplýva z ich postavenia v rámci zloženého karu, kde predstavujú najvyššie resp. najnižšie položené partie. Kary typu Z sú menej vertikálne vyvinuté, ako kary typu N a typu J a zároveň kary

typu Z nadobúdajú pomerne nízke priemerné hodnoty koeficientov k (nižšie hodnoty nadobúdajú už len kary typu S). Tento fakt sa môže javiť ako prekvapujúci, pretože kary typu Z mali v sebe akumulovať najviac ľadovcovej hmoty (fungovali ako recipienty hmoty od karov typu N a typu S) a tým pádom mali byť predurčené aj k najväčšiemu prehĺbeniu. Malá vertikálna vyvinutosť karov typu Z je dôsledkom vysokých hodnôt priemernej dĺžky a šírky karov v porovnaní s hodnotou ukazovateľa H (prítom priemerná hodnota H je najvyššia spomedzi všetkých typov karov), čo súvisí s ich veľkým plošným rozsahom (viď alometrický vývoj karov; Evans, 2006b). Kary typu Z teda aj napriek uvedeným skutočnostiam boli pod vplyvom intenzívneho zaľadnenia, pretože existuje väzba medzi mohutnosťou/dĺžkou zaľadnenia a tvarom karu - čím bol kar viac zaľadnený, tým je viac predĺžený a rozšírený a relatívne menej vertikálne vyvinutý (Brook et al., 2006; Benn a Evas, 1998). Nízke hodnoty koeficientov k (podmienené tvarom k -krivky) karov typu Z sú zrejme dôsledkom glaciálneho a postglaciálneho premodelovania stien karu - koeficient k_{max} je ovplyvnený polohou najvyššieho bodu na hrane karu, pričom priebeh hrany karu je v prípade karov typu Z výrazne porušený glaciálnou eróziou vyššie ležiacich karov, čoho dôsledkom je menšia výška steny karu a zároveň nižšia poloha najvyššie položeného bodu na hrane karu, z ktorého je vedený profil určujúci tvar k -krivky. Nízke hodnoty koeficientu k_s pre kary typu Z je možné pripísať pomerne silnému zasutneniu týchto karov, ktoré zmierňuje sklon karových stien a tým pádom ovplyvňuje hodnotu zmieneneho koeficientu. Je zaujímavé, že kary typu J sa od karov typu N okrem rozdielov v priemernej nadmorskej výške signifikantne líšia len podľa priemernej hodnoty indexu W/H (kary typu J sú viac vertikálne vyvinuté; Príloha 11). Podobnosť týchto dvoch typov karov (z hľadiska ich morfometrie) je možné vysvetliť tým, že vývoj najvyšších karov (N) prebiehal bez prísunu ľadovcovej hmoty z vyššie ležiacich karov, čo tak isto platí aj pre jednoduché kary (J). Veľkú vertikálnu vyvinutosť a zároveň veľkú mieru prehĺbenia karov typu J (kary typu J nadobúdajú najvyššie priemerné hodnoty koeficientov k) je možné zrejme opäť pripísať ich najmenšej priemernej veľkosti spomedzi všetkých typov karu (viď alometrický vývoj karov). Medzi jednotlivými typmi karov sa neprejavili žiadne signifikantné rozdiely v priemeroch hodnôt indexu cirkularity a indexu L/W , čo ukazuje, že tvar pôdorysu karov nie je závislý na type karu (Príloha 11, viď tiež Tab. 5.15). To len potvrdzuje vyššie uvádzaný fakt, že tvar pôdorysu karov Vysokých Tatier je bez ohľadu na postavenie karu (nadmorská výška, expozícia a aj typ karu) približne kruhový.

6.1.3.3 Triedenie karov do skupín podľa stupňa prehĺbenia

Podľa rozpätia hodnôt koeficientov k (0,607 - 1,898 pre koeficient k_{max} , 0,658 - 1,951 pre koeficient k_s a 0,503 - 1,767 pre koeficient k_o) je možné povedať, že vo Vysokých Tatrách sa nachádzajú kary v rôznom štádiu vývoja (súdiac podľa širokého spektra miery ich prehĺbenia). Hodnoty koeficientov k pre kary Vysokých Tatier však nie je možné konfrontovať s hodnotami zistenými v iných vysokohorských oblastiach, pretože doteraz publikovaná literatúra takéto údaje neuvádza.

Kary Vysokých Tatier boli rozdelené do troch kategórií podľa stupňa ich prehĺbenia (vyjadrený koeficientmi k), pričom z hľadiska morfometrických charakteristík sa kary v jednotlivých kategóriách výrazne neodlišujú, s výnimkou rozdielov v priemerných hodnotách ukazovateľov vertikálnej vyvinutosti (L/H) a sklonitostných pomerov karu ($3D/2D$ a S), pričom medzi týmito ukazovateľmi a hodnotami koeficientov k bola zistená aj vysoká miera korelácie (viď vyššie). Úspešnosť klasifikácie karov postavenej na koeficientoch k je 61,48 % (vzhľadom k morfometrickému jadru) resp. 66,39 % (vzhľadom k celému súboru morfometrických charakteristík). Je preto možné povedať, že klasifikácia karov podľa stupňa prehĺbenia korešponduje s morfometrickými charakteristikami karov viac, ako klasifikácia karov podľa nadmorskej výšky, expozície alebo typu karu, klasifikácia karov podľa úboče má približne rovnaký odraz v morfometrických charakteristikách, ako klasifikácia podľa stupňa prehĺbenia. Porovnanie úspešností klasifikácií do kategórií jednotlivých ukazovateľov popisujúcich environmentálne faktory prostredia podľa jadra morfometrických charakteristík a podľa koeficientov k ukazuje, že v prípade kategórií nadmorskej výšky a úboče sú úspešnosti klasifikácie približne rovnaké, v prípade kategórií expozície a typu karu sa ukazuje použitie jadra morfometrických charakteristík o niečo výhodnejšie (Tab. 5.23). Odchýlky v klasifikácii karov alebo nesprávne zaradenie karov do skupín je možné vysvetliť tým, že napriek silnému vzťahu koeficientov k a niektorých morfometrických charakteristík (Príloha 13) existuje rozdiel medzi čisto morfologickými charakteristikami karu a genetickým pohľadom na kar reprezentovaný k -krivkou (sensu Haynes, 1968).

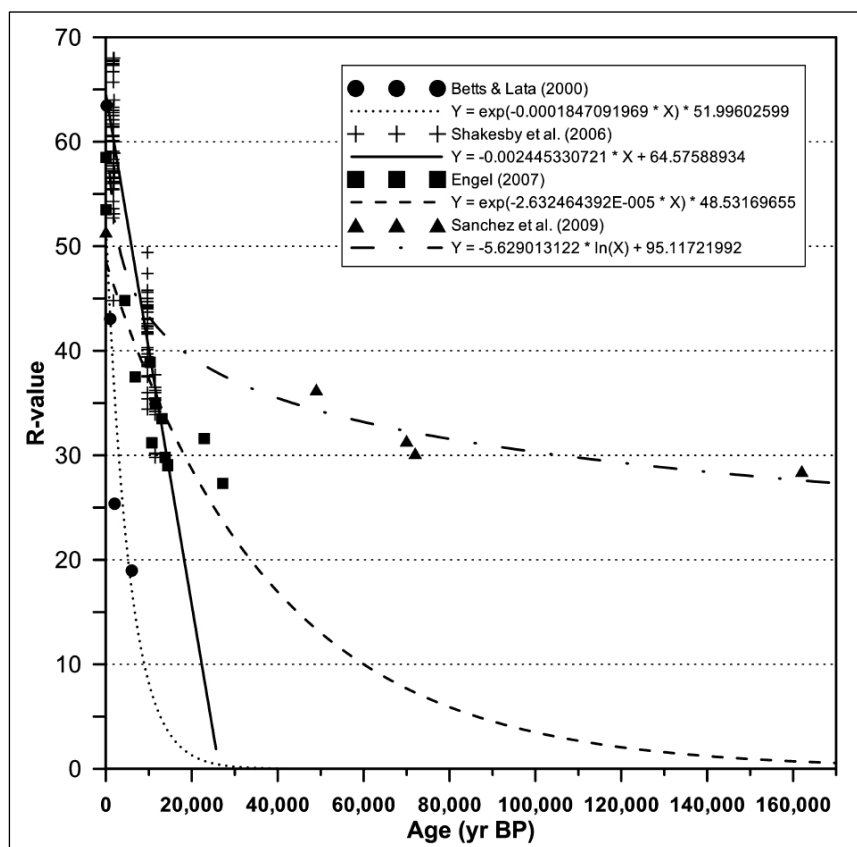
Na základe výsledkov tejto práce a taktiež podľa štúdií zaoberajúcich sa morfometriou karov v rôznych oblastiach sveta (Aniya a Welch, 1981; Evans a Cox, 1995; García-Ruiz et al., 2000; Federici a Spagnollo, 2004; Hughes et al., 2007; Ruiz-Fernández et al., 2009) je nutné konštatovať, že vplyv environmentálnych faktorov na veľkosť a tvar karov nie je možné zovšeobecňovať a vždy je potrebné brať do úvahy regionálny kontext a lokálne špecifiká danej oblasti. Pomerne nízku úspešnosť triedenia karov Vysokých

Tatier do jednotlivých kategórií podľa nadmorskej výšky, expozície, úboče a typu karu resp. nesprávne zaradenie jednotlivých karov do skupín je možné vysvetliť nedostatočnou výpovednou a popisnou hodnotou použitých morfometrických charakteristík, z čoho vyplýva potreba pre definovanie/zavedenie nových morfometrických charakteristík a indexov, ktoré by dokázali lepšie vystihnúť variabilitu morfológie karov. Medzi štandardne používanými morfometrickými charakteristikami sa tiež nevyskytuje žiadna charakteristika (resp. parameter, pričom sa môže jednať o kvantitatívnu premennú), ktorá by nejakým spôsobom presne vyjadrovala lokálnu polohu karu (v rámci pohoria, vzhľadom k okolitým karom, vzhľadom a pod.). Je taktiež možné, že tvar karov Vysokých Tatier je ovplyvnený pôsobením iných faktorov prostredia (puklinatosť masívu, priebeh a smer zlomov a mylonitových pásiem). Uvedené skutočnosti by bolo vhodné a zároveň určite aj prínosné brať do úvahy v prípadných ďalších prácach.

Výsledky tejto práce ukazujú, že determinujúci vplyv na vznik a priebeh zaľadnenia vo Vysokých Tatrách mali špecifické rysy topografie pohoria a taktiež príslušnosť karu (údolného uzáveru) k úboči pohoria.

6.2 Relatívne datovanie morén Vysokých Tatier

Aj keď aplikácia tvrdomerného kladiva Schmidt Hammer (SH) ako nástroja pre relatívne datovanie skalných povrchov má svoje obmedzenia a limitácie (viď napr. Summer a Nel, 2002; Hubbard a Glasser, 2005; Shakesby et al., 2006), jeho použitie v prípade datovania glaciogénnych tvarov sa ukázalo ako výhodné a pomerne spoľahlivé (čo sa týka presnosti určenia relatívneho veku) (viď napr. Engel, 2007a; Sánchez et al., 2009; Böhlert et al., 2011). Kombinovaná aplikácia metód relatívneho a absolútneho (numerického) datovania (pre jednotlivé datovacie techniky viď napr. Watchman a Twidale, 2002) poskytuje možnosť kalibrovania výsledkov relatívnych datovacích techník, čo je výhodné s ohľadom na prípadné ďalšie použitie časovo aj finančne menej náročných metód relatívneho datovania (samozrejme len v rámci danej oblasti, regiónu). Takýmto spôsobom je možné určiť absolútny vek daného povrchu len s pomocou výsledkov relatívneho datovania a kalibračnej krivky (Obr. 6.1). Uvedený postup by sa javil ako výhodný aj v prípade jeho aplikácie na morény Vysokých Tatier (jeden z možných námetov na prípadnú ďalšiu prácu).



Obr. 6.1: Príklady kalibračných kriviek pre R hodnoty vrátane rovníc regresných závislostí (Černá a Engel, 2011). Jednotlivé krivky sú vypočítané podľa dát, ktoré uvádzajú Betts a Latta (2000), Shakesby et al. (2006), Engel (2007a) a Sánchez et al. (2009). Z obrázku je evidentné, že s narastajúcim vekom povrchu sa znižuje rozlišovacia schopnosť R-hodnôt a tým pádom dochádza aj menšej presnosti časového zaradenia testovanej lokality (povrchu).

Rozdiely v priemeroch R hodnôt získaných na povrchoch rovnakého veku vyplývajú jednak z rôznej geografickej polohy oblastí, v ktorých prebehol výskum, tiež sú dané rozdielnosťou v typoch hornín (litológii) a taktiež metodikou merania R hodnôt a použitým typom Schmidt Hammeru. Preto je vždy nutné posudzovať dáta (R hodnoty) len v rámci danej oblasti (regiónu, pohoria), ktoré boli získané rovnakým alebo aspoň veľmi podobným metodickým postupom. To je možné ilustrovať na príklade - Shakesby et al. (2006) zistil v oblasti južného Nórska priemery R hodnôt pre morény vzniknuté v období mladšieho dryasu až preboreálu v rozmedzí 34,2 - 42,8, vo východných švajčiarskych Alpách určil Böhlert et al. (2011) testovaním morén vzniknutých počas štádiálu Egesen (časovo korešponduje s obdobím mladšieho dryasu, vid' Ivy-Ochs et al., 2008) priemery R hodnôt v intervale 34,3 - 41. Naproti tomu, v pohorí Serra de Queixa (SZ Španielsko) Sánchez et al. (2009) určil priemer R hodnôt čelnej morény na $36,18 \pm 1,5$, pričom absolútne datovanie preukázalo, že vznik uvedenej morénovej akumulácie je

určený na $155 \pm 1,51$ ka. Je preto dôležité povedať, že porovnávanie nameraných R hodnôt (a ich priemerov) získaných meraniami na morénach Vysokých Tatier s meraniami v iných oblastiach nemá takmer žiadnu výpovednú hodnotu.

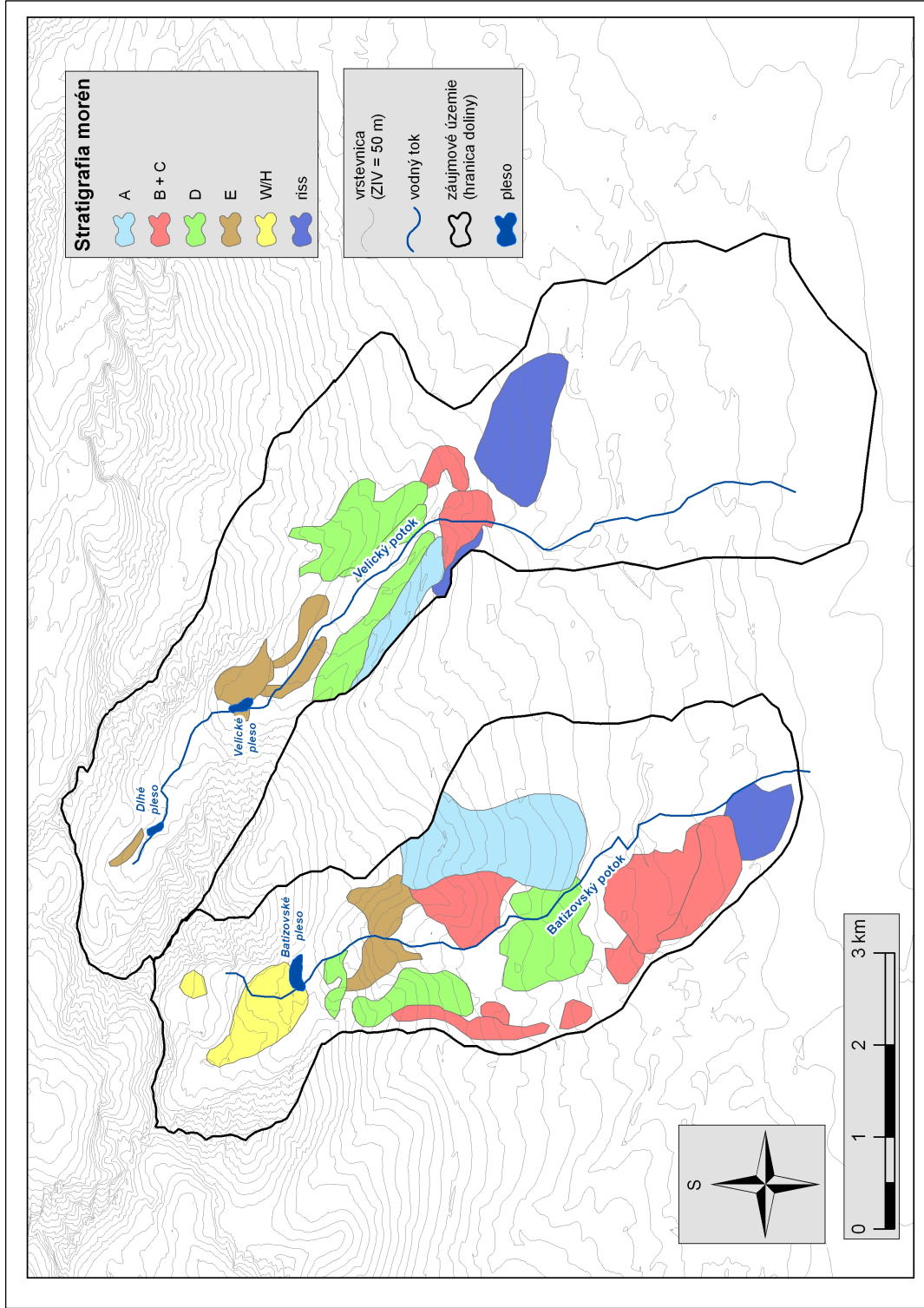
Priemery R hodnôt dvojíc lokalít náležiacich k morénom rovnakého štadiálu (B_L2 a V_L2; B_L3 a V_L3; B_L5 a V_L4) vykazujú veľkú mieru podobnosti. Tento fakt verifikuje správnosť a presnosť uskutočneného merania a na druhej strane taktiež zvyšuje pravdepodobnosť korektného časového zaradenia vzniku daných morén (štadiály podľa Lukniša, 1968). Hodnoty smerodajných odchýlok R hodnôt jednotlivých lokalít nadobúdajú pomerne vysoké hodnoty (napr. v porovnaní s hodnotami smerodajných odchýlok R hodnôt neupravovaných skalných povrchov, ktoré uvádzajú Černá a Engel, 2011). Najväčšia smerodajná odchýlka bola zistená v prípade lokalít B_L3 a V_L3, ktoré zhodne reprezentujú morénu štadiálu A (sensu Lukniš, 1968), naopak najmenšia smerodajná odchýlka bola zistená v prípade lokality V_L1, ktorá reprezentuje pozostatok morény predposledného zaľadnenia. Vysoké hodnoty smerodajných odchýlok môžu byť spojené so zastúpením bloku (blokov) iného časového alebo genetického pôvodu. Aj keď testované bloky boli vyberané primárne tak, aby ich relatívna poloha v rámci morénového valu bola čo najvyššia (zamedzenie účinku faktorov, ktoré by mohli nežiaduco ovplyvniť výsledky meraní), je možné, že sa medzi testovanými blokmi vyskytol aj blok iného než glaciénneho pôvodu (skalné rútenie, murové akumulácie a pod.). Vysoká hodnota smerodajných odchýlok môže byť taktiež spôsobená špecifickými petrologickými vlastnosťami granodioritov Vysokých Tatier. Jednou z možností, ako znížiť vysoké hodnoty smerodajných odchýlok, by bolo uskutočnenie meraní na väčšom počte blokov.

Podľa výsledkov analýzy rozptylu je možné v Batizovskej doline rozlíšiť štyri zreteľne odlišené typy morénových akumulácií (B_L1, B_L3, B_L4 a B_L5). Vo Velickej doline je na základe výsledkov SH testu možné rozlíšiť päť typov morénových akumulácií (V_L1, V_L2, V_L3, V_L4, V_L5), pričom morénová akumulácia reprezentovaná lokalitou V_L1 sa podľa priemernej R hodnoty výrazne odlišuje od ostatných lokalít (morén) a je preto vysoko pravdepodobné, že sa skutočne jedná o degradovaný pozostatok morény z obdobia staršieho (pravdepodobne predposledného) zaľadnenia. Morény reprezentované lokalitami B_L2 a V_L2 (obidve lokality reprezentujú morény vzniknuté počas štadiálu B, sensu Lukniš, 1968) nie je na základe R hodnôt možné odlíšiť od morén zastupovaných lokalitami B_L1 a B_L3. Na základe hodnôt R (ich priemer a medián) sa však ukazuje, že lokality B_L2 a V_L2 sú viac podobné lokalite B_L1. Podľa polohy lokalít B_L1 a B_L2 (Obr. 5.15) je možné usudzovať, že tieto dve lokality sa v skutočnosti

nachádzajú na moréne (morénach) vzniknutej počas jedného štádiálneho postupu ľadovca (B alebo C, sensu Lukniš, 1968) a nereprezentujú tak akumulácie vzniknuté počas dvoch rôznych postupov ľadovca. Inak povedané, podľa výsledkov SH testu by boli morény Luknišom (1968) zaradené do štádiálu B alebo do štádiálu C klasifikované ako akumulácie vzniknuté počas jedného postupu ľadovca, teda prislúchajúce jednému štádiálu (jeden časový horizont). Na základe vyššie uvedených úvah je možné zostaviť predpokladaný model zaľadnenia Batizovskej a Velickej doliny založený na výsledkoch SH testu (Obr. 6.2).

Baumgart-Kotarba a Kotarba (1997, 2002) upozorňujú na nepresnosť v práci Lukniša (1973), v ktorej bol pôvod morén štádiálnej oscilácie A určený na začiatok posledného zaľadnenia, avšak podľa názoru Baumgart-Kotarby a Kotarby sú tieto morény produktom predposledného glaciálu - riss II (viď Tab. 3.5). Priemer R hodnôt lokality V_L1 je značne odlišný od priemerov R hodnôt lokalít V_L3 a B_L3 (morény reprezentované týmito lokalitami sú podľa Baumgart-Kotarby a Kotarby produktom predposledného zaľadnenia). Je teda možné, že moréna reprezentovaná lokalitou V_L1 je produktom niektorej zo starších oscilácií predposledného zaľadnenia a morény reprezentované lokalitami V_L3 a B_L3 sú produktom najmladšej oscilácie predposledného zaľadnenia, alebo je tak isto možné, že morény lokalít V_L3 a B_L3 sú skutočne produktom najstaršej oscilácie posledného zaľadnenia (štadiál A, sensu Lukniš, 1968), čo vyvracia tvrdenie Baumgart-Kotarby a Kotarby (1997, 2002). Toto tvrdenie však nie je možné potvrdiť alebo vyvrátiť len pomocou jednoduchšej metódy Schmidt Hammer testu.

Na príklade Batizovskej a Velickej doliny je možné skúmať súvislosť morfológie (morfometrie) karov s počtom štádiálnych oscilácií reprezentovaných morénovými akumuláciami. Kary Batizovskej a Velickej doliny vykazujú z hľadiska vertikálneho vývoja (L/H) a z hľadiska prehĺbenia (koeficienty k) mierne podpriemerné hodnoty (Tab. 6.2) v porovnaní s priemernými hodnotami týchto ukazovateľov pre všetky kary južnej úboče a taktiež v porovnaní s karmi severnej úboče (porovnaj s Tab. 5.9 a s Tab. 5.21). Na druhej strane, z hľadiska veľkosti (objemu) sú zložené kary Batizovskej a Velickej doliny v porovnaní s priemernou veľkosťou karov južnej a tiež severnej úboče nadpriemerne objemné. Bývalé akumulčné oblasti (kary) údolných ľadovcov Batizovskej a Velickej doliny tak predstavujú príklad veľkých, avšak pomerne slabo vertikálne vyvinutých karov so strednou až slabou mierou prehĺbenia.



Obr. 6.2: Stratigrafia morén Batizovskej a Velickej doliny založená na výsledkoch SH testu. Morény štádiu B a štádiu C (sensu Lukniš, 1968) predstavujú jeden typ morény (v legende označené ako B + C)

Na druhej strane, údolné ľadovce Batizovskej a Velickej doliny zasahovali pomerne hlboko do svojho predpolia (hl. v prípade ľadovca Batizovskej doliny, Obr. 3.8). Je zaujímavé, že veľkosť údolného záveru (zloženého karu) Velickej doliny je o niečo väčšia, ako veľkosť zloženého karu Batizovskej doliny, avšak čelo ľadovca Batizovskej doliny zasahovalo počas vrcholu posledného zaľadnenia o 200 výškových metrov nižšie, ako čelo ľadovca Velickej doliny, pričom príčinou tohto javu sú špecifické vlastnosti reliéfu Batizovskej doliny (pre podrobné informácie vid' Lukniš, 1973). To len potvrdzuje determinujúci vplyv topografie na vývoj a priebeh zaľadnenia (obzvlášť čo sa týka údolných ľadovcov).

Tabuľka 6.2: Vybrané morfometrické charakteristiky a koeficienty k karov Batizovskej a Velickej doliny.

	názov karu	V (m ³)	L/H	kmax	ks
Batizovská dolina	1. stupeň Batizovská d.	48 988 767	2,1872	1,4314	1,4379
	2. stupeň Batizovská d.	234 080 808	3,0632	1,1667	0,8959
	3. stupeň Batizovská d.	179 014 824	3,3808	1,0027	1,1991
	4. stupeň Batizovská d.	36 489 852	1,8728	0,8245	0,6579
	priemer	124 643 563	2,6260	1,1063	1,0477
Velická dolina	1. stupeň Velická d.	22 315 500	3,1034	0,8548	1,4314
	2. stupeň Velická d.	76 008 768	3,2146	1,0578	1,0821
	3. stupeň Velická d.	558 526 500	2,0451	1,0177	1,3419
	stupeň pod Vysokou, Velická d.	89 262 000	1,6379	0,7303	1,1156
	priemer	186 528 192	2,500	0,915	1,243

Na základe faktu, že glaciálne akumulácie zanechané ľadovcami Batizovskej a Velickej doliny dohromady pokrývajú celé spektrum morén vzniknutých počas jednotlivých štádií posledného zaľadnenia (A - W/H, sensu Lukniš, 1968) a tiež uvedený prípad morény staršieho (predposledného) zaľadnenia, spoločne s informáciou, že zložené kary týchto dvoch dolín sú príkladom veľkých, avšak pomerne slabo vertikálne vyvinutých karov so strednou až slabou mierou prehĺbenia, je možné povedať, že v iných karoch disponujúcich rovnakou alebo väčšou mierou prehĺbenia a väčším vertikálnym vývojom vznikli údolné ľadovce, ktoré po sebe tak isto zanechali morény prislúchajúce

jednotlivým štádiom rovnako ako v prípade Batizovskej a Velickej doliny, aj keď ich stopy sa do súčasnosti nezachovali. Inak povedané, ak kary Batizovskej a Velickej doliny fungovali ako zdrojové oblasti údolných ľadovcov, ktoré po sebe zanechali stopy v podobe koncových a bočných morén v rôznych časových obdobiach, tak existuje vysoká miera pravdepodobnosti, že rovnako alebo veľmi podobne sa správali údolné ľadovce aj v iných dolinách, aj keď v súčasnosti na to v teréne neexistujú priame geomorfologické dôkazy (napr. v podobe morén, ktoré boli deštruované inými geomorfologickými procesmi). S touto myšlienkou je však nutné zaobchádzať obozretne, pretože priame spojenie morfológie karov s polohami morénových akumulácií spoločne s ich relatívnym časovým zaradením nemusí mať vždy veľkú výpovednú hodnotu, pretože pri rekonštrukcii veľkosti údolného ľadovca príp. počtu jeho oscilácií zohrávajú dôležitú úlohu ďalšie činitele (ako už bolo uvedené, tak je to topografia oblasti, ale tak isto napr. aj spájanie ľadovcových splazov v predpolí alebo vyúsťovanie bočných prítokov do hlavného ľadovca).

Relatívne datovanie vybraných morén Vysokých Tatier ponúklo prvý náhľad na stratigrafiu týchto glaciénných akumulácií. Vhodným a prínosným pokračovaním práce v tomto smere by bolo prevedenie meraní na väčšom počte záujmových lokalít (okrem južného predpolia pohoria tak isto aj na severnom predpolí) a taktiež skombinovanie metódy Schmidt Hammer testu s niektorou z metód absolútneho datovania, čím by bolo pre oblasť Vysokých Tatier umožnené zostrojiť kalibračnú krivku R hodnôt v závislosti od (absolútneho) veku skalného podkladu.

7. ZÁVER

Na základe získaných výsledkov je možné vysloviť nasledujúce tvrdenia o morfológii a morfometrii karov Vysokých Tatier:

- hodnoty jednotlivých morfolórických charakteristík vysokotatranských karov preukazujú pomerne vysokú mieru variability
- ani jeden kar Vysokých Tatier nie je v horizontálnom smere väčší ako 2 km a vo vertikálnom smere vyšší ako 1 km
- kary Vysokých Tatier sú podľa priemernej rozlohy a podľa rozpätia hodnôt plochy jednotlivých karov viac podobné karom Centrálnych Pyrenejí a karom Prímorských Álp v porovnaní s karmi Kantábrijského pohoria, na druhej strane, kary Vysokých Tatier sa z hľadiska rozpätia pozorovaných hodnôt dĺžky a šírky viac podobajú karom Britských ostrovov (Lake District, Škótsko)
- tvar pôdorysu karov Vysokých Tatier sa dá bez ohľadu na postavenie karu (nadmorská výška, expozícia, typ karu) označiť ako približne kruhový, pričom s nárastom veľkosti karu prebieha nárast dĺžky karu v porovnaní s nárastom šírky karu o niečo málo rýchlejšie
- pre kary Vysokých Tatier bol potvrdený koncept statickej alometrie - ústup stien karu prebieha v porovnaní so zahlbovaním dna karu rýchlejšie (s narastajúcou veľkosťou karu klesá miera jeho vertikálnej vyvinutosti)
- hodnoty koeficientov k sa pohybujú v rozmedzí 0,607 - 1,898 (priemer 1,089) pre koeficient k_{max} , 0,658 - 1,951 (priemer 1,232) pre koeficient k_s a 0,503 - 1,767 (priemer 0,910) pre koeficient k_o
- kary Vysokých Tatier sú z hľadiska priemernej rozlohy, rozpätia hodnôt plochy jednotlivých karov, tvaru pôdorysu a vertikálnej vyvinutosti podobné karom Prímorských Álp

Skúmaná bola taktiež variabilita morfolórických charakteristík v závislosti od environmentálnych faktorov prostredia, ktoré výrazným spôsobom determinujú vývoj a výslednú morfológiu karu:

- nadmorská výška (vyjadrená hodnotou MAX a MIN) len veľmi slabo determinuje tvar karu popisovaný charakteristikami CR , L/H , L/W (ani jedna absolútna hodnota Pearsonovho korelačného koeficientu nie je väčšia ako 0,17), významné korelácie sa tak isto neprejavili medzi parametrom MIN a charakteristikami $3D/2D$, S a koeficientami k
- s narastajúcou nadmorskou výškou dochádza k zmenšovaniu veľkosti karu

- kary J, JV a JZ expozície sa nachádzajú vo vyšších nadmorských výškach než kary S, SV, SZ expozície, taktiež z hľadiska rozlišovania karov podľa úboče pohoria sú kary južnej úboče vyššie položené, ako kary severnej úboče
- kary severnej úboče majú v porovnaní s karmi južnej úboče väčšiu priemernú rozlohu a objem, sú viac vertikálne vyvinuté a nadobúdajú vyššie priemerné hodnoty koeficientov k - kary severnej úboče tak predstavujú viac vyvinuté tvary glaciálnej erózie a počas pleistocénu tak prekonal intenzívnejšie a/alebo dlhšie trvajúce zaľadnenie v porovnaní so zaľadnením karov južnej úboče
- Vysoké Tatry vzhľadom k svojej uniformnej geologickej stavbe neposkytujú vhodné možnosti pre štúdium variability morfológie karov v závislosti od rôznorodých geologických pomerov; kary Belianskych Tatier ako reprezentant odlišnej geologickej stavby (v porovnaní s hlavným granodioritovým telesom Vysokých Tatier) nijak nevybočujú z konceptu rozdelenia karov na severnú a južnú úboč - variácie v morfológii karov Východných Tatier v závislosti od rozdielnej geologickej stavby územia sa nepotvrdili ani týmto nepriamym spôsobom

Jadro morfometrických charakteristík ($3D/3D$, L/W , V) predstavuje podmnožinu všetkých morfometrických charakteristík, ktorá je tvorená maximálnym možným počtom vzájomne nekorelovaných charakteristík. Členy jadra vystupovali v tejto práci ako nezávislé premenné (prediktory) pri použití všeobecnej diskriminačnej analýzy (GDA). Ukázalo sa, že vplyv nadmorskej výšky a expozície vysvetľuje len približne jednu tretinu variability jadra morfometrických charakteristík, vyšší odraz v uvažovaných morfometrických charakteristikách (jadre) vykazuje triedenie karov podľa úboče resp. podľa typu karu (60,66 % resp. 47,54 %). Malá úspešnosť klasifikácie karov typu Z, J a S naznačuje, že v prípade Vysokých Tatier je zrejme potrebné vytvoriť inú odlišnú klasifikáciu karov zohľadňujúcu topografiu a vzájomné postavenie jednotlivých karových foriem. Nízkou úspešnosťou triedenia karov Vysokých Tatier do jednotlivých kategórií podľa nadmorskej výšky, expozície, úboče a typu karu resp. nesprávne zaradenie jednotlivých karov do skupín je možné vysvetliť nedostatočnou výpovednou a popisnou hodnotou použitých morfometrických charakteristík, z čoho vyplýva potreba pre zavedenie nových morfometrických charakteristík a indexov, ktoré by dokázali lepšie vystihnúť variabilitu morfológie karov (to predstavuje jeden z námetov pre ďalší výskum). Morfológia karov Vysokých Tatier je zrejme okrem zohľadnených faktorov prostredia (nadmorská výška, expozícia, úboč, typ karu) ovplyvnená tiež pôsobením ďalších činiteľov (puklinatosť

masívu, priebeh a smer zlomov a mylonitových pásiem a pod.), ktoré by bolo vhodné v prípadných ďalších prácach brať do úvahy.

Výsledky morfometrickej analýzy karov naznačujú, že veľmi dôležitú úlohu pri vzniku a priebehu kvartérnych zaľadnení vo Vysokých Tatrách zohrával preglaciálny reliéf a vlastnosti topografie pohoria - priebeh a nadmorská výška hlavného hrebeňa a rássoch, úklon hraste smerom na sever a odlišná morfológia dolín severnej a južnej úboče. Determinujúci vplyv na vznik a priebeh zaľadnenia vo Vysokých Tatrách teda mali špecifické rysy reliéfu pohoria a taktiež príslušnosť karu (údolného uzáveru) k úboči pohoria. Vzhľadom k symetrickému výskytu (počtu) karov vo vzájomne opačne orientovaných kategóriách expozície sa dá povedať, že región Vysokých Tatier bol podrobený niekoľkým intenzívnym cyklom kvartérneho zaľadnenia (sensu Evans, 1977; Benn a Evans, 1998). Podľa rozdielnej morfológie a čiastočne taktiež na základe rozdielov v nadmorských výškach (s ohľadom na vlastnosti topografie pohoria) karov severnej a južnej úboče sa zdá, že v oblasti Vysokých Tatier prevládali počas glaciálov vetry SZ až S smeru, čo súhlasí so závermi Lindnera et al., (2003).

Na základe výsledkov Schmidt Hammer testu ako nástroja pre relatívne datovanie skalných povrchov je možné v Batizovskej doline určiť štyri zreteľne odlišné typy morénových akumulácií. Vo Velickej doline je možné rozlíšiť päť typov morénových akumulácií, pričom morénová akumulácia reprezentovaná lokalitou V_L1 sa podľa priemernej R hodnoty výrazne odlišuje od ostatných lokalít (morén) a je preto vysoko pravdepodobné, že sa jedná o degradovaný pozostatok morény z obdobia staršieho (pravdepodobne predposledného) zaľadnenia. Všetky lokality dohromady (v Batizovskej aj Velickej doline) pokrývajú spektrum morén vzniknutých počas jednotlivých štádií posledného zaľadnenia (A - W/H, sensu Lukniš, 1968) a tiež uvedený prípad morény staršieho (predposledného) zaľadnenia. Podľa výsledkov SH testu by boli morény Luknišom (1968) zaradené do štádiálu B alebo do štádiálu C klasifikované ako akumulácie vzniknuté počas jedného postupu ľadovca, teda prislúchajúce jednému štádiálu (jeden časový horizont). Z hľadiska datovania glaciálnych tvarov reliéfu Vysokých Tatier môže byť námetom pre ďalší výskum spracovanie väčšieho počtu lokalít metódami relatívneho datovania a následne pomocou metód absolútneho datovania vytvorenie kalibračnej krivky (závislosť hodnôt R od veku testovaného podkladu).

ZDROJE A POUŽITÁ LITERATÚRA

ANDRÉ, M. F. (2009): *From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology*. In: Knight, J., Harrison, S. (Eds.): *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*. The Geological Society, London, Special Publications, vol. 320, p. 5-28

ANIYA, M., WELCH, R. (1981): *Morphometric analyses of Antarctic cirques from photogrammetric measurements*. *Geografiska Annaler. Series A, Physical geography*, vol. 63, p. 41-53

BALLANTYNE, C. (2002): *Paraglacial geomorphology*. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, p. 1935-2017

BAUMGART-KOTARBA, M., KOTARBA, A. (1997): *Würm glaciation in the Biala Woda valley, High Tatra Mountains*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 31, p. 57-81

BAUMGART-KOTARBA, M., KOTARBA, A. (2001) : *Deglaciation in the Sucha Woda and Panszczyca valleys in the Polish High Tatras*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 35, p. 7-38

BAUMGART-KOTARBA, M., KOTARBA, A. (2002): *Deglaciation in the High Tatra Mountains (Biala and Sucha Woda valleys as example)*. *Geologica Carpatica*, vol. 53, Special Issue - Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava

BAUMGART-KOTARBA, M., KRÁL, J. (2002): *Young Tectonic Uplift of The Tatra Mts (Fission track data and geomorphological arguments)*. *Geologica Carpatica*, vol. 53, Special Issue - Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava

BAUMGART-KOTARBA, M., DEC, J., KOTARBA, A., ŚLUSARCZYK, R. (2002): *Glacial trough and sediments infill of the Biala Woda valley (The High Tatra Mountains) using geophysical and geomorphological methods*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 42, p. 75-108

BENN, D.I., EVANS, D. J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London, 734 p.

BENN, I. D., LEHMKUHL, F. (2000): *Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments*. *Quaternary International*, vol. 65-66, p. 15-29

BENNETT, M. R., GLASSER, N. F. (2009): *Glacial Geology: Ice Sheets & Landforms*. 2nd ed., Chichester, England: Wiley-Blackwell, 385 pp.

BER, A. (2005): *Polish Pleistocene stratigraphy – A review of interglacial stratotypes*. *Netherlands Journal of Geosciences*, vol. 84, no. 2, p. 61-76

- BETTS, M. W., LATTA, M. A. (2000): *Rock surface hardness as an indication of exposure age: an archaeological application of the Schmidt Hammer*. *Archaeometry*, vol. 42, no. 1, p. 209-223
- BIRKENMAJER, K. (2009): *Quaternary glacigenic deposits between the Biala Woda and the Filipka valleys, Polish Tatra Mts, in the regional context*. *Studia Geologica Polonica*, vol. 132, p. 91-115
- BOLTIŽIAR, M. (2009): *Vplyv georeliéfu a morfolodynamických procesov na priestorovú štruktúru vysokohorskej krajiny Tatier*. UKF, SAV, Nitra, 158 s.
- BÖHLERT, R., EGLI, M., MAISCH, M., BRANDOVÁ, D., IVY-OCHE, S., KUBIK, P. W., HAEBERLI, W. (2011): *Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape history of the Albula region (eastern Switzerland)*. *Geomorphology*, vol. 127, no. 1-2, p. 1-13
- BROOK, M. D., KIRKBRIDE, M. P., BROCK, B. W. (2006): *Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand*. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 31, p. 1167-1175
- BUCHAR, J. (1983): *Zoogeografie*. SPN Praha, 199 s.
- CARR, S., ENGEL, Z., KALVODA, J., PARKER, A. (2007): *Towards a revised model of Quaternary mountain glaciation in the Krkonoše Mountains, Czech Republic*. In: Goudie A. S., Kalvoda, J. (Eds.): *Geomorphological Variations*. Nakladatelství P3K, Praha, p. 253-268
- CZUDEK, T. (2005): *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. Moravské zemské muzeum, Brno, 238 s.
- ČERNÁ, B., ENGEL, Z. (2011): *Surface and sub-surface Schmidt hammer rebound value variation for a granite outcrop*. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 36, p. 170-179
- ČERNÍK, A., SEKYRA, J. (1969): *Zeměpis velehor*. Academia, Praha, 396 s.
- ČERVENÝ, J. et al. (1984): *Podnebí a vodní režim ČSSR*. Státní zemědělské nakladatelství Praha, 416 s.
- DAVIS, P. T. (1999): *Cirques of the Presidential Range, New Hampshire, and Surrounding Alpine Areas in the Northeastern United States*. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 53, no. 1, p. 25-45
- DEHNERT, A., PREUSSER, F., KRAMERS, J. D., AKCAR, N., KUBIK, P. W., REBER, R. & SCHLÜCHTER, C. 2010 (July): *A multi-dating approach applied to proglacial sediments attributed to the Most Extensive Glaciation of the Swiss Alps*. *Boreas*, vol. 39, p. 620-632

- DOBIŃSKI, W. (2004): *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*. Przegląd Geograficzny, vol. 76, no. 3, p. 327-343
- DOBIŃSKI, W. (2005): *Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, Eastern and Southeastern Europe*. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 16, p. 395-398
- DREIMANIS, A., LUNDQUIST, J. (1984): *What should be called till? Striae*, vol. 20, p. 5-10
- ENGEL, Z. (2003): *Pleistocenni zalednění české části Krkonoš*. Příroda Sudetów Zachodnich, Jelenia Góra, č. 6, s. 223-234
- ENGEL, Z. (2005): *Relative-age dating of moraines in the Krkonoše Mountains, Czech Republic*. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, p.
- ENGEL, Z. (2007a): *Measurement and age assignment of intact rock strength in the Krkonoše Mountains, Czech Republic*. Zeitschrift für Geomorphologie, vol. 51, suppl. 1, p. 69-80
- ENGEL, Z. (2007b): *Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains*. In: Goudie A. S., Kalvoda, J. (Eds.): *Geomorphological Variations*. Nakladatelství P3K, Praha, p. 269-286
- EVANS, I. S. (1977): *World-Wide Variations in the Direction and Concentration of Cirque and Glacier Aspect*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, vol. 59, no. 3/4, p. 151-175
- EVANS, I. S. (1999): *Was the cirque glaciation of Wales time-transgressive or not?* Annals of Glaciology. vol. 28, p. 33-39
- EVANS, I. S. (2001): *Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes*. Geomorphology, vol. 73, p. 166-184
- EVANS, I. S. (2003): *Scale-Specific Landforms and Aspects of the Land Surface*. In: Evans, I. S., Dikau, R., Tokunaga, E., Ohmori, H., Hirano, M. (Eds.): *Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives*. Tokyo, p. 61-84
- EVANS, I. S. (2006a): *Cirque, glacial*. In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd., London, p. 154-158
- EVANS, I. S. (2006b): *Allometric development of glacial cirque form: Geological, relief and regional effects on the cirques of Wales*. Geomorphology, vol. 80, p. 245-266
- EVANS, I. S. (2006c): *Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes*. Geomorphology, vol. 73, p. 166-184

- EVANS, I. S. (2010): *Allometry, Scaling and Scale-Specificity of Cirques, Landslides and Other Landforms*. Transactions, Japanese Geomorphological Union, vol. 31, no. 2, p. 133-153
- EVANS, I. S., COX, N. J. (1995): *The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. vol. 39, p. 175-202
- EVANS, I. S., MCCLEAN, C. J. (1995): *The land surface is not unifractal: variograms, cirque scale and allometry*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Supplementband, vol. 101, p. 127-147
- FEDERICI, P. R., SPAGNOLLO, M. (2004): *Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps)*. Geografiska Annaler. Series A, Physical geography, vol. 86, no. 3, p. 235-248
- FRENCH, H. M. (2007): *The Periglacial Environment*. 3. Edition, John Wiley & Sons, Chichester, 458 p.
- GADEK, B. (2008): *The Problem of Firn-ice Patches in the Polish Tatras as an Indicator of Climatic Fluctuations*. Geographia Polonica, vol. 81, no. 1, p. 41-52
- GADEK, B., GRAVIEC, M. (2008): *Glacial ice and permafrost distribution in the Medena kotlina (Slovak Tatras): Mapped with application of GPR and GST measurements*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. 42, p. 5-22
- GADEK, B., KĘDZIA, S. (2008): *Winter Ground Surface Temperature Regimes in the Zone of Sporadic Discontinuous Permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia)*. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 19, no. 3, p. 315-321
- GADEK, B., KOTYRBA, A. (2003): *Kopalny lód lodowcowy w Tatrach? Przegląd Geologiczny*, vol. 51, no. 7, p. 571.
- GADEK, B., KOTYRBA, A. (2007): *Contemporary and fossil metamorphic ice in Medena kotlina (Slovak Tatras), as mapped by ground-penetrating radar*. Geomorphologia Slovaca et Bohemica, vol. 7, no. 1, p. 75-81
- GARCÍA-RUIZ, J. M., GÓMEZ-VILLAR, A., ORTIGOSA, L., MARTÍ-BONO, C. (2000): *Morphometry of Glacial Cirques in the Central Spanish Pyrenees*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, vol. 82, no. 4, p. 433-442
- GIBBARD, P., van KOLFSCHOTEN, T. (2004): *The Pleistocene and Holocene Epochs*. In: Gradstein, F. M., Ogg, James G., Smith, A. Gilbert (Eds.): *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge
- GLASSER, N. F., BENNETT, M. R. (2004): *Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology*. Progress in Physical Geography, vol. 28, no. 1, p. 43-75
- GLOWACINSKI, Z., MAKOMASKA-JUCHIEWICZ, M. (1992): *Fauna of the Polish Tatra Mountains*. Mountain Research and Development, vol. 12, no. 2, p. 175-191

- GORDON, J. E. (1977): *Morphometry of cirques in the Kintail–Affric–Cannich area of northwest Scotland*. Geografiska Annaler, vol. 59A, p. 177-94
- GOUDIE, A. S. (2006a): *The Schmidt Hammer in geomorphological research*. Progress in Physical Geography, vol. 30, no. 6, p. 703-718
- GOUDIE, A. S. (2006b): *Weathering pit*. In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd., London, p. 1115-1116
- GRAF, W. L. (1970): *The geomorphology of the glacial valley cross section*. Arctic and Alpine Research, vol. 2, no. 4, p. 303-312
- GRAF, W. L. (1976): *Cirques as glacier locations*. Arctic and Alpine Research, vol. 8, no. 1, p. 79-90
- HARBOR, J. M., WHEELER, D. A. (1992): *On the mathematical description of glaciated valley cross sections*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 15, p. 369-377
- HARBOR, J. M., HALLET, B., RAYMOND, C. F. (1988): *A numerical model of landform development by glacial erosion*. Nature, vol. 333, p. 347-349
- HÄUSELMANN, Ph., FIEBIG, M., KUBIK, P.W., H. ADRIAN, H. (2007): *A first attempt to date the original “Deckenschotter” of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides*. Quaternary International, vol. 164-165, p. 33-42
- HAYNES, V. M. (1968): *The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland*. Geografiska Annaler. Series A, Physical geography, vol. 50, no. 4, p. 221-234
- HENDL, J. (2004): *Přehled statistických metod zpracování dat. Analýza a metaanalýza dat*. 1. vydání. Portál, Praha, 584 s.
- HENDRYCH, R. (1983): *Fytogeografie*. SPN Praha, 220 s.
- HÓK, J., KAHAN, Š., AUBRECHT, R. (2001): *Geológia Slovenska*. Univerzita Komenského, Bratislava, 43 s.
- HOOKE, R. L. (1991): *Positive feedbacks associated with erosion of glacial cirques and overdeepenings*, Geological Society of America Bulletin, vol. 103, p. 1104-1108
- HOOKE, R. L. (2005). *Principles of Glacier Mechanics*. Cambridge University Press, 2nd ed., 448 pp.
- HUBBARD, B., GLASSER, N (2005): *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. 1. ed. Chichester, John Wiley and Sons Ltd., 400 pp.
- HUGGETT, R. J. (1988): *Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review*. CATENA, vol. 32, no. 3-4, p. 155-172
- HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L. WOODWARD, J. C. (2007): *Geological controls on Pleistocene glaciation and cirque form in Greece*. Geomorphology, vol. 88, p. 242-253

Hydrologické pomery ČSSR. Hydrometeorologický ústav Praha, 1965

CHURCH, M., MARK, D. M. (1980): *On size and scale in geomorphology*. Progress in Physical Geography, vol. 4, no. 3, p. 342-390

IVERSON, N. R. (1991): *Potential effects of subglacial water pressure on quarrying*. Journal of Glaciology, vol. 37, p. 27-36

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SCHLÜCHTER, Ch. (2006): *The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl and ^{21}Ne* . In: Siame, L.L., Didier, L. B., Brown, E. T. (Eds.): In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes. The Geological Society of America, p. 43-61

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W., SCHLÜCHTER, Ch. (2008): *Chronology of the last glacial cycle in the European Alps*. Journal of Quaternary Science, vol. 23, no. 6-7, p. 559-573

JAMES, L. A. (1996): *Polynomial and power functions for glacial valley cross section morphology*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 21, p. 413-432

JANÁK, M., PLAŠIENKA, D., PETRÍK, I. (2001): *Excursion to the Tatra Mountains, Central Western Carpathians: Tectonometamorphic Records of Variscan and Alpine Orogeny*. Geolines, vol. 13, p. 141-148

JARMAN, D. (2009): *Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening*. In: Knight, J., Harrison, S. (Eds.): Periglacial and Paraglacial Processes and Environments. The Geological Society, London, Special Publications, vol. 320, p. 103-131

JUREWICZ, E. (2007): *Multistage evolution of the granitoid core in Tatra Mountains*. Granitoids in Poland, AM Monograph, no. 1, p. 307-317

KALVODA, J. (1974): *Geomorfologický vývoj hřebenové části Vysokých Tater*. - Rozpr. Čs. Akad. Věd, Řada mat. přír. věd, ročník 84, sešit 6, Academia, Praha, 65 s.

KŁAPPA, M. (1980): *The problems of the perennial snow patches in the Polish Tatra Mountains*. In: World Glacier Inventory – Inventaire mondial des glaciers (Proceedings of the Workshop). IAHS – AISH Publ. No. 126, Bartholomew Press, Dorking, p. 173-179

KLIMASZEWSKI, M. (1966): *Views on the geomorphological development of the Polish Western Carpathians during the Quaternary*. Geographia Polonica - Geomorphological problems of Carpathians II., vol. 10, p. 51-88

KLIMASZEWSKI, M. (1988): *Rzeźba Tatr Polskich*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 668 s.

KLIMENT, J. (2003): *Zamyslenie sa nad (súčasným) fyto geografickým členením Slovenska (poznámky k vybraným fytochoriónom)*. Bulletin Slovenskej Botanickéj Spoločnosti, roč. 25, s. 199-224

KNIGHT, P. G. (2006): Moraine. In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd., London, p. 691-694

KORUP, O., CLAGUE, J. J., HERMANN, R. L., HEWITT, K., STROM, A. L., WEIDINGER, J. T. (2007): *Giant landslides, topography, and erosion*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 261, no. 3-4, p. 578-589

KOTARBA, A. (1971): *The course and intensity of present-day superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. 5, p. 111-127

KOTARBA, A. (1992): *Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains*. Mountain Research and Development, vol. 12, no. 2, p. 105-129

KOTARBA, A. (2006): *The Little Ice Age in the High Tatra Mountains*. Studia Quaternaria, vol. 23, p. 47-53

KOTARBA, A. (2007): *Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr*. Przegląd Geograficzny, vol. 79, no. 2, p. 199-213

KOVÁČ, M., MICHALÍK, J., PLAŠIENKA, D., MAŤO, E. (1993): *Alpínsky vývoj Západných Karpát*. Masarykova univerzita Brno, 96 s.

KŘÍŽEK, M. (2007): *Periglacial landforms above the alpine timberline in the High Sudetes*. In: Goudie, A. S., Kalvoda, J. (Eds.): *Geomorphological Variations*. P3K, Prague, p. 313-338

KŘÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL, Z. (2007a): *Zákonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa*. Opera Corcontica, roč. 44, č. 1, s. 67-80

KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL, Z. (2007b): *Construction and characteristics of k-curve as a means of determination of cirque remodelation*. In: Sborník abstrakt - 13. kvartér 2007, Rozsková, A., Ivanov, M. (Eds.), Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Moravské zemské muzeum, Česká geologická společnost, 1. vydání, Brno: Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty, s.19-20

KŘÍŽEK, M., VOČADLOVÁ, K., ENGEL, Z. (2008): *Construction and characteristics of k-curve as means of determination of cirque remodelation*. 3. Mitteleuropäische Geomorphologietagung (Geomorphologie in Wissenschaft und Praxis - Kompetenzen und Herausforderungen). In: Schrott, L., Otto, J.-Ch., Tagungsband. (Eds.), Universität Salzburg, p.114

KŘÍŽEK, M., TREML, V., ENGEL, Z. (2010): *Morphometry of patterned ground in the High Sudetes, Vosges and High Tatras*. In: Geomorfologický sborník 9, Křížek, M., Nyplová, P., Vočadlova, K., Borská, J. (Eds.), Přf UK, 1. vydání, Praha, 2010, s. 81-82

KSANDR, J. (1951): *Postglaciální geomorfologie dolin jižního svahu Vysokých Tater a praktický význam suťových pokryvů*. Disertační práce. Praha, 111 s.

KUKLA, G. (2005): *Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating*. Quaternary Science Reviews, vol. 24, p. 1573-1583

KUNSKÝ, J. (1974): *Československo fyzicky zeměpisně*. SPN Praha, 251 s.

LAMPARSKI, P., KĘDZIA, S. (2007): *Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of ground penetrating radar investigations*. Geomorphologia Slovaca et Bohemica, vol. 7, no. 1, p. 82-88

LINDNER, L., DZIERZEK, J., MARCINIAK, B., NITYCHORUK, J. (2003): *Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits*. Geological Quarterly, Warszawa, vol. 47, no.3, p. 269-280

LINDNER, L., NITYCHORUK, J. and BUTRYM, J. (1993): *Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca*. Przegląd Geologiczny., vol. 41, no. 1, p. 10-21

LITT, T., SCHMINCKE, H. U., FRECHEN, M., SCHLÜCHTER, C. (2008): *Quaternary*. In: McCann, T. (ed.): *The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. The Geological Society Publishing House, London, p. 1287-1340

LÓPEZ-MORENO, J. I., NOGUÉS-BRAVO, D., CHUECA-CÍA, J., JULIÁN-ANDRÉS, A. (2006): *Glacier development and topographic context*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 31, no. 12, p. 1585-1594

LUKNIŠ, M. (1961): *Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska*. Osveta, Bratislava, 376 s.

LUKNIŠ, M. (1964): *The course of Last Glaciation of the Western Carpathians in relation to the Alps, to the glaciation of Northern Europe, and to division of the Central-European Würm into periods*. Geografický časopis, roč. 16, č. 2, s. 127-142

LUKNIŠ, M. (1973): *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 376 s.

MacGREGOR, K. R., ANDERSON, R. S., WADDINGTON, E. D. (2009): *Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys*. Geomorphology, vol. 103, no. 2, p. 189-204

MARTINI, I.P., BROOKFIELD, M.E., SADURA, S.: (2001): *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 381 pp.

MELOUN, M., MILITKÝ, J. (2002): *Kompendium statistického zpracování dat*. Academia, Praha, 764 s.

MELOUN, M., MILITKÝ, J., HILL, M. (2005): *Počítačová analýza vícerozměrných dat v příkladech*. Academia, Praha, 449 s.

McMASTER, R. (1997): In Memoriam: George F. Jenks (1916-1996). *Cartography and Geographic Information Science*, vol. 24, no. 1, p.56-59

MIČIAN, E. (1959): *Geomorfológia a kvartér Bielovodskej doliny vo Vysokých Tatrách*. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Geographica, Bratislava, roč. 1, s. 85-130

MIDRIAK, R. (1983): *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 512 s.

MIDRIAK, R. (2001): *Recentná a súčasná morfogénéza reliéfu supramontánneho, subalpínskeho a alpínskeho stupňa Tatier (Slovensko)*. Geomorphologia Slovaca, roč. 1, č. 1, s. 74-77

MIGONĚ, P. (1999): *The role of preglacial relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with special reference to the Karkonosze Mountains*. Zeitschrift für Geomorphologie, suppl. 113, p. 33-44

MINDRESCU, M., EVANS, I. S., COX, N. J. (2010): *Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: palaeowind directions during glacial periods*. Journal of Quaternary Science, vol. 25, no. 6, p. 875-888

MIREK, Z., MIRKOWA, H. P. (1992): *Flora and Vegetation of the Polish Tatra Mountains*. Mountain Research and Development, vol. 12, no. 2, p. 147-173

MITCHELL, S. G., MONTGOMERY, D. R. (2006): *Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA*. Quaternary Research, vol. 65, no. 1, p. 96-107

NESJE, A. (2006): *Trimline, Glacial*. In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd., London, p. 1062-1063

NESJE, A. (2007): *PaleoELAs*. In: Elias, S. A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, p. 882-892

NIEDZWIEDZ, T. (1992): *Climate of the Tatra Mountains*. Mountain Research and Development, vol. 12, no. 2, p. 131-146

OLYPHANT, G. A. (1977): *Topoclimate and the Depth of Cirque Erosion*. Geografiska Annaler. Series A, Physical geography, vol. 59, no 3/4, p. 209-213

OLYPHANT, G. A. (1981): *Allometry and cirque evolution*. Geological Society of America Bulletin Part I 92, p. 679-685

OSKIN, M., BURBANK, D. W. (2005): *Alpine landscape evolution dominated by cirque retreat*. Geology, vol. 33, p. 933-936

PLANT, J.A., WHITTAKER, A., DEMETRIADES, A., De VIVO, B., LEXA, J. (2005): *Geological and Tectonic Framework of Europe*. In: Salminen, R. (ed.): *Geochemical Atlas of Europe, Part 1.*, FOREGS, p.

PLESNÍK, P. (1971): *Horná hranica lesa vo Vysokých a Belanských Tatrách*. Bratislava, Veda, 237 s.

PLESNÍK, P. (1978): *Man's Influence on the Timberline in the West Carpathian Mountains, Czechoslovakia*. *Arctic and Alpine Research*, vol. 10, no. 2, p. 491-504

PORUBSKÝ, A. (1991): *Vodné bohatstvo Slovenska*. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 318 s.

RACZKOWSKA, Z. (1995): *Nivation in the High Tatras, Poland*. *Geografiska Annaler. Series A, Physical geography*, vol. 77, no. 4, p. 251-258

RAK, J., ŠAMAJ, F. (1982): *Vplyv morfológie vysokých pohorí Československých Karpát na ročný chod hlavných klimatických prvkov*. *Geografický časopis*, roč. 34, č. 1; s. 3-19

RASEMANN, S., SCHMIDT, J., SCHROTT, L., DIKAU, R. (2004): *Geomorphometry in mountain terrain*. In: Bishop, M. P., Shroder, J. F. (Eds.): *Geographic information science and mountain geomorphology*. Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, Berlin, p. 101-146

REUTHER, A.U., URDEA, P., GEIGER, Ch., IVY-OCHS, S., NILLER, H.P., KUBIK, P.W., HEINE, K. (2007): *Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ¹⁰Be exposure ages and pedological investigations*. *Quaternary International*, vol. 164-165, p. 151-169

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE-PIEDRABUENA, M. A., SERRANO-MUELA, M. P., MARTÍ-BONO, C., GARCÍA-RUIZ, J. M. (2009): *Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain)*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 53, no. 1, p. 47-68

SÁNCHEZ, S. J., MOSQUERA, D. F., VIDAL ROMANÍ, J. R. (2009): *Assessing the ageweathering correspondence of cosmogenic ²¹Ne dated Pleistocene surfaces by the Schmidt Hammer*. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 34, no. 8, p. 1121-1125

SEKYRA, J. (1960): *Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR*. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 165 s.

SHAKESBY, R. A. (1997): *Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications*. *Progress in Physical Geography*, vol. 21, no. 3, p. 394-418

SHAKESBY, R. A., MATTHEWS, J. A., OWEN, G. (2006): *The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments*. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, p. 2846-2867

- SHAPIRO, S. S., WILK, M. B. (1965): *An analysis of variance test for normality (complete samples)*. Biometrika, vol. 52, p. 591-611
- SCHLÜCHTER, C. (2004): *The Swiss glacial record – a schematic summary*. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part I: Europe*, Elsevier, Amsterdam, p. 413-418
- SLAYMAKER, O. (2009): *What is 'Paraglacial'?* In: Knight, J., Harrison, S. (Eds.): *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*. The Geological Society, London, Special Publications, vol. 320, p. 71-84
- SUMMER, P., NEL, W. (2002): *The effect of rock moisture on Schmidt hamer rebound: teta on rock symplex from Orion Island and South Africa*. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 27, no.10, p.1137-1142
- ŠÁLY, R. a kol. (2000): *Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska*. VÚPaOP: Bratislava, 76 s.
- THORN, C. E. (2006): *Nivation*. In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd., London, p. 718-720
- THORN, C. E., HALL, K. (2002). *Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration*. *Progress in Physical Geography*, vol. 26, no. 4, p. 533-550
- TRENHAILE, A. S. (1975): *Cirque Elevation in the Canadian Cordillera*. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 65, no. 4, p. 517-529
- URDEA, P. (2001): *Glacial Relief and Pleistocene Glaciation in Retezat Mountains (Transylvanians Alps, Romania)*. *Geographica Pannonica*, vol. 5, p. 4-7
- URDEA, P. (2004): *The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*, Elsevier, Amsterdam, p. 301-308
- VAN EVERDINGEN R. O. (1998): *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO, 90 p.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1998): *Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy*. *CATENA*, vol. 34, no. 1-2, p. 157-183
- VILBORG, L. (1976): *The Cirque Forms Of Swedish Lapland*. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, vol. 59, no. 3/4, p. 89-150
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London, 406 p.
- WATCHMAN, A. L., TWIDALE, C. R. (2002): *Relative and 'absolute' dating of land surfaces*. *Earth-Science Reviews*, vol. 58, p. 1-49

Mapy, atlasy

Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava: Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica: Slovenská agentúra životného prostredia, 2002, 344 s.

LUKNIŠ, M. (1968): *Geomorphological Map of the Vysoké Tatry Mts. (High Tatra Mts.) and Their Foreland*. 1 : 50 000, GÚDŠ, Faculty of Natural Sciences of the Comenius University, Bratislava

NEMČOK, J., BEZÁK, V., BIELY, A., GOREK, A., GROSS, P., HALOUZKA, R., JANÁK, M., KAHAN, Š., MELLO, J., REICHWALDER, P., ZELMAN, J. (1994): *Geologická mapa Tatier*, 1 : 50 000, GÚDŠ, Bratislava

Vysoké Tatry - Atlas ortofotomáp 1:15 000, Geodis Brno, s.r.o., 2006, 128 s.

Wojskowy Instytut Geograficzny – Mapa Taktyczna Polski 1:100 000. List P 52/S 30 Tatry Wysokie. [online]. 2008 [cit. 2009-04-06]. Dostupný z WWW: <http://igrek.amzp.pl/WIG100_P52_S30>

Internetové zdroje

Das Klima in Kasprowy Wierch [online]. 2007 [cit. 2009-03-11]. Dostupný z WWW: <<http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html>>.

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years [online]. 2010 [cit. 2011-01-15]. Dostupný z WWW: <[http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/charts/chartversions/POSTERSTRAT_v2010\(2\).jpg](http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/charts/chartversions/POSTERSTRAT_v2010(2).jpg)>.

Software

ESRI, Inc. (2008): *ArcMap, version 9.3*, <http://www.esri.com>

Golden Software, Inc. (2009): *Surfer (Surface Mapping System), version 9.8.669*, <http://www.goldensoftware.com>

Golden Software, Inc. (2010): *Grapher (Graphing System), version 8.2.460*, <http://www.goldensoftware.com>

StatSoft, Inc. (2009): *STATISTICA (data analysis software system), version 9.0*, <http://www.statsoft.com>