

Západočeská univerzita v Plzni

Fakulta filozofická

Diplomová práce

2013

Veronika Kupková

Západočeská univerzita v Plzni

Fakulta filozofická

Katedra politologie a mezinárodních vztahů

Studijní program Učitelství pro SŠ

Studijní obor Základy společenských věd a Geografie

Diplomová práce

**Klasifikace ledovcových forem reliéfu Vysokých Tater
podle stáří odlednění v průběhu pozdního glaciálu**

Veronika Kupková

Vedoucí práce:

Doc. RNDr. Pavel Mentlík, Ph.D.

Centrum biologie, geověd a envigogiky

Fakulta pedagogická Západočeské univerzity v Plzni

Plzeň 2013

Prohlašuji, že jsem práci zpracovala samostatně a použila jen uvedených pramenů a literatury.

Plzeň, duben 2013

.....

Na tomto místě bych ráda poděkovala především vedoucímu práce Doc. RNDr. Pavlu Mentlíkovi, Ph.D. za ochotu a odborné rady při vedení mé závěrečné práce. Další poděkování patří Dr. I. S. Evansovi z Durham University za velmi cenné rady, konzultace a výměnu zkušeností, a také Dr. I. Cristeovi z Universitatea Ștefan cel Mare, Suceava za individuální konzultace při řešení GIS otázek a pomoc s dalšími mapovými programy.

V neposlední řadě také děkuji Filozofické fakultě ZČU za to, že mi umožnila během magisterského studia vycestovat do zahraničí a strávit tak dva velice inspirativní a obohacující semestry na University of Salford, Manchester a na Universitatea Ștefan cel Mare, Suceava.

1 OBSAH

2	ÚVOD	7
3	CÍLE PRÁCE	9
4	ROZBOR LITERATURY	10
4.1	Geologicko-geomorfologický vývoj zájmového území.....	10
4.2	Erozní činnost ledovce.....	17
4.2.1	<i>Formy glaciální eroze</i>	17
4.2.2	<i>Formy reliéfu v krajině zasažené glaciální erozí</i>	18
4.3	Akumulační činnost ledovce.....	28
4.4	Glaciofluviální formy reliéfu.....	30
4.5	Kvartérní zalednění	32
4.6	Dnešní klima Vysokých Tater	35
5	VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	38
5.1	Postup při vymezování forem.....	40
5.2	Software	41
6	MORFOMETRIE	42
6.1	Výpočet jednotlivých charakteristik	45
6.2	Statistické výpočty	48
7	STATISTICKÁ ANALÝZA	49
7.1	Jižní svah – vybrané charakteristiky karů.....	49
7.2	Severní svah – vybrané charakteristiky karů	53
7.3	Vybrané charakteristiky karů – celé Vysoké Tatry.....	57
8	DATOVÁNÍ OBNAŽENÝCH FOREM RELIÉFU (DEGLACIACE)	74
8.1	Deglaciace v dolině Sucha Woda a Pańszczyca (polské Vysoké Tatry)	75
8.2	Chronologie deglaciace v dolině Biała Woda a Sucha Woda.....	77
8.3	Chronologie kvartérního zalednění Tater.....	79

8.4	Klima během LGM v polských Vysokých Tatrách.....	81
8.5	Chronologie zalednění Pięciu Stawów Polskich (dolina Roztoka)	83
8.6	Deglaciace doliny Za Mnichem, Rybi Potok.....	86
8.7	Deglaciace ve Studených dolinách	89
8.8	Rozšíření poznatků o datování glaciálních forem na základě morfometrických charakteristik karů.....	91
9	DISKUZE VÝSLEDKŮ	96
10	ZÁVĚR	99
11	RESUMÉ.....	101
12	SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ	102
13	SEZNAM OBRÁZKŮ.....	109
14	SEZNAM GRAFŮ.....	110
15	SEZNAM TABULEK.....	112
16	PŘÍLOHY	114

2 ÚVOD

Předložená diplomová práce se zabývá reliktními glaciálními tvary reliéfu ve Vysokých Tatrách. Snaží se komplexně popsat problematiku morfometrie karů a najít souvislosti v deglaciaci dolin během posledních období zalednění. Studie navazuje na bakalářskou práci KUPKOVÉ (2011), jejímž cílem bylo vytvoření databáze glaciálních forem pro část slovenského území Vysokých Tater.

Hlavním cílem této práce je poskytnout ucelený pohled na zkoumané území (tedy vytvořit ucelený pohled jak na jižní, tak severní část Vysokých Tater – včetně polské části, která dosud nebyla zpracována) a tak vytvořit základ pro další, interdisciplinární výzkum.

Výstupem bude jednotná geodatabáze glaciální tvarů (karů a karových plošin) pro celé Vysoké Tatry, slovenskou i polskou část, vč. vybraných morfometrických charakteristik. Dalším dílčím cílem je shromáždit dosavadní absolutní data k deglaciaci Vysokých Tater a pokusit se rozšířit tyto poznatky na základě zjištěných morfometrických charakteristik karů na dosud nedatované formy. Základem pro tento krok bude vytipování takových morfometrických charakteristik karů, jež mají nejvýraznější vztah k deglaciaci dané formy.

Výstupem by pak měla být geodatabáze s předpokládanou dobou deglaciace a u každé glaciální formy.

Samotná práce je členěná do kapitol a podkapitol. Nejprve se věnuje cílům studie (*Kapitola 3*) a rozboru literatury (*Kapitola 4*) z pohledu geologicko-geomorfologického vývoje, působení zalednění na reliéf a roli klimatu. Následuje praktická část, ve které je vymezeno zájmové území (*Kapitola 5*), přiblížena morfometrie a jednotlivé morfometrické charakteristiky (*Kapitola 6*). Dále text doplňuje statistická analýza těchto charakteristik (*Kapitola 7*), zhodnocení geomorfometrických poměrů ve Vysokých Tatrách a dále i publikovaných studií týkajících se deglaciace (*Kapitola 8*). Závěr této sekce (*Podkapitola 8.8*) pojednává o samotné deglaciaci a zabývá se stanovením chronologie odlednění. Na konci práce jsou diskutovány výsledky (*Kapitola 9*) a uveden seznam použité literatury.

3 CÍLE PRÁCE

Tato práce statisticky a vizuálně zpracovává morfometrické charakteristiky glaciálních karů ve Vysokých Tatrách. Rozsahem i metodicky navazuje na práci KUPKOVÉ (2011), která již zčásti území analyzovala.

Dílčí cíle byly stanoveny takto:

1. Identifikovat všechny glaciální kary ve Vysokých Tatrách
2. Doplnit, zpřesnit stávající geodatabázi morfometrických charakteristik ledovcových karů (GIS),
3. Vytvořit klasifikaci těchto ledovcových forem na severním i jižním svahu pohoří podle stáří odlednění (za využití informací o morfometrii karů),
 - a) Seznámit se s výsledky dosud publikovaných datování.
 - b) Vytvořit typologii forem dle výsledků dosavadních studií (rozklasifikovat tyto doliny).
 - c) Klasifikovat takto ledovcové formy a následně použít na celé pohoří.
4. Vytvořit geodatabázi, která bude obsahovat klasifikaci karů podle stáří deglaciace, vč. grafického znázornění.

Hypotéza

Předpokládáme, že stejné stáří odlednění bude u těch karů, které mají podobné morfometrické charakteristiky.

4 ROZBOR LITERATURY

4.1 Geologicko-geomorfologický vývoj zájmového území

Vysoké Tatry jsou nejsevernější morfostrukturní jednotkou Západních Karpat, které spolu s Východními, Jižními a Srbskými Karpaty tvoří jeden orogén (členění Karpat zobrazuje schéma na *Obr. 4.1*). Celý karpatský oblouk je součástí Alpsko-karpatského horského pásma, resp. Alpsko-himalájského geomorfologického systému.



Obr. 4.1 Schematické členění Karpat.

Upraveno dle CARPATHIAN ECOREGION INITIATIVE [online].

Západní část mladého alpinského pohoří obklopují části Severoevropské platformy, která byla konsolidována v době paleozoika – Český masiv ze západu a Polská platforma ze severozápadu a severu. Dnešní vzhled oblasti je převážně ovlivněn vrásněním z doby konce druhohor (pozdní Jura), které pokračovalo až do pozdního kenozoika v období třetihor (MINÁR et al., 2011:159). Výsledkem kolize relativně stabilní Severoevropské desky s mikrodeskami Alcapa a Tisza-Dacia

(zobrazeno na Obr. 4.2) byl orogén výrazně vyklenutý k severovýchodu, resp. východu a jihu (rozpínání Panonské oblasti a tlak alpinského bloku) (LORINCZI, 2010:74). Panonský region byl následně plněn sedimenty z okolních zdvihajících se pohoří (říční transport) (MINÁR et al., 2011:161). V oblasti čelní předhlubně došlo k zaplavení mořem a v tomto prostředí se mohl začít ukládat transportovaný materiál. Tektonické pohyby a seizmická aktivita způsobily, že sedimenty se ukládaly v cyklických vrstvách (slepence, jílovce, pískovce) a vzniklo tak flyšové pásmo (SMOLOVÁ [online]).

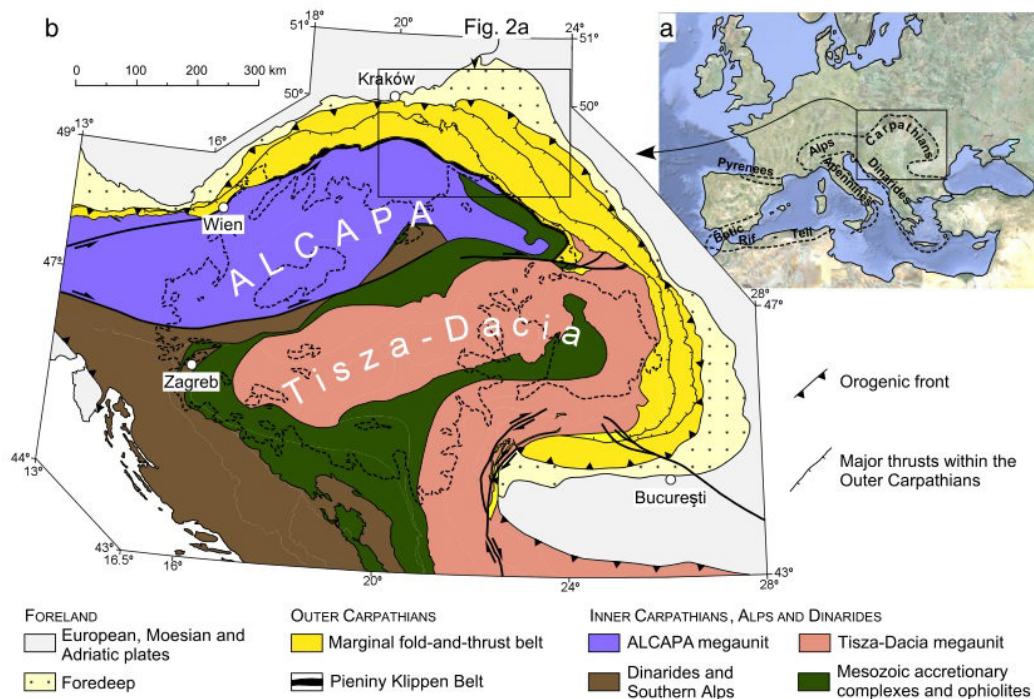


Fig. 1. a) Position of the Carpathians within the circum-Mediterranean orogenic belt. b) General geological map of the Carpathian-Pannonian area after Schmid et al. (2008), reduced and simplified. The main structural zones are the foredeep, the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and the Inner Carpathians, the latter consisting of the ALCAPA and Tisza-Dacia hinterland plates. Dashed outline embraces the area occupied by the Miocene-Pliocene sedimentary-efusive infill of the Pannonian Basin.

Obr. 4.2 Geologické schéma karpatsko-panonské oblasti.

Zdroj GAĞAŁA & VERGÉS et al. (2012:224).

S tektonickou aktivitou také souvisí neovulkanismus, jehož pozůstatky (andezity, čediče, ryolity) jsou patrné ve středním Slovensku (Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Cerová vrchovina) a Vihorlatských vrších (MINÁR et al., 2011:161). Seizmicky činná je i oblast jihovýchodních Karpat na území Rumunska (region Berca).

Z geologického hlediska můžeme provincii Západní Karpaty (soustava Alpsko-himalájská, podsoustava Karpaty) rozdělit podle převažujících hornin (MINÁR et al., 2011:159) na tři subprovincie:

- *Vnější Západní Karpaty* na jurském až miocénním flyši s příkrovovou stavbou (Beskydy),
- *Oblast sedimentárních hornin post-triasového stáří* (vápenec, dolomit; Belianské Tatry) a *druhohorních vulkanitů*,
- *Centrální Západní Karpaty* (Tatry).

Obdobné členění uvádí také GRYGAR [online] na Obr. 4.3.

- Subprovincie *Vnější Západní Karpaty* (čelní předhlubeň, flyšové pásmo, bradlové pásmo),
- *Centrální Západní Karpaty* (jádrová pohoří – vč. tatrika, fatrika, hronika),
- *Vnitřní Západní Karpaty* (gemerské pásmo).



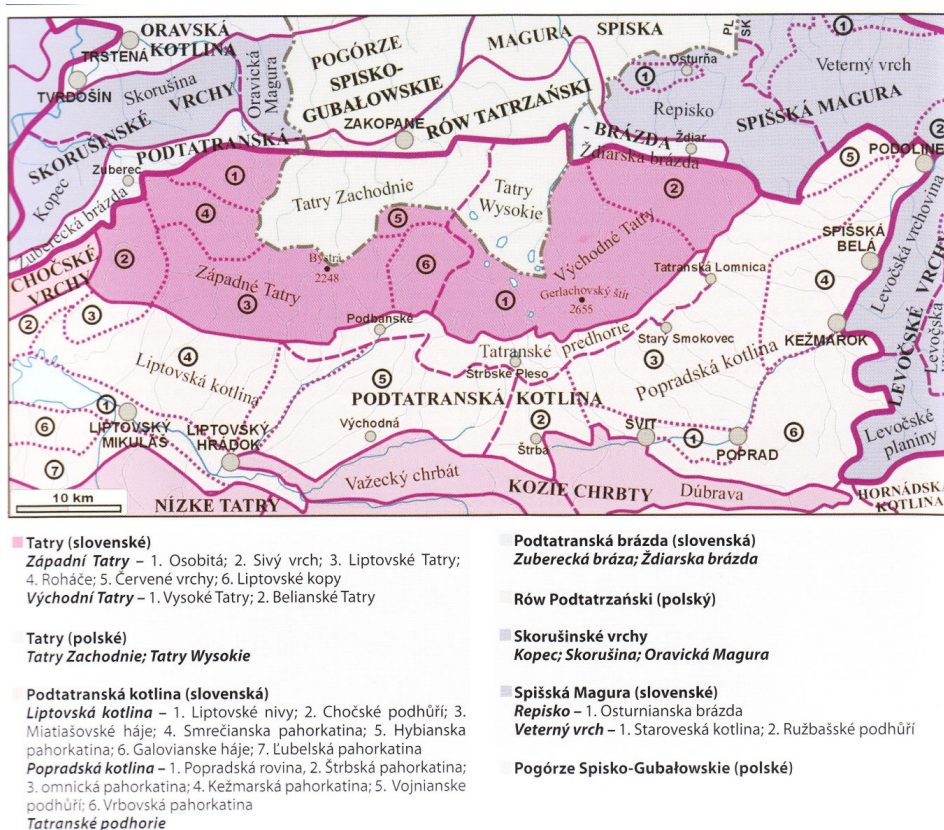
Obr. 4.3 Členění Západních Karpat na jednotlivé subprovincie.

Zdroj GRYGAR [online].

Jednotka *Tatricum* je tvořena krystalickým jádrem před-alpinního stáří (převážně granitoidy, méně jsou zastoupeny krystalické břidlice s vrstvou druhohorních sedimentů (křemence, vápence, dolomity, jílovité břidlice, slepence, křemité pískovce, slíny) (SPRÁVA TANAP [online]; MIDRIAK, 1983:284). Ty však byly v jádrových pohořích odstraněny a zůstalo jen obnažené krystalické jádro.

Vymezení Tater od okolního reliéfu je velmi zřetelné, jak je zřejmé z Obr. 4.4, neboť jsou ohraničeny zlomovým systémem. Na jihu tuto oblast tvoří Podtatranská (vnitrohorská) kotlina, do které spadají typické *facetové* svahy (MIDRIAK, 1983:280). Tyto trojúhelníkovité plochy nazývané *úplazy* mají sklon 40° – 20° a pokrývá je různé množství sutí (LUKNIŠ, 1973:242).

Na severu se významněji projevuje odlišné podloží; hranici tvoří Podtatranská brázda (s podcelky Ždiarskou a Zubereckou brázdou a Róvem Podtatrzańskim – kotlina kolem Zakopaneho) (BALÁŽ et al., 2010:34).



Obr. 4.4 Vymezení Tater od okolních jednotek reliéfu.

Zdroj BALÁŽ et al. (2010:3).

Celek Tatry má charakter klenby s asymetrickým vyzdvižením – její vrchol se nachází v severovýchodní části (odpovídá nejvyšším vrcholům). Asymetrie se dále projevuje i tak, že nejvyšší vrcholy pohoří neleží v hlavním hřebeni, ale v hřebenech vybíhajících k jihu (rychlejší zdvih jižní strany pohoří). Autoři MIDRIAK (1983:283) a LUKNIŠ (1973:24) uvádějí, že odlišné jsou i průměrné sklony dolin na obou stranách pohoří – většího sklonu dosahují jižně orientovaná údolí. Rozlámáním a popraskáním klenby vznikl systém hřbetů (rozsochy) a kotlin (doliny), stále pod vlivem aktivní tektoniky (BALÁŽ et al., 2010:38). Morfostrukturně jsou Tatry hrástí (podle LUKNIŠE, 1973:216; přesněji klenbohrástí podle BALÁŽE et al., 2010:38), která byla ovlivněna neogénním zdvihem (rozpínání mezihorského prostoru) (MINÁR et al., 2011:160). Naopak Podtatranská kotlina má charakter příkopové propadliny - relativně poklesnuté kry (BALÁŽ et al., 2010:38).

Celková rozloha Tater činí 795 km² (175 km² v Polsku) a dělí se na dva geomorfologické podcelky: *Západní Tatry* (Osobitá, Sivý vrch, Liptovské Tatry, Roháče, Červené vrchy, Liptovské kopy) a *Východní Tatry* (Vysoké Tatry, Belianské Tatry) (BALÁŽ et al., 2010:34 – viz *Obr. 4.4* na předchozí straně).

Hranice mezi oběma podcelky vede od Ľaliového sedla (hlavní hřeben) do sedla Závory (Liptovské kopy) a do Kôprové doliny. Na polské straně vede od Ľaliového sedla do doliny Gašienicowe, dolinou Suche Wody.

Belianské Tatry (s celkovou délkou 14 km) od Vysokých Tater odděluje dolina Zadných Meďodolů a dolní Javorová dolina, přes Kopské sedlo dále k východu dolina Predných Meďodolů a přes úpatí Bujačího vrchu dolina Siedmych prameňov (BALÁŽ et al., 2010:34). Hlavní hřeben Vysokých Tater je tedy dlouhý 26 km (Svinica – Jahňací štít), směrem k jihu vypouklý, s vrcholy kolem 2 400 – 2 500 m (SPRÁVA TANAP [online]). Deset vrcholů však přesahuje výšku 2 600 m n. m. a jejich seznam je uveden v *Tab. 4.1*. Skutečnost, že hlavní hřeben není přímý ale spíše esovitý, ovlivnila zpětná eroze (ledovců) na protilehlých svazích.

Tab. 4.1 Nejvyšší vrcholy Vysokých Tater.
Vlastní zpracování dle BALÁŽ et al. (2010:36).

Pořadí	Vrchol	Nadmořská výška [m n. m.]
1.	Gerlachovský štít	2 654
2.	Gerlachovská veža	2 642
3.	Lomnický štít	2 634
4.	Ľadový štít	2 627
5.	Pyšný štít	2 621
6.	Zadný Gerlach	2 616
7.	Lavínový štít	2 606
8.	Malý Ľadový štít	2 603
9.	Kotlový štít	2 601
10.	Lavínová veža	2 600
	Západní Tatry Bystrá	2 248
	Belianské Tatry Havran	2 152

Na dnešním vzhledu reliéfu se projevíly jak geologicko-geomorfologické prerekvizity, tak zejména pozdně třetihorní a čtvrtohorní procesy (MINÁR et al., 2011:162). Relativně mladé působení exogenních činitelů zanechalo stopy ve formě fluviálních (říční terasy), periglaciálních (kamenná moře, strukturní půdy) i glaciálních (kary) forem. Právě ty daly pohoří charakteristický ráz - ostré štíty, doliny, vodopády, morény a plesa, jejichž vybrané charakteristiky uvádí *Tab. 4.2*.

Z doby kvartérního zalednění přetrvaly i rostlinné a živočišné glaciální relikty (dryádka osmiplátečná, medvědík alpský, iskerník ledovcový, stračonožka tatranská; kamzík tatranský, svišť tatranský, hraboš sněžný tatranský) (SPRÁVA TANAP [online]).

Na vápencovém reliéfu se vytvořily typické krasové jevy (škrapy, vyvěračky, propasti, jeskyně – Tristarská propast, Belianská jeskyně) a stupňovité doliny daly vzniknout mnoha vodopádům (Kmeťov vodopád, vodopády Studeného potoka) (SLOVENSKÁ SPELEOLOGICKÁ SPOLEČNOST [online]).

Je třeba však zdůraznit, že výsledný reliéf nelze datovat do jednoho konkrétního období – je výsledkem působení mnoha procesů.

Tab. 4.2 Vybrané charakteristiky tatranských ples.
Vlastní zpracování podle dat BALÁŽ et al. (2010:241).

Plesa slovenských Tater	Nadm. výška hladiny [m]	Plesa polských Tater	Nadm. výška hladiny [m]
Modré	2 189	Zadni Mnichowy	2 070
Vyšné Wahlenbergovo	2 157	Zadni Polski	1 890
Velické Horné plieska I	2 141	Mnichów Stawek	1 871
Vyšné Terianské	2 124	Zadni Gąsienicowy	1 852
Plesa slovenských Tater	Plocha hladiny [m ²]	Plesa polských Tater	Plocha hladiny [m ²]
Velké Hincovo	200 800	Morskie Oko	359 280
Štrbské	196 700	Wielki Polski	343 520
Nižné Temnosmrečinské	117 045	Czarny pod Rysami	206 360
Vyšné Žabie Bielovodské	94 640	Czarny Gąsienicowy	179 940
Plesa slovenských Tater	Maximální hloubka [m]	Plesa polských Tater	Maximální hloubka [m]
Velké Hincovo	54,0	Wielki Polski	79,3
Nižné Terianské	47,3	Czarny pod Rysami	76,4
Nižné Temnosmrečinské	38,1	Czarny Gąsienicowy	51,0
Kriváňské Zelené	29,5	Morskie Oko	50,8

4.2 Erozní činnost ledovce

Stav, kdy ledovec jako geomorfologický činitel působí na podloží, definujeme jako glaciální erozi. Ta je podmíněna pohybem ledovce (dán gravitací a plastickým tečením), který modeluje podloží a boční části údolí (MIDRIAK, 1983:74). Podle DEMKA (1988:273) mají na intenzitu glaciální eroze vliv také další ukazatelé, např. mocnost ledovce (rychlost), vlastnosti skalního podloží (typ hornin, rozpukání, úložné poměry, stupeň zvětrání), sklon údolí, množství tavných vod při bázi ledovce, SIEGERT (2001:168) dodává ještě faktor času (délka zalednění) a MIDRIAK (1983:75) vliv tekoucí podledovcové vody (tzv. regelační vrstva).

Vzhledem k tomu, že se glaciální formy nevyvinuly během jednoho období, ale jsou výsledkem několika glaciálních fází o různé intenzitě (EMBLETON & KING, 1975:220; EVANS, 1977:154), je obtížné datovat jejich přesný vznik. Můžeme však zjistit to, kdy byly naposledy aktivní, resp. kdy došlo k jejich odlednění.

4.2.1 Formy glaciální eroze

Výsledkem pohybu ledovce je glaciální eroze.

- **Abraze** označuje rytí do podloží pomocí nadložního tlaku ledovce a transportovaných částic, předpokládá pohyb. Výsledkem je *striace* = paralelní rýhování (m) ve směru pohybu ledovce; vypovídá o dřívější orientaci ledovce ale ne o směru toku (HAMBREY, 1994:84; BENNETT & GLASSER, 1996:109).
- **Detrakce** je výraz pro odlamování hornin, které se následně stávají součástí spodní morény (HORNÍK, 1986:73).
- **Deterze** způsobuje ohlazování dna a bočních stěn údolí (HORNÍK, 1986:73); skalní *ohlazy*.
- **Exarace** je brázdění dna pomocí horninových klastů (spodní moréna), které ledová masa tlačí před sebou (HORNÍK, 1986:73).

- **Plucking** znamená rozvolňování, mechanické rozrušování podloží pomocí prosakující vody, která opětovně taje a zamrzá v prasklinách (HORNÍK, 1986:73; MIDRIAK, 1983:74).

DEMEK (1988:277) uvádí hlavní faktory, které mají vliv na intenzitu glaciální eroze: mocnost ledovce a rychlost jeho pohybu, tavné vody při bázi, geomorfologická hodnota hornin (rozpukání, úložné poměry), sklon a drsnost reliéfu.

4.2.2 Formy reliéfu v krajině zasažené glaciální erozí

kar (cirque, corrie/cwn, kotol)

Je prvním segmentem glaciálního kaskádového systému. Dochází zde k akumulaci sněhu později přetvářeného na led. Ideálně je to oválná deprese amfiteatrálního tvaru - většinou lokalizovaná na závětrné straně a krytá strmým svahem *karové stěny* (konvexní) - kde se může akumulovat sníh (EVANS & COX, 1995:180). Dno karu (*floor*) je méně strmé, konkávní, zakončené úpatním stupněm/práhem (*threshold*) (EVANS, 1977:154, FEDERICI & SPAGNOLO, 2004:237). Míra eroze karové stěny je vyznačena linií *trimline*, nad kterou bylo podloží vystaveno aerickým procesům (EVANS, 1977:154).

Tyto formy jsou obvykle 200 m – 2 km široké a dlouhé (výjimečně až 8 km, což ale reflektuje mnohem delší dobu glaciální eroze, např. Antarktida); rozsáhlejší kary bývají většinou složené z menších karů (EVANS, 2007:841). Nejlépe vyvinuté kary lze najít v mírných šířkách v pohořích s dostatečně vysokými nadmořskými výškami (např. Lake District, Karpatský oblouk), které umožnily vznik regionálního zalednění (EVANS, 1977:151; BENNETT & GLASSER, 1996:134; EVANS, 2007:839).

Pokud ledovec získává na hmotě a přirůstá (tj. akumulace je větší než ablace), ať už pomocí sněhových srážek či lavin, označujeme tuto situaci jako *pozitivní ledovcovou bilanci*. Jestliže ablace (ve formě tajícího ledu či sublimace) převažuje nad akumulací, jedná se o *negativní ledovcovou bilanci* (DEMEK, 1988:274).

Ledovcová bilance úzce souvisí s klimatem - jeho oscilace působí na přírůstek nebo úbytek ledovce (v závislosti na velikosti ledovce se klimatické změny projeví se zpožděním; zmenšování ledovcového pokryvu označujeme jako *deglaciaci*). Také během roku dochází ke střídání zvýšené aktivity v zóně ablace (letní měsíce) a v zóně akumulace (zimní měsíce). Obě zóny odděluje tzv. *sněžná čára* (ve středních zeměpisných šířkách odpovídá hodnotě equilibrium line altitude, ELA) (EVANS, 2006b:166; MAKOS & NITYCHORUK, 2011:256). Pokud se výsledná ledovcová bilance rovná nule, tj. množství ablace je stejné jako množství akumulace, velikost ledovce zůstává konstantní (BENNETT & GLASSER, 1996:29).

Při pozitivní bilanci se sníh mění ve firn (kompakce, zbavení se vzduchu, růst ledových krystalů) a ledovec postupně zahlubuje danou oblast pomocí rotační eroze (HAMBREY, 1994:42). Nejintenzivněji je ledovcovou erozí zasaženo úpatí karové stěny, která se stává stále strmější. Čím více je karové dno erodováno (a umocněno orientací k pólu), tím větší zastínění se dané oblasti dostává, což ovlivňuje akumulaci sněhu - více masy může více erodovat (tj. pozitivní zpětná vazba). Pokud dojde k překročení prahu stability karové stěny, nastává její kolaps v podobě skalního řícení (EVANS, 2007:839). Dalším projevem ledovcové eroze je narovnávání karového dna (resp. vznik protisvahu ke karové stěně), dále pak „uzavírání“ amfiteatrálního tvaru (s postupující erozí karové stěny dále do masivu) (LINTON, 1963:18), rostoucí hodnoty parametrů délky, šířky a hloubky. EVANS (2007:841) stejně jako FEDERICI & SPAGNOLO (2004:235), poukazují na to, že karové parametry tří dimenzí se nemění stejnou rychlostí: délka (L) se zvětšuje rychleji než šířka (W), hloubka (výška) se mění nejpomaleji (tj. vývoj karu je alometrický spíše než isometrický).

Ve skutečnosti však evidujeme mnoho tvarových variací (šířka, délka), a to v řádech metrů až kilometrů (DEMEK, 1988:275; EMBLETON & KING, 1975:208-209). Úroveň, do jaké míry se kary vyvinuly a za jak dlouho, je dána především topografií a strukturou hornin (GARCÍA-RUIZ et al., 2000:433). Současně však známe příklady, kdy kary vznikly na nejrůznějších typech hornin - od vulkanických, přes metamorfované, po sedimentární (EMBLETON & KING, 1975:207-208). Dalšími faktory, které ovlivňují vznik karů, jsou nadmořská výška, orientace, svahový

gradient (topografie), množství slunečního záření a akumulace sněhu (srážky, vítr) (FEDERICI & SPAGNOLO, 2004:235).

Zároveň také nelze obecně stanovit, v jakých nadmořských výškách se kary vyskytují. Tento faktor je ovlivněn výškou sněžné čáry (resp. ELA), což je místo (linie), na kterém roztaje (*ablace*) takové množství sněhu, které napadlo (*akumulace*) – celková bilance se zde tedy rovná nule (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:255). Jinými slovy je ELA nadmořská výška, nad kterou se množství čisté akumulace rovná množství ablace pod touto linií (EVANS, 2006a:118). Určení této zóny je velmi důležité pro rekonstrukci paleoklimatických podmínek – důležité nezaměňovat např. s výškou dna karu (spíše se blíží průměrné nadmořské výšce karu). Povrch ledovce v úrovni ELA je téměř plochý, nad touto linií je povrch konkávní, pod ní je konvexní (dáno různou trajektorií pohybu ledovcové masy) (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:256). Obecně lze říci, že nejvýše se ELA nachází v oblasti rovníku a její výška klesá směrem k pólům (HAMBREY, 1994:102-103).

Ve Vysokých Tatrách se areál karů podle LUKNIŠE (1973:329) nachází v rozmezí od 1 700 do 2 300 m n. m. Jak však bylo zjištěno v předchozí bakalářské práci (KUPKOVÁ, 2011:37), nejnižší kary na slovenském severním úbočí mají dno dokonce ve výšce 1 300, resp. 1 450 m n. m.

Lze však s určitostí říci, že pro hřbety zaledněné karovými ledovci platí lokální *asymetrie* (rozdíl sever – jih, eventuálně západ - východ), s důrazem na mírné zeměpisné šířky, množství oblačnosti a strmý reliéf (EVANS & COX, 2005:469; EVANS, 2011:210), což souvisí s orientací svahu, množstvím přijatého slunečního záření a zastíněním (topografie). Asymetrie bezprostředně ovlivňuje celkovou energii a bilanci ledovce na svazích s různou orientací (EVANS & COX, 2010:16). Evidujeme pohoří, kde mohly kary vzniknout převážně jen v severní, severovýchodní či východní orientaci, např. Paríng, Rila, Prokletije, Durmitor (EVANS, 1977:167), Maramureş nebo Rodna (MÎNDRESCU et al., 2010). Podle EVANSE (1977:169) je vznik asymetrického zalednění spjatý s klimatem více kontinentálního typu.¹

¹ Asymetrie typu západ-východ souvisí podle autora především s oblačností a maximální denní teplotou, kdy se předpokládá intenzivnější tání na západních svazích – během odpoledních hodin, kdy je teplota nejvyšší (EVANS, 2006b:168).

Oproti tomu jižní svahy, které jsou vystaveny solární radiaci, často neumožnily vznik zalednění (tzv. severo-jížní kontrast). Určitá forma asymetrie byla identifikována dokonce i kolem 80.° s. š. (EVANS & COX, 2010:21; EVANS, 2011:233). Předpokládá se, že se nejrozsáhlejší zalednění vyvinulo tam, kde orientace svahu poskytla nejpříznivější podmínky pro akumulaci, tzn. projevy hlavně v nižších hodnotách nadm. výšky ELA (EVANS & COX, 2010:16). Případ Vysokých Tater je celkem ojedinělý (v porovnání s Nízkými Tatrami, kde se ledovce vyvinuly převážně na severním svahu – 29 identifikovaných karů, a na jižním svahu pouze výjimečně – 2 identifikované kary (EVANS, 1977:167)), neboť mohutně zaledněné byly oba svahy – jak jižní, tak severní (= *vector strength reduced*). „Poziční“ asymetrii zde tedy nenajdeme, ale asymetrie jako taková je zřetelná při porovnávání právě základních morfometrických charakteristik (např. nadmořská výška dna karu, výška rekonstruované ELA).

Karová plocha (complex/compound cirque)

Je druhou složkou glaciálního systému (nemusí však být přítomná v každé dolině). Jedná se o složitý tvar, který je složen z více menších forem pravděpodobně různého stáří zalednění. Vzniká tehdy, pokud dojde k narušení bočních stěn dílčích karů (rotační glaciální eroze), které následně vytvoří jeden „superkar“ (KUPKOVÁ 2011:7). Hojně se vyskytují právě ve Vysokých Tatrách, např. v Malé a Velké Studené dolině (Obr. 4.5 ukazuje schematické vymezení karových ploch na základě Luknišovy mapy), Mengusovské dolině nebo v Bielovodské dolině.



Obr. 4.5 Schematické vymezení karových ploch ve Velké Studené dolině (vlevo) a v Malé Studené dolině (vpravo).

Zpracováno v ArcGIS, podkladová mapa LUKNIŠ (1973).

Trog (trough)

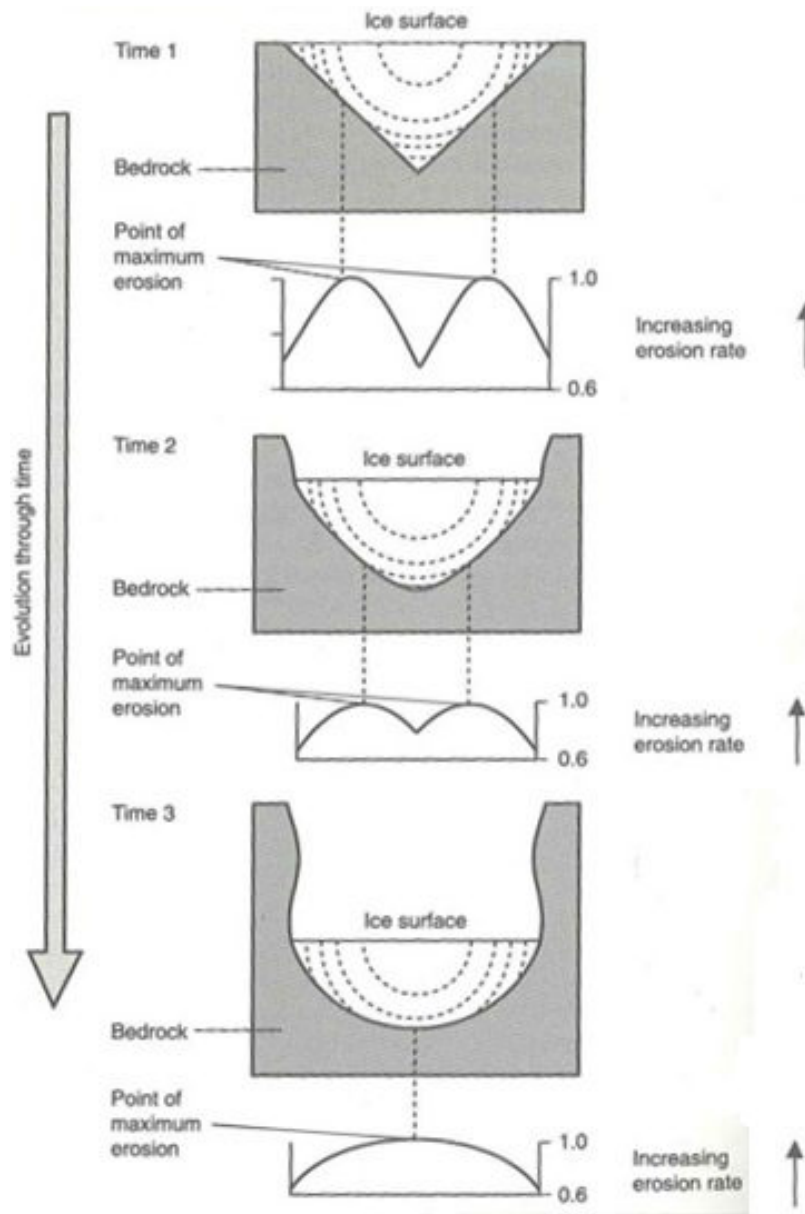
Je třetím segmentem glaciálního systému; jedná se o údolí dříve vyplněné ledem, které bylo rozšířeno, prohloubeno a narovnáno působením ledovce. Boční stěny jsou ohlazené, jelikož vyčnívající bloky byly pravděpodobně strženy při pohybu ledovce (plucking). Po ústupu zalednění velmi pravděpodobně dochází k porušení stability a následnému zhroucení částí stěn (ledovcová opora už nepůsobí jako výstuž, zároveň sílí vliv periglaciálních procesů a gravitace) (HAMBREY, 1994:87; EVANS, 2007:844) a údolí se tak ještě více rozšiřuje. Zřícené bloky mohutných hranatých balvanů označuje LUKNIŠ (1973:315) jako *zlomiska*.

Charakteristický tvar příčného profilu údolí je parabolický (vývoj údolí zachycuje *Obr. 4.6* na následující straně), ve tvar písmene „U“ (EMBLETON & KING, 1975:246; SIEGERT, 2001:202; EVANS, 2007:843), avšak nepravidelnosti existují (např. v závislosti na různém podloží a odolnosti hornin) (BENNETT & GLASSER, 1996:128). Podélný profil je charakteristický postupným zahlubováním - nepravidelnosti jsou způsobeny v oblastech, kde docházelo ke spojení více ledovcových jazyků (splazů) nebo navýšení objemu ledu z bočního údolí (*hanging valley*) (EVANS, 2007:845; BAUMGART-KOTARBA et al., 2008:97; KOTARBA, 2009:74). Větší objem ledu tak mohl rychleji a výrazněji erodovat podloží.

Rozměry trogů evidujeme v řádech stovek metrů až desítek kilometrů (DEMEK 1988:276).

EMBLETON & KING (1975:269) a LINTON (1963:9) uvádějí tři kategorie trogů podle stupně vývoje: *Alpský typ* (jeho zdrojem je pouze karový ledovec, který přetekl přes práh do údolí; resp. více zdrojových karů, jejichž dna se nacházejí výše vzhledem ke dnu údolí), *Islandský typ* (jeho zdrojem je ledovcová čapka, kterou opouští směrem do údolí několik trogů; velmi strmá údolí, která rozdělují plató), *smíšený typ* (trog v porovnání s alpským typem a islandským typem nekopíruje existující údolí, ale vytváří si vlastní; spojení několika trogů dohromady a následná modelace reliéfu). SIEGERT (2001:179) přidává ještě další typ: trog otevřený na obou stranách, tj. tvořící jenom údolí (často pod ledovcovými štíty; fjordy).

Vysoké Tatry, pohoří alpínského rázu, charakterizují právě trogy (KOTARBA, 2009:74), z nichž nejdelší je dolina Biała Woda na polské straně a Kôprová dolina na slovenském území. V dolině Biała Woda také vznikl pravděpodobně největší pleistocénní ledovec, do kterého svojí masou přispívaly doliny Waksmundzka, Roztoka a dolina Rybiego potoka (dnes jako zavěšené doliny).



Obr. 4.6 Zahlubování a vývoj trogu v čase.

Zdroj BENNETT & GLASSER (1996:130).

Zavěšená dolina (hanging valley)

Vzniká v místech, kde byly dva trogy erodovány odlišnou rychlostí (pravděpodobně hlavně kvůli většímu objemu ledu v jednom z nich), menší z nich tak končí strmým svahem (dno se nachází ve větší nadmořské výšce než dno větší doliny) (BENNETT & GLASSER, 1996:131).

Arête

Postupuje-li zpětná ledovcová eroze ze dvou směrů a zahlubuje tak původní hřbet, může vzniknout osamocený vrchol (*horn* = zpětná ledovcová eroze působí ze tří či více směrů a vzniká tak pyramidální vrchol) (HAMBREY, 1994:105), nebo velice ostrý hřbet- arête (oproti hornu je to forma větších rozměrů, viz *Tab. 4.3*). Většinou se nachází mezi dvěma či více kary s podobnou orientací. EVANS (2007:842) předpokládá, že je pouze malá pravděpodobnost toho, že by se arête vytvořil mezi dvěma kary s opačnou orientací (vzhledem k asymetrii zalednění). Jedná se o stádium velmi výrazné eroze.

Nunatak

Je označení pro skalní „ostrov“ vyčnívající nad okolní ledovcový pokryv, obvykle poslední fragment, který odolal erozi karového nebo údolního ledovce (HAMBREY, 1994:105).

Oblík (roche moutonnée)

Oblík patří mezi středně velké (v rádech jednotek až stovek m, jak uvádí *Tab. 4.3*) asymetrické formy. Jeho méně strmá strana je přivrácená ke karové stěně. Do údolí je pak orientována strmější část, což je způsobeno vlivem pluckingu (HAMBREY, 1994:103). Obvykle se vyskytuje pod rychle tekoucím ledovcem (BENNETT & GLASSER, 1996:143).

Drumlin

Je ideálně oválná či eliptická vyvýšená subglaciální forma, situovaná paralelně ve směru toku ledovce (ve skutečnosti mnoho tvarových variací) (SIEGERT, 2001:238); se strmou stranou blíže ke karové stěně a mírnějším sklonem směrem do údolí (5 – 50 m dlouhé, až 100 m široké) (HUBBARD, 2005:291-293). Čím déle působí glaciální eroze, tím je tvar podélnější, resp. protaženější ve směru pohybu ledovce (BENNETT & GLASSER, 1996:152). EVANS (2012:97) označuje drumlin jako multikonvexní formu reliéfu. Z původního keltského významu *druim* (okrouhlý pahorek) (HAMBREY, 1994:134).

Tab. 4.3 Klasifikace glaciálních forem reliéfu podle způsobu vzniku (proces) a rozměrů. Zdroj HAMBREY (1994:84).

Process	Relief type	Landform	Scale															
			0.1 mm	1 mm	1 cm	10 cm	1 m	10 m	100 m	1 km	10 km	100 km	1000 km					
Abrasion by glacier ice dominant	Streamlined	Glaciated valley								←	→							
		Fjord									←	→						
		Hanging valley										←	→					
		Striations		←	→													
		Polished surfaces		←	→													
Combination of abrasion and rock fracturing by glacier ice	Part streamlined	Trough head									←	→						
		Rock step									←	→						
		Cirque										←	→					
		Roche moutonnée							←	→								
Erosion by glacier ice and frost shattering	Residual	Arête											←	→				
		Horn												←	→			
		Nunatak												←	→			

Trimline

Je linií oddělující oblast, která byla ukryta pod ledem (horní hranice ledovce) a oblast obnaženého skalního podkladu, která byla vystavena mrazovému zvětrávání (HUBBARD, 2005:291-293; MAKOS & NITYCHORUK, 2011:255). Spodní část stěny je tedy strmá a ohlazená (glaciální leštění, striace), vrchní část zvětralá a více rozeklaná. Trimline je vhodným prvkem při rekonstrukci geometrie dřívějšího

aktivního ledovce – indikátor mocnosti ledovce (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:255; MAKOS et al., 2012b:5).

Bergschrund, crevasses

Tento jev spíše než forma vzniká tak, že se ledová masa začne hýbat směrem od karové stěny; v tomto klínu se vytvoří prostor pro tající vody (EVANS, 2007:839) a také sem může dopadat stopa kosmogenního záření (důležité vzít v úvahu během datování forem).

Pleso (lake, tarn, loch, staw)

Pleso je erozně-akumulační glaciální forma; vzniká obvykle ve sníženině karu po odtátí ledovce (karová jezera), nebo zahrazením morénou (hrazená/morénová jezera). Výše položená plesa (karová) jsou nejmladší, naopak níže položená (hrazená) jsou starší. Jejich zánik je pozvolný, neustále dochází k pohybům suti, sesuvům, transportu materiálu z přítoků a k zanášení zbytky vegetace.

V Tatrách se nachází více než 100 trvalých ples, přičemž největší jezero na slovenské straně pohoří je Velké Hincovo pleso (20 ha, SPRÁVA TANAP [online]), na polské straně je to pak Morskie Oko s rozlohou 34 ha (WIELKA ENCYKLOPEDIA TATRZAŃSKA [online]). Podle vlastností vodního ekosystému a vegetačního krytu BALÁŽ et al. (2010:426) rozděluje plesa na: *horská jezera lesního vegetačního stupně* (700 – 1 250 m n. m.), *jezera subalpínského pásma* (1 500 – 1 850 m n. m.) a *jezera alpínského pásma* (1 850 – 2 300 m n. m.).

Při pohybu ledovce dochází k transportu většinou netříděného materiálu (při dně nebo jako součást ledovcové masy – např. skalním řícením nebo detrakcí), který je následně ukládán a vytváří různé akumulární formy reliéfu.

4.3 Akumulační činnost ledovce

Moréna (moraine ridge)

Je označení pro hřbet složený z netříděného materiálu transportovaného ledovcem. Vyznačuje se ostrými okraji, ale vrcholová část bývá lineární/mírně zakřivená (většinou výška do 10 m, výjimečně až 100 m; uvádí HUBBARD, 2005:291-293). Podle místa vzniku se rozlišují základní typy morén:

- *koncová moréna (terminal moraine)*, která značí maximální rozsah ledovce v dané fázi zalednění, maximální působení čela ledovce (EMBLETON & KING, 1975:351). Ohraničuje zónu, kde se ukládaly glaciální/glaciofluviální sedimenty (*depositional zone*), která je zároveň posledním segmentem celého glaciálního systému (kar – karová plocha – trog – akumulace). Ne vždy tvoří souvislý hřbet – ten může být následně přerušen glaciofluviální erozí při ústupu ledovce.
- *boční moréna (lateral moraine)* je forma označující boční rozsah ledovce, nebo klasty přemístěné boční erozí (detrakcí); obvykle tvoří zřetelný hřbet (EMBLETON & KING, 1975:352).
- *střední moréna (medial moraine)* se nachází mezi dvěma údolními ledovci (vyvýšený hřbet z netříděného materiálu), které se stýkají. Někdy je obtížné rozlišit mezi střední a boční morénou (HAMBREY, 1994:133).
- *spodní moréna (ground moraine)* tvoří nepravidelné tvary a sníženiny roztroušené po dně údolí (till), způsobené táním ledovce (často kolem transportovaných klastů; HUBBARD, 2005:291-293; BENNETT & GLASSER, 1996:279).
- *ablační moréna (ablation moraine)* označuje vytávání klastů. Pokud je v rámci ledovce transportováno velké množství materiálu, který se dostal na jeho povrch, může nastat rychlejší tání (tmavší povrch klastů má menší

albedo a tím i vyšší teplotu než led). Záleží ale na koncentraci, velikosti materiálu a rozložení v rámci povrchu ledovce (EMBLETON & KING, 1975:349; BENNETT & GLASSER, 1996:231).

Till

Je termín pro netříděný nebo jen slabě tříděný, nezpevněný, ledovcem transportovaný materiál, obvykle přítomný v morénách - dokládá maximální rozsah ledovce (HUBBARD, 2005:291-293). Obsahuje klasty různých velikostí s přimísenou složkou písčitých až jílovitých částic (BENNETT & GLASSER, 1996:167), často různých minerálů a hornin (svědčí o tom, že byl přemístěn na značné vzdálenosti; SIEGERT, 2001:214). Znakem úlomků je také striace.

Bludné balvany (erratics)

Jsou velké bloky odolných hornin, které byly přemístěné ledovcem na značné vzdálenosti (často se neshodují s okolním podložím; HAMBREY, 1994:133).

4.4 Glaciofluviální formy reliéfu

Eskery

Jako eskery označujeme lineární uloženiny nevytříděného štěrkovitého a písčného materiálu, na jejichž vzniku se podílela tající voda pod nebo před ledovcem (HUBBARD, 2005:291-293). Tato forma je často spojována se subglaciálními tunely a kanály. Některé studie však ukázaly, že výskyt eskerů koreluje s odolností horninového podloží (BENNETT & GLASSER, 1996:259).

Kamy (kames)

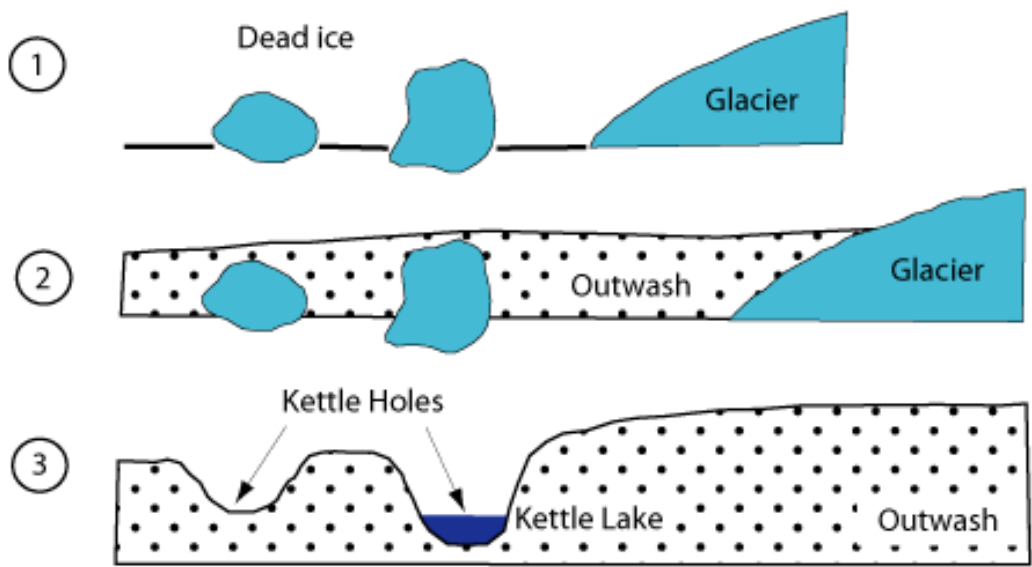
Jsou nepravidelné uloženiny štěrkovitého a písčného materiálu, často vytvořené v ledovcovém tunelu, v depresích v předpolí ledovce (HUBBARD, 2005:291-293), nebo v ledem zahrazené depresi (BENNETT & GLASSER, 1996:270). Poté, kdy led odtaje, zůstanou na místě jen sedimenty, které vytvoří oblast mírných protáhlých vyvýšenin.

Sandry

Označují ploché tvary uloženin. Nejčastěji mají kuželovitý tvar a vznikají před ledovcovým čelem (MIDRIAK, 1983:77).

Kettle (kettle hole)

Kettle bývají uzavřené sníženiny reliéfu, která vznikly odtátím pohřbeného ledu (BENNETT & GLASSER, 1996:262). Jejich genezi ilustruje *Obr. 4.7* na následující straně.



Obr. 4.7 Princíp vzniku glaciofluviálneho kettle.

Zdroj LANDFORMS [online].

4.5 Kvartérní zalednění

V době čtvrtohor docházelo k častým klimatickým oscilacím, což dokazují záznamy z různých zdrojů, např. izotopy kyslíku (^{18}O), dusíku (^{15}N), uhlíku (^{13}C), pylová analýza, jezerní sedimenty, nejnověji pak datování pomocí izotopů berylia (^{10}Be) (SIEGERT, 2001:133). Následná analýza těchto dat napomáhá rekonstruovat paleoklima (GHEORGHIU et al., 2012:132). Na kolísání klimatu má vliv několik významných faktorů: solární radiace a její odchylky (Milankovičovy cykly), množství atmosférického CO_2 (vliv na teplotu), rozložení kontinentů a oceánů (albedo, mořské proudy, proudění v atmosféře) a také extra-terestrické příčiny, např. dopad meteoritu (EMBLETON & KING, 1975:28; BENNETT & GLASSER, 1996:9-11). Jak uvádí *Tab. 4.4* na straně 33, periody relativně přívětivého podnebí (interglaciály, ústup zalednění) střídaly doby ledové (glaciály), v jejichž rámci můžeme ještě rozlišit stadiály (velmi chladná období) a interstadiály (chladná období, zmenšení zalednění) (GEOLOGICKÁ ENCYKLOPEDIÉ [online]).

Tab. 4.4 Čtvrtohorní oscilace klimatu – glaciály a interglaciály.
 Vlastní zpracování dle GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN, 2005:444-446;
 UNIVERSITY OF ARIZONA [online].

		Období	Stáří (¹⁴ C) BP	Typ		Klima	
HOLOCÉN	RECENT		1 500 – 1 700	Little Ice Age	- 1°C		
		Medieval Warm Period	1 000 – 1 400	„Viking Period“	+ 1°C		
	POST GLACIAL	Subatlantic	2 000 – 800			chladné	vlhké
		Subboreal	2 000 – 5 000			teplé	suché
			2500, 2700 BP	Hallstat Event		- 1°C	
		Atlantic	5 000 – 7 000			teplé	vlhké
		Boreal	7 000 – 9 000	postglacial		teplé	suché
			8 200	„mini Younger Dryas“		- 4°C	
	LATE GLACIAL	Preboreal	9 000 – 11 500	postglacial		teplé	suché
		Younger Dryas	11 500 – 12 800	stadial		chladné	
		Allerød	12 800 – 13 900	interstadial		teplé	
		Older Dryas	13 900 – 14 100	stadial		chladné	
		Bølling	14 100 – 14 600	interstadial		teplé	
		PLEISTOCÉN	Oldest Dryas	14 600 – 15 100	stadial		chladné
Last Glacial Maximum			19 000 – 27 000	glacial		chladné	
Weichselian (Würm)			15 000 – 110 000	glacial		chladné	
Eemian (Riss-Würm)	110 000 – 130 000		interglacial		teplé		
Saalian (Riss)	130 000 – 360 000		glacial		chladné		
Holstein (Mindel-Riss)	360 000 – 450 000		interglacial		teplé		
Elsterian (Mindel)	450 000 – 700 000		glacial		chladné		
Cromerian complex	700 000 – 840 000		interglacial		teplé		
Menapian (Günz)	840 000 – 1 200 000		glacial		chladné		
Waalian (Donau-Günz)	1 200 000 – 1 400 000		interglacial				
Eburonian (Donau)	1 400 000 – 1 740 000		glacial		chladné		
Tiglian (Biber-Donau)	1 740 000 – 2 200 000		interglacial				
Praetiglian (Biber)	2 200 000 – 2 560 000	glacial		chladné			

Můžeme předpokládat, že v minulosti bylo zalednění podmíněno stejnými proměnnými jako v současnosti, tj. především množstvím srážek a hodnotou letní teploty (EVANS, 2006a:115). Dnes se oblast trvalého zalednění nachází tam, kde topografické a klimatické faktory umožní akumulaci sněhu. Jeho množství ovlivňují srážky, teplota (průměrná letní teplota), zeměpisná šířka, nadmořská výška, reliéf, orientace, vzdálenost od oceánu (SIEGERT, 2001:95), vítr, množství slunečního záření, denní chod srážek a teploty – zvláště na svazích převrácených ke Slunci (EVANS, 1977:152).

Na území Tater nezasahoval v pleistocénu od severu pevninský ledovec, nicméně – stejně jako např. Alpy, Pyreneje, Massif Central (SIEGERT, 2001:202), Východní a Jižní Karpaty (MÍNDRESCU et al., 2010), Albánské Alpy, Rila, Pindus, Kaçkar (MAKOS et al., 2012b:2; MAKOS & NITYCHORUK, 2011:265) – je pokrývaly horské, karové či údolní, ledovce (KOTARBA, 2009:71).

Tatry svojí polohou v zóně mezi Východními Alpami a balkánským orogénem byly nejvyšším a nejsevernějším karpatským pohořím zaledněným v pleistocénu. Proto jsou velmi důležitou oblastí pro rekonstrukci paleoklimatických podmínek ve střední Evropě, jež se v té době nacházela v oblasti periglaciální zóny mezi Skandinávským štítem a jihoevropskými pohořími. MAKOS & NITYCHORUK (2011:253) zdůrazňují význam horských ledovců jakožto citlivých ukazatelů klimatických změn.

V období posledního glaciálního maxima (LGM) předpokládáme zalednění ve všech dolinách Západních Tater, Belianských Tater (9 menších ledovců) i Vysokých Tater (MIDRIAK 1983:80). LUKNIŠ (1973:269) udává na jižním svahu Vysokých Tater celkovou plochu zalednění 8 471 ha, na severním úbočí pak 6 529 ha (Würm).

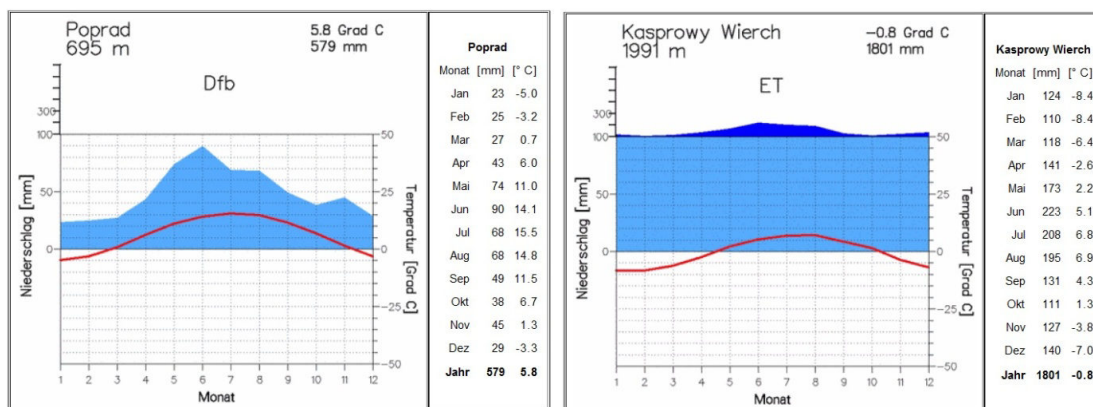
LINDNER et al. (2003:275) zastává názor, že v nejvyšších částech pohoří (kary) se zalednění udrželo až do doby kolem 8 500 let BP (stejnou dataci připisuje SIEGERT (2001:142) i ústupu Skandinávského ledovce a poukazuje na přítomnost planktonu v subpolární oblasti ve vrstvě mořských sedimentů). Podle MIDRIAKA (1983:80) probíhala deglaciace různě: *frontálně* ustupovalo zalednění v dolních a strmých částech, zatímco *areálový zánik* probíhal v oblastech s mírným sklonem. V době ústupu ledovců docházelo také ke zvýšené glaciofluviální aktivitě a svahovým pochodům (KOTARBA, 2009:71).

Znakem zalednění v Tatrách (MIDRIAK, 1983:283) je podélná stupňovitost dolin, kdy jednotlivé stupně jsou dány zejména odolností horninového podloží, a také celkové rozšíření údolí. Další důkazy o přítomnosti ledovců evidujeme ve formě glaciálních forem reliéfu – morén, trogů, karů, ohlazů a akumulací tillu – které vznikly erozní a akumulační činností ledovců. Kromě glaciálních forem se v periglaciální zóně za velmi suchého, chladného a větrného podnebí projevovala i eolická činnost (akumulace spraší, písečné přesypy).

4.6 Dnešní klima Vysokých Tater

Z klimatického hlediska dnes oblast zařazujeme do chladné oblasti (mírně chladná, chladná horská, studená horská/velehorská; HERBER [online]). Průměrná roční teplota vzduchu se v horské oblasti pohybuje od záporných hodnot (°C) do 2 °C, v podhůří pak mezi 2 °C až 6 °C (HERBER [online]).

Velmi častým jevem je zde *teplotní inverze* (projevuje se už kolem 1 200 m n. m.), která způsobuje, že roční amplituda teplot je ve vrcholových částech pohoří menší než v dolinách (BALÁŽ et al., 2010:258). Dalším fenoménem Tater je i teplý *föhn* (zejména na severním svahu hor, v Bielovodské a Bystré dolině) a studený *padavý vítr* (označovaný jako *bóra* na jižním svahu), na který má podle BALÁŽ et al. (2010:259) vliv několik faktorů: všeobecná cirkulace proudění, orografické poměry, lokální termická cirkulace (vč. vlivu sklonu a orientace svahu, množství přijatého slunečního záření, záření zemského povrchu). Porovnáme-li ukazatel oblačnosti na obou svazích, severní část (návětrná) je více oblačná (48 % dní v roce) než jižní (30 % dní v roce), a během roku je oblačnosti méně na jaře a na podzim (září, říjen) (BALÁŽ et al., 2010:260). Průměrný roční úhrn srážek v horské oblasti přesahuje 2 000 mm (2 130 mm na Zbojnické chatě), v podhůří se pak pohybuje kolem 800 – 1 200 mm/rok (SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV [online]). Pro ilustraci je zde uveden Obr. 4.8 (klimadiagram) pro Poprad a Kasprowy Wierch.



Obr. 4.8 Klimadiagram s ročním průběhem teploty a srážek v Popradě a na Kasprowě Wierchu. Zdroj KLIMADIAGRAMME WELTWEIT [online].

Srážkové úhrny tedy přibývají s rostoucí nadmořskou výškou² a dále se zvyšují se severozápadní až západní orientací svahů. Obecně srážkové poměry ovlivňuje především přechod cyklón polární fronty od severozápadu (srážky), v zimě pak kontinentalita klimatu od východu (BALÁŽ et al., 2010:261). Podobnou situaci registrujeme i u dalších pohoří, které jsou protaženy v rovnoběžkovém směru, např. u Alp (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:254). Jak ale upozorňuje EVANS (1977:169), oblast nejsilnějšího západního proudění na severní polokouli se dnes nachází nad Japonskem a Novou Anglií (v minulosti zde také vzniklo zalednění), ale toto území není nejvíce zaledněné. Proto nelze předpovídat pouze ze směru proudění karové parametry – nedá se předpokládat, že zalednění v minulosti odpovídalo (dřívějšímu) proudění větru (EVANS, 1977:169).

Srážky ve formě sněhu se v nadmořské výšce kolem 1 400 m n. m. vyskytují od října do dubna, avšak např. na Lomnickém štítu trvá sněhová pokrývka v průměru 236 dní v roce (BALÁŽ et al., 2010:264). Na severním úbočí pohoří má na délku sněhové pokrývky vliv föhn.

Horní hranice lesa se nachází na severním svahu ve výšce 1 550 m n. m., na jižním svahu o 100 m výš (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:255).

Dnes tedy není pohoří pokryto trvalým zaledněním, pouze místy se udržují firnová pole (glacieret) – zejména v karech severního úbočí, které jsou severně-severovýchodně orientované a zastíněné vysokými stěnami (LUKNIŠ, 1973:275; MAKOS & NITYCHORUK, 2011:254; MAKOS et al., 2012b:1). Strmý reliéf nejvyšších vrcholů neumožňuje dlouhodobou akumulaci sněhu. Navíc se všechny oblasti nacházejí pod současnou výškou klimatické sněžné čáry, která je na severním úbočí v dnešní době mezi 2 550 – 2 650 m n. m. (LUKNIŠ, 1973:274), respektive 2 500 – 2 600 m n. m. (MAKOS et al., 2012b:1) a na jižním svahu mezi 2 700 – 2 800 m n. m. (LUKNIŠ, 1973:274; MAKOS et al., 2012a:in press). Kary ve Vysokých Tatrách se tak staly reliktními formami reliéfu, na které dnes působí fyzikální zvětrávání (EVANS & COX, 1995:178).

² Toto tvrzení dokládá i záznam pro *Lomnický štít*, dostupný ze SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV [online].

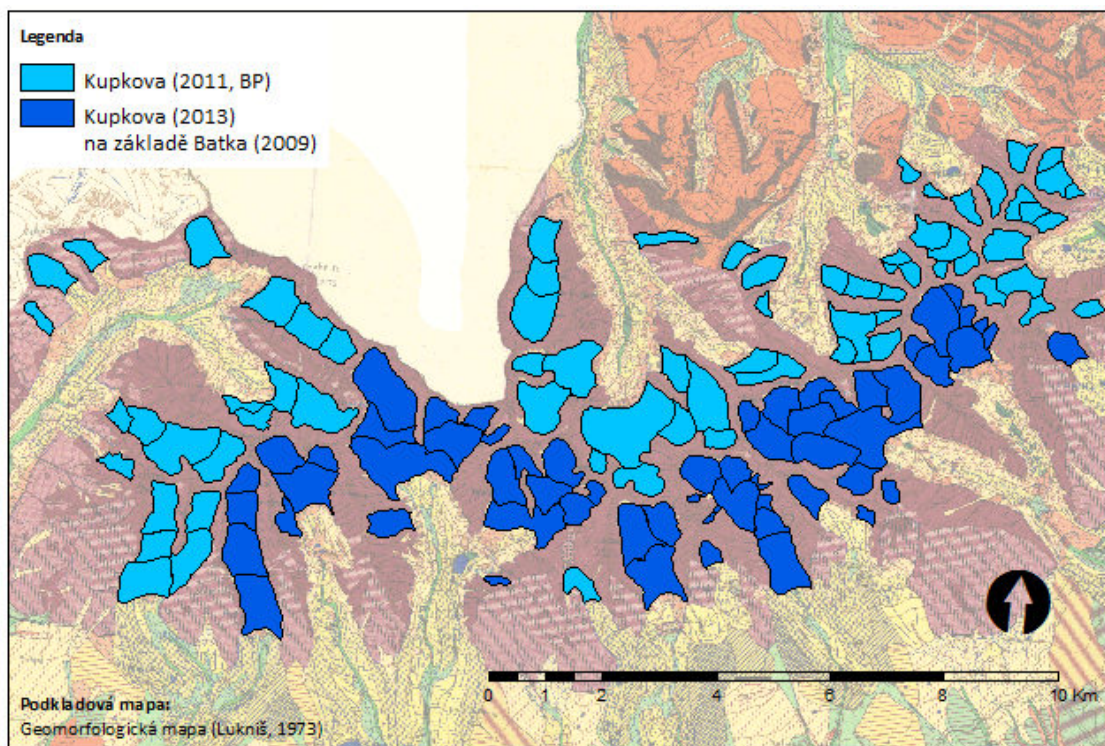
Podle KOTARBY (2009:77) se ve Vysokých Tatrách nachází v současnosti také rozptýlená pole permafrostu (výsledek orografických faktorů, mikroklimatu a geomorfologických podmínek). Pomocí termo snímků a měření elektrického odporu v dolině Pięc Stawów Polskich byla přítomnost ostrůvkovitého permafrostu ověřena (KOTARBA, 1998). Měření elektroresistivity odhalila lokality na severní straně Vysokých Tater (nad 1 670 m n. m.), pro které byla typická teplota od 0 do -4,8 °C (KOTARBA, 1998). Geofyzikální techniky a měření georadarem také později potvrdily přítomnost pohřbeného glaciálního ledu v Medené kotlině (kar Zeleného plesa, dolina Kežmarskej Bielej Vody) a v nadmořské výšce kolem 2 000 m n. m. (BAUMGART-KOTARBA et al., 2008:76).

5 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Do zkoumaného území byly zahrnuty kary a karové plochy jižního i severního úbočí Vysokých Tater.

Jedná se o nejvyšší oblasti slovenských dolin (jejich polohu přibližuje schéma na Obr. 5.1:

Kôprová (vč. Nefcerky), Važecká (vč. Doliny Suchej vody), Furkotská, Mlynická, Mengusovská (vč. Zlomiskové doliny), Štolská, Batizovská, Gerlachovský kotol, Velická, Slavkovská, Veľká Studená, Malá Studená, Skalnatá, Dolina Kežmarskej Bielej Vody, Dolina Bielych plies, Zadné Meďodoly, Kolová, Javorová (vč. Suché doliny), Bielovodská (vč. Rovienskovo, Svišťové, České a Žabí Bielovodské doliny)



Obr. 5.1 Schematické vymezení karů a karových ploch na slovenském území Vysokých Tater. Vlastní zpracování.

Dále byly také posuzovány i doliny na území Polska, jejichž pozici znázorňuje schematický Obr. 5.2):

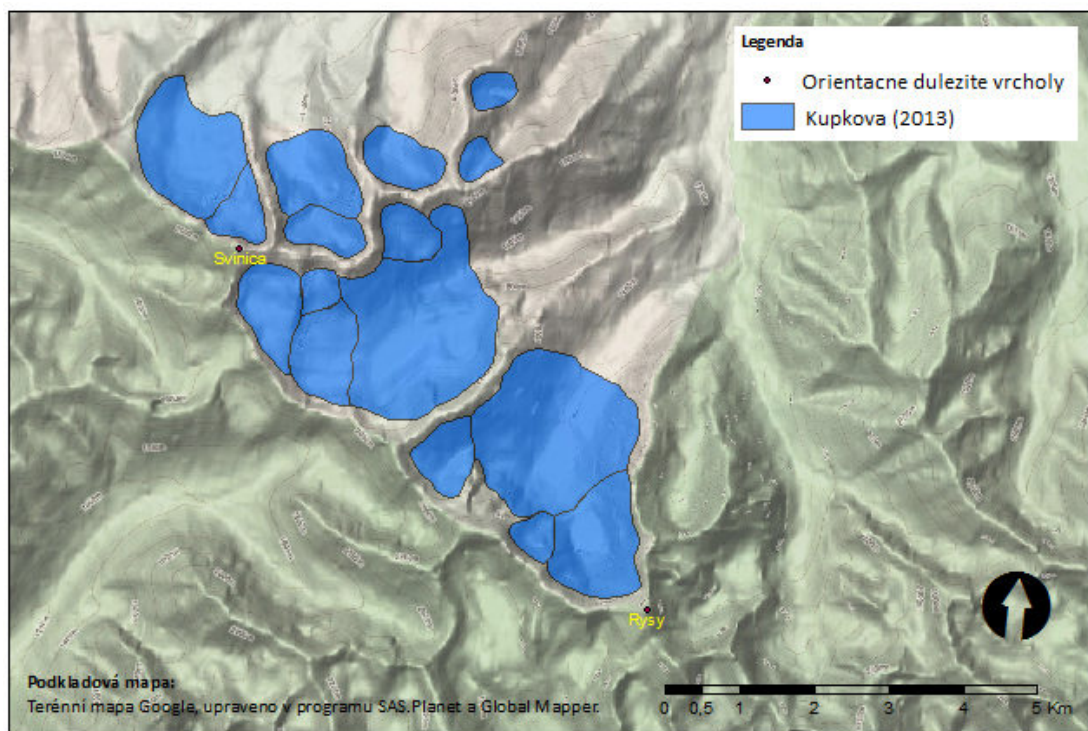
Rybiego potoku

Pięciu Stawów Polskich (Roztoka)

Suchej Wody (Gasienicowa)

Pańszczyca

Waksmundzka



Obr. 5.2 Schematické vymezení karů a karových ploch na polském území Vysokých Tater. Vlastní zpracování.

5.1 Postup při vymezení forem

Jednotlivé kary a karové plochy byly vymezeny na základě geomorfologické mapy 1:50 000 (LUKNIŠ, 1973) – slovenské území a na základě terénní verze mapy Google (online), která byla následně upravena v programu SAS.Planet a Global Mapper (přiřazení souřadnic a následný export do ArcGIS, jak znázorňuje Obr. 5.3).

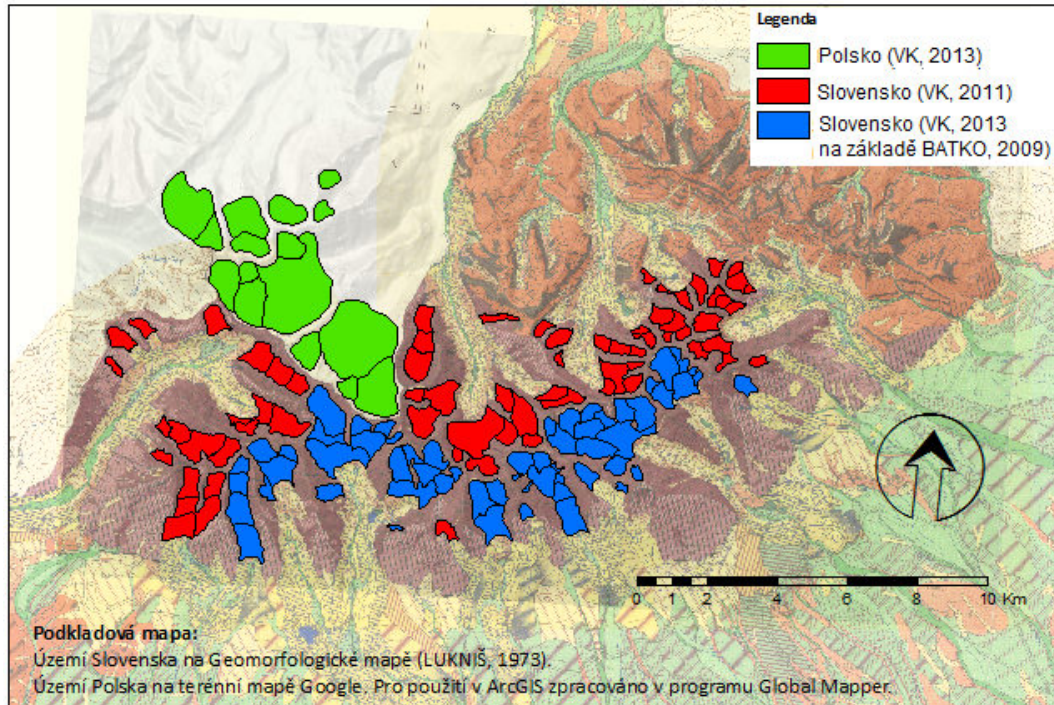


Zdroj terénní mapy: Google. Zobrazení die Křováka. Upraveno v programu SAS.Planet a Global Mapper.

Obr. 5.3 Podkladová terénní mapa Google znázorňující reliéf Východních Tater, která byla exportována pro další analýzy z programů SAS.Planet a Global Mapper do ArcGIS. Vlastní zpracování.

Takto předběžně vymezené formy byly ověřeny pomocí snímků GoogleEarth, ATLASU ORTOFOTOMÁP: VYSOKÉ TATRY (měřítko 1:15 000) a PODROBNÉHO TURISTICKÉHO ATLASU: TATRY (měřítko 1:25 000). Pro výpočet charakteristiky *Relief_1* posloužila turistická mapa TATRY WYSOKIE: SŁOWACKIE I POLSKIE (měřítko 1:25 000).

Výsledný soubor dat pro slovenské i polské území reprezentuje schematický Obr. 5.4, vytvořený v ArcGIS.



Obr. 5.4 Schematické vymezení karů a karových ploch na území Vysokých Tater.
Vlastní zpracování.

5.2 Software

Pro zpracování mapových podkladů byl použit program *ArcGIS*, verze 9.3 (ESRI, 2008), volně dostupné programy *SAS.Planet* a *Global Mapper*.

Úprava dat proběhla v *MS Excel* a výpočet statistických ukazatelů následně proběhl v programu *STATA* (verze 11) a *Oriana* (verze 4, demo free trial).

6 MORFOMETRIE

Morfometrie je charakteristika formy reliéfu pomocí číselných parametrů (BENNETT & GLASSER, 1996:126). Jako *specifická geomorfometrie* se označuje měření a analýza pozice, rozměrů a tvaru a zahrnuje také výzkum alometrie/isometrie (EVANS, 2009:248). Skládá se z několika fází: konceptualizace forem reliéfu a jejich přesná definice, kompletní vymezení od okolí, dílčí měření jednotlivých charakteristik a výpočet odvozených ukazatelů, stanovení frekvence distribuce, prostorová analýza, vyhodnocení vztahů mezi jednotlivými ukazateli (tvar vs. velikost/pozice) a interpretace výsledků (EVANS, 2009:248). I v této práci byla snaha tento postup dodržet.

Geomorfologické mapování má za cíl vymezení jednotlivých forem reliéfu na základě změny hodnoty gradientu (linie, hranice) nebo orientace. Následně se zkoumají činitelé a procesy, které formy vytvořily, jejich geometrické a morfometrické vlastnosti a chronologie vzniku (EVANS, 2012:94). Kompletní vymezení jednotlivých segmentů (tj. oddělení od okolí, vymezení hranic) a jejich přesné definování je nezbytné pro následující měření morfometrických charakteristik. U forem, které jsou homogenní podle původu (geneticky), lze očekávat, že budou homogenní i morfologicky (MINÁR & EVANS, 2008:237).

Kar, jak již bylo uvedeno v *Podkapitole 4.2.2*, je tvořen dnem a karovou stěnou. Problém však nastává tehdy, když je obtížné dno rozeznat (např. spojení více karů v závěru doliny, stupně a schody, kar uvnitř karu). EVANS (2012:98) zdůrazňuje, že při vymezování karů se musí dodržet pravidlo vymezení dna a karové stěny (dílčí elementy). Přesto však nezpochybňuje, stejně jako MINÁR & EVANS (2008:237), jistou míru *subjektivity* při geomorfologickém mapování a vymezování forem (např. jak ostrá musí být hranice, jak velká změna parametru). Proto nelze vycházet pouze z jednoho zdroje, ale nutná je jejich kombinace (např. DEM, ortofoto snímky, topografická mapa, ověření v terénu).

Horský hřbet je přirozenou oblastí, kde se může uplatnit obecná geomorfometrie – dílčí údolí a hřbety (tj. jednotky, které se v dané oblasti opakují) jsou složeny z menších segmentů, které mohou být následně analyzovány, např.

podle nadmořské výšky, sklonu, zakřivení ad. (EVANS, 2012:103). Navíc je zřetelně odlišný od okolního reliéfu (logické vymezení hranic).

Dílčími částmi mohou být mikro formy (např. eratika), středně velké formy (např. roches moutonnées nebo drumliny – v řádech desítek až stovek metrů) a makro formy reliéfu (např. kary, trogy nebo fjordy – rozměry stovek metrů až několik kilometrů) (EVANS, 2007:838).

Jak již bylo řečeno v *Kapitole 3*, při výpočtech morfometrických charakteristik jednotlivých karů byla použita metodika z bakalářské práce KUPKOVÉ (2011). Kromě takto stanovených parametrů byly nově doplněny další čtyři: *Reliéf*, *Jezero*, *Stupeň vývoje* a *Topografie karu*. Celkový přehled počítaných charakteristik, způsob jejich značení a metodu zisku dat uvádí *Tab. 6.1*.

Tab. 6.1 Morfometrické charakteristiky měřené u karů a karových ploch ve Vysokých Tatrách a způsob jejich výpočtu.
Upravena a doplněna na základě KUPKOVÁ (2011:14).

<i>Název</i>	<i>Zkratka</i>	<i>Jednotka</i>	<i>Metoda zisku dat</i>
Délka	L	[m]	Výpočet v ArcGIS, nástroj Measure
Šířka	W	[m]	Výpočet v ArcGIS, nástroj Measure
Celková plocha	A	[m ²]	pomocí ArcGIS, funkce Calculate area
Poměr L/H	R	[bezrozměrné]	Vlastní výpočet
Poměr L/W	T	[bezrozměrné]	Vlastní výpočet
Objem	V	[m ³]	Vlastní výpočet
Minimální nadmořská výška	E _{min}	[m n. m.]	Vlastní zpracování z PODROBNÝ TURISTICKÝ ATLAS TATRY a VYSOKÉ TATRY: ATLAS ORTOFOTOMÁP.
Maximální nadmořská výška	E _{max}	[m n. m.]	Vlastní zpracování z PODROBNÝ TURISTICKÝ ATLAS TATRY a VYSOKÉ TATRY: ATLAS ORTOFOTOMÁP.
Výška	H	[m]	Vlastní výpočet
Průměrná nadmořská výška	E _{prum}	[m n. m.]	Vlastní výpočet
Orientace /aspekt/	O	[stupně]	Vlastní zpracování z PODROBNÝ TURISTICKÝ ATLAS TATRY a VYSOKÉ TATRY: ATLAS ORTOFOTOMÁP.
<i>Doplněno:</i>			
Reliéf 1 km	Relief_1	m	Vlastní zpracování z TATRY WYSOKIE: SŁOWACKIE I POLSKIE
Jezero	Lake	subjektivní škála	dle EVANS 17/10/2012
Stupeň vývoje	Grade	subjektivní škála	dle EVANS (2007:840) a MÎNDRESCU et al. (2010)
Topografie karu	Type	subjektivní škála	dle EVANS 17/10/2012

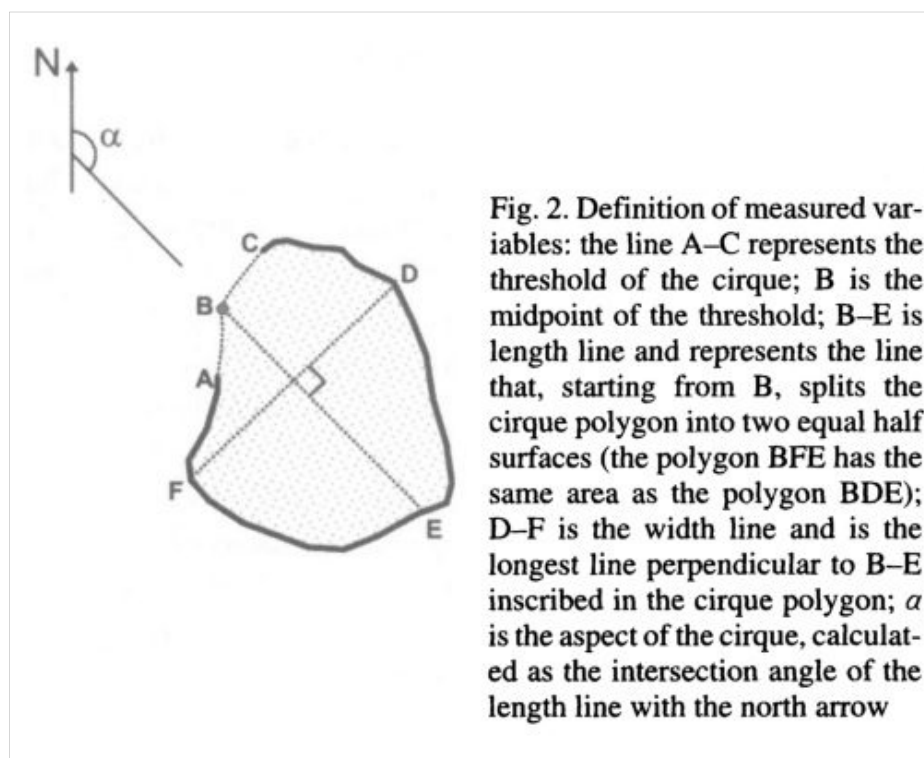
6.1 Výpočet jednotlivých charakteristik

Způsob, jakým byly vypočítány jednotlivé morfometrické charakteristiky, uvádí Tab. 6.2. Vychází se přitom z již publikovaných prací, které se zabývaly podobnou problematikou (GARCÍA-RUIZ et al., 2000:435-436; FEDERICI & SPAGNOLO, 2004:238; STEFFANOVÁ & MENTLÍK, 2007:195), což schematicky dokládá i Obr. 6.1 na následující straně.

Tab. 6.2 Způsob výpočtu jednotlivých morfometrických charakteristik.

Vlastní zpracování.

Délka (L)	Délka osy, která dělí kar na dvě přibližně shodné plochy; začíná uprostřed práhu (focus, bod B na Obr. 6.1)
Šířka (W)	Maximální délka kolmice k linii L, vepsaná do karu
Plocha (A)	Výpočet v ArcGIS (obsah dané plochy)
E_{min}	Nejnižší bod karu
E_{max}	Výška karové stěny po <i>bralnatý reliéf</i> (LUKNIŠ, 1973)
E_{prum}	Ukazatel pouze doplňující, výpočet $(E_{min} + E_{max})/2$
Výška (H)	Rozdíl E_{min} a E_{max}
T	Poměr délky (L) ku šířce (W), udává pravidelnost formy (< 1 značí mladost formy, > 1 znamená starou, vyvinutou formu)
R	Poměr šířky (L) ku výšce (H), udává pravidelnost formy
Orientace (Azimut)	Úhel mezi severem a linií délky (L). Měří se po směru hodinových ručiček. N = 0° (360°), E = 090°, S = 180°, W = 270°, měřený dolů ve směru údolí, ven z karu (EVANS & Cox, 1995:186). Poskytuje svědectví nejen o klimatu, ale především o oblačnosti a směru větru – větrný režim (EVANS & Cox, 2010:16). Sám o sobě však nemůže poskytnout přesnou informaci o směru větru během glaciální doby – důležitá role i dalších faktorů (nejen klimatických, ale i topografických a geologické predispozice), např. přímé sluneční záření, ablace (EVANS, 1977:151).
Objem (V)	Délka (L) * šířka (W) * výška (H); pouze orientační ukazatel



Obr. 6.1 Schematický náčrt měřených parametrů délky, šířky a azimutu (orientace). Zdroj FEDERICI & SPAGNOLO (2004:238).

Výše uvedené základní ukazatele doplnily v souboru dat tři kvalitativní charakteristiky (*Lake, Grade, Type*) a jedna další, která se týká okolního reliéfu (*Relief_1*). Způsob jejich výpočtu a stanovení uvádí *Tab. 6.3* na následující straně.

Tab. 6.3 Způsob výpočtu charakteristiky *Relief_1* a škála ukazatelů *Lake, Grade, Type*. Vlastní zpracování.

Relief_1	V rámci kruhu o poloměru 1 km, se středem ve středu linie L sledujeme nejnižší bod (může být i v daném karu) a nejvyšší bod – výsledná hodnota v metrech je pak rozdíl jejich nadmořských výšek	
Lake	<i>škála podle EVANSE (17/10/2012)</i>	
	1	major rock basin (zřetelné, zabírá většinu karového dna)
	2	major moraine-dammed (zřetelné, pravděpodobně hrazené morénou)
	3	major bog (zřetelné rašeliniště)
	4	minor lake or bog (neúplné jezero/rašeliniště)
	5	drift-covered floor (dno pokryté driftovým nánosem/možná zakryté dno)
	6	outsloping rock (no lake) (skalnaté dno, strmý svah, bez zřetelného dna)
Grade	<i>stupeň vývoje karu podle EVANSE (2007:840) a MÎNDRESCU et al. (2010)</i>	
	1	classic (klasický kar: karová stěna, jezero v depresi dna)
	2	well-defined (dobře definovatelný kar, karová stěna a dno zřetelné, bez jezera)
	3	definite (jednoznačný kar, bez jezera, dno není tolik zřetelné, některá charakteristika může být oslabená)
	4	poor (slabě vyvinutý kar, bez jezera a zřetelného dna, nepřilíš strmá stěna)
	5	marginal (hraniční typ, statut karu sporný, strmé dno, jeho vymezení může být velmi subjektivní)
Type	<i>topografie karu, podle EVANSE (17/10/2012)</i>	
	1	lower (nízký kar)
	2	valley-head without threshold (v závěru doliny, bez prahu)
	3	valley-head with threshold (v závěru doliny, s prahem)
	4	valley-side (boční kar)
	5	outer, contained one or more smaller cirques (vnější, obsahuje víc karů)
	6	inner, contained in a larger cirque (vnitřní, obsažen ve větším karu)

6.2 Statistické výpočty

Pro údaje ve stupních (orientace svahu) muselo být v rámci tvorby grafů použito *Circular statistics* – měřeno v rozsahu $0^\circ - 360^\circ$, po kružnici (EVANS, 2011:204).

Dále se uplatnila i *vektorová analýza*³ (azimuty karů). Azimut pro každý kar je dílčím vektorem – složením směrů všech dílčích vektorů (resp. jejich *arctan*) dostaneme výsledný vektor (*resultant vector*), který udává průměrný směr (EVANS, 2011:204). Výsledný vektor je odvozený graficky (spojuje počátek prvního vektoru a konec posledního vektoru, jak uvádí EVANS, 1977:159), nebo vypočítán prostřednictvím jednotlivých součtů *sin* a *cos* – orientace (EVANS & COX, 2010:16).

Jak silná je výsledná tendence daného azimutu, tj. míra koncentrace azimutu, určuje *síla vektoru*. To je poměr mezi délkou výsledného vektoru a celkové délkou dílčích vektorů, udávána od 0 do 100 % (EVANS & COX, 2010:17). Pokud je výsledný poměr 0° , znamená to, že žádný ze směrů nepřevládá (EVANS, 2006b:170). Jinými slovy síla vektoru vyjadřuje kontrast v zastoupení opačných azimutů (EVANS, 2006a:117). EVANS (1977:162) navrhl škálu pro interpretaci síly výsledného vektoru:

- extrémně asymetrický (> 80 %)
- silně asymetrický (60 – 80 %)
- značně asymetrický (40 – 60 %)
- slabě asymetrický (20 – 40 %)
- symetrický (20 >)

Při tvorbě grafů týkajících se údajů ve stupních ($0^\circ = 360^\circ$) musel být použit *kruhový histogram*. Výsledky vektorové analýzy dále reprezentuje kumulativní vektorové zobrazení, kdy výsledný vektor je spojnicí počátečního vektoru a koncového vektoru (EVANS, 2011:205). Pro dílčí svahy Vysokých Tater tyto vektory zobrazuje *Graf 7.8 na str. 60*.

³ V případě dalších budoucích analýz (např. použití *Fourrier regression*) by měly výsledky vektorové statistiky odpovídat dosaženým výsledkům (EVANS, 2006b:172). Dále také EVANS (2006a:117) navrhuje použití mnohonásobné regrese (*Analysis of covariance*), která by umožnila porovnat více odlišných parametrů v jedné analýze.

7 STATISTICKÁ ANALÝZA

7.1 Jižní svah – vybrané charakteristiky karů

Na jižním úbočí Vysokých Tater bylo identifikováno celkem 92 glaciálních tvarů (karů vč. karových ploch), a to v oblasti od Kôprové doliny (na západě) až po dolinu Bielej vody a Bielych ples na východě. Přehled základních charakteristik pro jižní svah uvádí *Tab. 7.1*.

Tab. 7.1 Vybrané charakteristiky karů na jižním úbočí Vysokých Tater (celkem 92 forem). Vlastní zpracování.

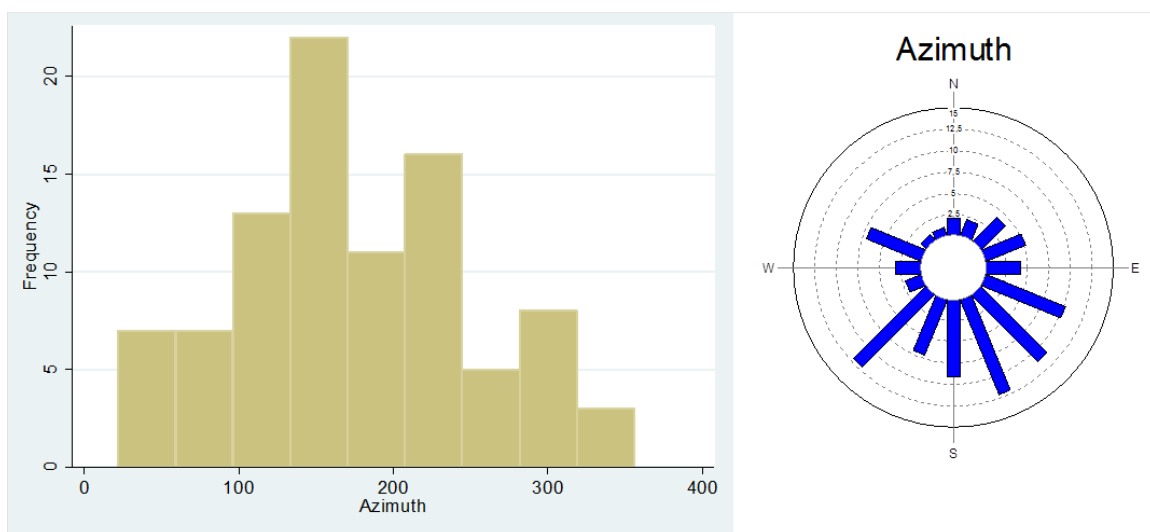
<i>Charakteristika</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>Sm. odch.</i>
azimut [°]	22	356		
E_{min} [m n. m.]	1 450	2 250	1 915,54	165,82
E_{max} [m n. m.]	1 700	2 500	2 136,30	174,89
E_{prum} [m n. m.]	1 575	2 325	2 025,92	164,20
H [m]	50	530	220,76	91,20
Relief_1 [m]	495	1 083	761,20	137,31
L	160	1 519	620,31	268,38
W	96	1 275	565,84	230,60
T	0,25	4,02	1,22	0,62
R	0,79	10,08	3,29	0,79
Lake	1	6	4,08	2,00
Grade	1	5	3,00	1,47
Type	1	6	3,37	1,47

Porovnáme-li dosažené výsledky se severním svahem (Tab. 7.2 na straně 53), zjistíme, že nejvýraznější rozdíly byly naměřeny u parametru E_{min} a E_{prum} . Minimální nadmořská výška karů na jižním úbočí je 1 450 m, zatímco na severu je to o 150 m méně. Průměrná nadmořská výška jižních karů dosahovala hodnoty o 131 m vyšší než u karů severního svahu.

Další rozdíly se objevily mezi poměry R (hodnota 3,29 pro jih a 2,60 pro sever), kdy u jižních karů výrazněji převládala *délka* (L) nad *výškou* (H).

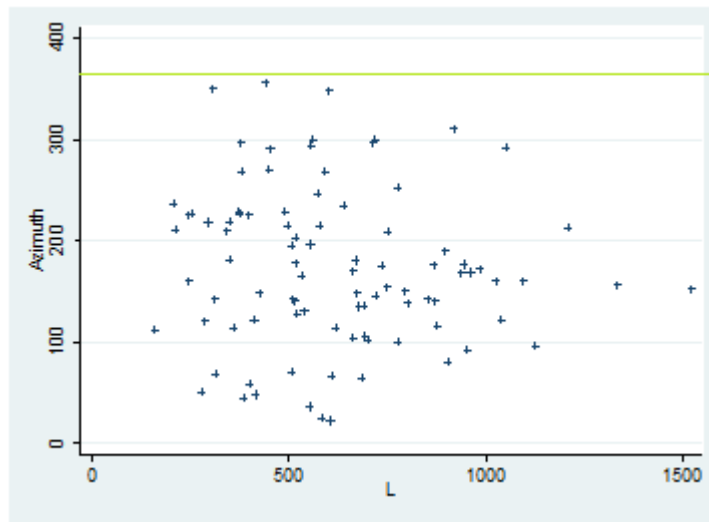
Graf 7.1 azimutu pro jižní svah ukazuje na převládající směry orientace karů (reprezentován pomocí *circular histogram*). Zřetelně se většina výsledků nachází v dolní polovině kruhového histogramu, tj. od 90° do 270°.

Graf 7.1 Četnost směrů linie L (*délka*), která udává azimut karů na jižním svahu Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



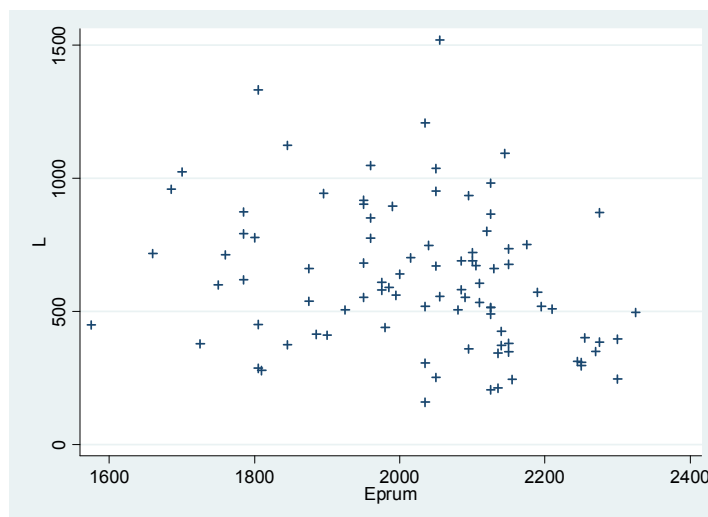
Kary jižního úbočí, které dosahovaly největší hodnoty *délky* (L), byly většinou orientovány v azimutu od 100° do 200° , což ilustruje *Graf 7.2*.

Graf 7.2 Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu (*Azimut*). Jižní úbočí Vysokých Tater (zeleně označena hodnota 360°). Vlastní zpracování (Stata).



V průměru delší kary měly často E_{prum} mezi 1 950 a 2 150 m n. m., jak naznačuje *Graf 7.3*.

Graf 7.3 Délka hlavní osy karu L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Jižní úbočí Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



Zaměříme-li se na vztah *délky* (L) a *šířky* (W) zjistíme, že na jižním úbočí Vysokých Tater hodnota W převyšovala hodnotu L ve 34 % případů (31 karů bylo širších než delších). Můžeme tedy říci, že na jižním svahu pohoří vykazovaly kary spíše větší délku než šířku.

Jen výjimečně se vyskytla situace, kdy hodnota *výšky* (H) byla větší než L (pouze 4 % karů na jihu). Z toho lze usuzovat, že ústup karové stěny probíhal rychleji (je možné, že tento trend mohl být podpořen někdy i zhroucením stěny po odlednění) než hloubková eroze.

U parametru *Lake* se nejčastěji vyskytoval typ 6 (skalnaté dno, strmý svah, bez zřetelného dna; 36 %), typ 1 (zřetelné jezero, zabírá většinu karového dna; celkem u 23 % případů) a typ 5 (dno pokryté materiálem z osypu; 20 % karů).

Na škále *Grade* byl nejpočetněji zastoupen typ 1 (klasický kar: karová stěna, jezero v depresi dna, a to celkem ve 25 % případů) a typ 3 (jednoznačný kar, bez jezera, dno není tolik zřetelné, některá charakteristika může být oslabená; splňovalo 24 % karů jihu).

U ukazatele *Type* se nejčastěji vyskytovala hodnota 2 (valley-head without threshold; ve 27 % případů) a hodnota 3 (valley-head with threshold; 24 % karů jižního svahu).

Parametr *Relief_1*, který popisuje členitost okolního reliéfu karu v radiusu 1 kilometru, dosahoval na jižním úbočí nižší průměrné hodnoty – oproti severnímu svahu o 86,5 m.

7.2 Severní svah – vybrané charakteristiky karů

Na severním úbočí Vysokých Tater bylo identifikováno celkem 54 glaciálních tvarů (kary, karové plochy) v oblasti od doliny Suche Wody (Gasienicowe) na západě až po Kolovou dolinu a Zadné Meďodoly na východě. Přehled základních charakteristik pro severní svah uvádí *Tab. 7.2*.

Tab. 7.2 Vybrané charakteristiky karů na severním úbočí Vysokých Tater (celkem 54 forem). Vlastní zpracování.

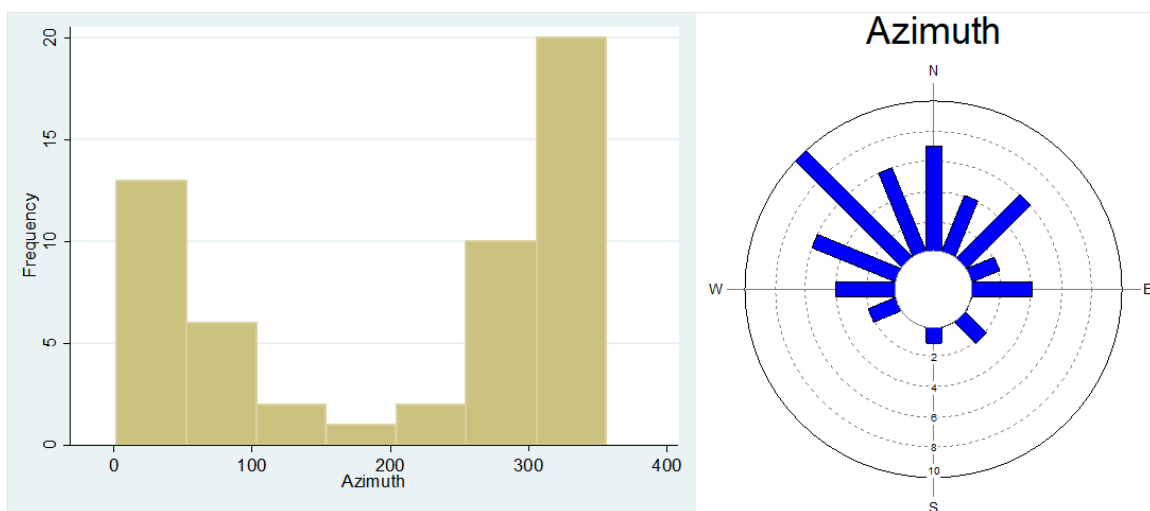
<i>Charakteristika</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>Sm. odch.</i>
azimut [°]	2	356		
E_{min} [m n. m.]	1 300	2 150	1 748,72	174,28
E_{max} [m n. m.]	1 600	2 500	2 041,67	167,01
E_{prum} [m n. m.]	1 450	2 275	1 895,20	156,56
H [m]	100	740	292,94	135,99
Relief_1 [m]	441	1 177	847,72	180,56
L	148	2 443	698,50	433,08
W	193	2 190	707,72	450,34
T	0,15	5,76	1,14	0,77
R	0,57	7,29	2,60	1,44
Lake	1	6	4,26	2,17
Grade	1	5	2,82	1,39
Type	1	6	3,85	1,66

Při pohledu na dosažené výsledky na severním svahu (*Tab. 7.2*) zjistíme, že minimální nadmořská výška karů na severním úbočí je 1 300 m n. m., což je o 150 m níže než na jižním svahu. Průměrná nadmořská výška karů na severu dosahuje hodnoty 1 895,2 m n. m., což je oproti stejnému ukazateli měřenému na jihu pohoří o 131 m níže.

U ukazatele tvaru T (L/W) je v rámci severního úbočí větší tendence ke „kruhovitému“ tvaru (tj. kdy $T = 1$), neboť průměrná hodnota byla stanovena na 1,14 (jižní svah vykazuje slabší tendenci, průměrná hodnota $T = 1,22$).

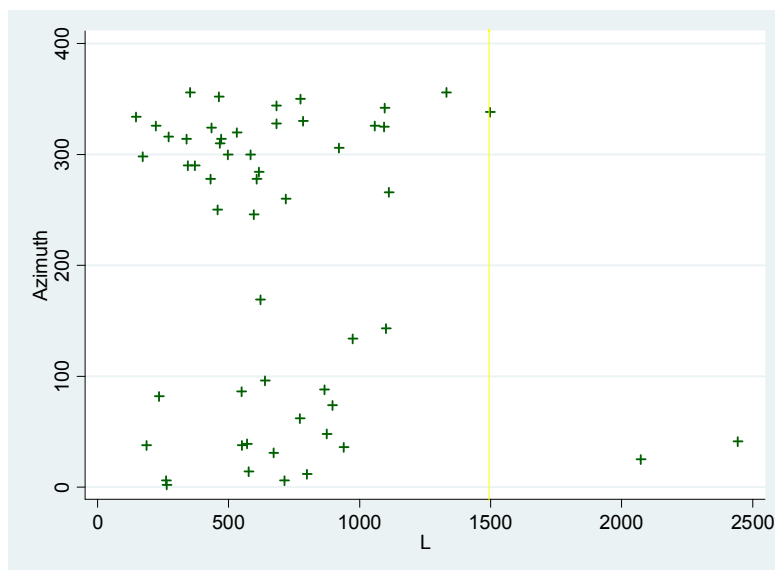
Graf 7.4 azimutu pro severní svah ukazuje na převládající směry orientace karů (reprezentován pomocí *circular histogram*; maximální hodnota je 356°). Je zřejmé, že většina výsledků se nachází v horní polovině kruhového grafu, tedy mezi 270° a 90° .

Graf 7.4 Četnost směrů linie L (*délka*), která udává orientaci karů na severním svahu Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



Kary severního úbočí, které dosahovaly největší hodnoty *délky* (L), byly většinou orientovány v azimutu od 250° do 350° , což ilustruje *Graf 7.5* na následující straně.

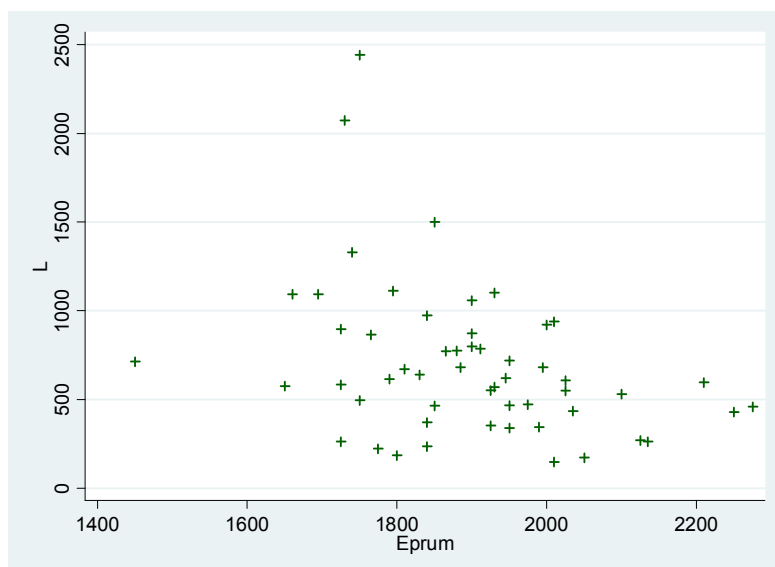
Graf 7.5 Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu ($Azimuth$). Severní úbočí Vysokých Tater (hodnoty azimutu do 360°). Vlastní zpracování (Stata).



Žlutá linie udává maximální hodnotu L na jižním úbočí Vysokých Tater (viz Graf 7.2)

V průměru delší kary měly často E_{prum} mezi 1 800 a 2 050 m n. m., jak naznačuje Graf 7.6.

Graf 7.6 Délka hlavní osy karu L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Severní úbočí Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



Zhodnotíme-li vztah *délky* (L) a *šířky* (W) na severním úbočí, zjistíme, že hodnota W převyšovala hodnotu L ve 44 % případů (24 karů severu bylo širších než delších). To je o 10 % víc než na jižním svahu. Můžeme tak říci, že na severním svahu vykazovaly kary spíše větší šířku než délku.

Také situace, kdy hodnota *výšky* (H) převyšovala hodnotu L , se zde vyskytla častěji (11 % karů severu). Z této skutečnosti lze vyvodit, obdobně jako na jižní straně pohoří, že ústup karové stěny probíhal významně rychleji než hloubková eroze.

Ukazatel *Lake* na severním svahu nejčastěji zastupoval typ 6 (skalnaté dno, strmý svah, bez zřetelného dna; celkem v 50 % případů) a typ 1 (zřetelné, zabírá většinu karového dna; 26 % karů severu).

Na škále *Grade* byl nejpočetněji zastoupen shodně typ 1 (klasický kar: karová stěna, jezero v depresi dna, a to celkem ve 25 % případů) a typ 4 (slabě vyvinutý kar, bez jezera a zřetelného zahloubeného dna, nepříliš strmá stěna) – v obou případech 30 % karů.

U ukazatele *Type* se nejčastěji vyskytovala hodnota 2 (valley-head without threshold; celkem ve 32 %) a hodnota 6 (inner, contained in a larger cirque; ve 30 % případů).

Parametr *Relief_1* popisující členitost okolního reliéfu karu dosahoval na severním úbočí průměrné hodnoty 847,7 m, což je o 86,5 m více než na jihu.

7.3 Vybrané charakteristiky karů – celé Vysoké Tatry

V rámci celých Vysokých Tater bylo identifikováno celkem 146 glaciálních tvarů (karů a karových ploch), z toho na jižním úbočí 92 a na severním úbočí 54 forem (vč. polského území). Přehled základních charakteristik pro celé pohoří uvádí Tab. 7.3.

Tab. 7.3 Vybrané charakteristiky karů ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem). Vlastní zpracování (Stata).

	<i>L</i>	<i>W</i>	<i>H</i>	<i>Area</i>	<i>E_{min}</i>	<i>E_{prum}</i>	<i>E_{max}</i>	<i>L/H (R)</i>	<i>L/W (T)</i>
Min	148	96	50	26 125,6	1 300	1 450	1 600	0,6	0,15
Prum	649,2	618,3	247,5	393 779,6	1 853,8	1 977,6	2 101,3	3,0	1,2
Max	2443	2 190	740	4 178 602	2 250	2 325	2 500	10,1	5,8
Sm. odch.	339,4	335,0	114,9	511 883,2	186,8	172,9	177,5	1,9	0,7
Koef. šikm.	1,8	1,8	1,3	4,9	-0,3	-0,2	-0,3	1,3	2,9
10 percent.	279	282	120	77 606,4	1 600	1 750	1 850	1,1	0,5
90 percent.	1 049	1 048	400	655 779,3	2 050	2 195	2 300	5,8	1,8

L, délka (L); *W*, šířka (m); *H*, rozpětí nadmořských výšek (m); *A*, plocha (m²); *E_{min}*, *E_{prum}*, *E_{max}*, minimální, průměrná a maximální nadmořská výška (m n. m.).

Koeficient šikmosti (*Skewness*) udává, jakým způsobem je daný jev distribuován. Podle ŠEDIVÉ [online] je šikmost „charakteristika, která nám pomáhá rozhodnout o shodě našich dat s modelem normálního rozdělení z hlediska symetrie kolem průměru.“ Vychýlení do vyšších (kladných) hodnot tak znamená *pozitivní šikmost*, na druhou stranu záporné hodnoty značí koncentraci nižších hodnot (vychýlení doleva) a tedy *negativní šikmost*. Tato byla zjištěna u souborů: *E_{min}*, *E_{prum}* a *E_{max}*, jak je zřejmé z Tab. 7.3. Naopak u plochy tvarů (*Area*) byla zjištěna *pozitivní šikmost*, což ukazuje na koncentraci dat v oblasti vyšších hodnot.

Percentil (10) je hodnota, pod kterou se nachází 10 % dat, seřadíme-li je vzestupně v souboru podle velikosti (ŠEDIVÁ [online]). Vezmeme-li například parametr *délky (L)*, je 10 % hodnot kratších než 279 m.

Zaměříme-li se na parametr *výšky (H)* z pohledu percentilu (90), víme, že 90 % hodnot je kratších než 400 m. Jedná se o více vypovídající charakteristiku než je maximální hodnota, která může být zcela ojedinělým extrémem (v tomto případě 740 m zřejmě dosahuje jen malé množství karů).

Pro ilustraci a porovnání dat je uvedena *Tab. 7.4* prezentující další charakteristiky pro celé pohoří (viz *Tab. 7.1* a *Tab. 7.2* pro dílčí svahy). Zajímavý je výsledek *Relief_1*, kdy je průměrná hodnota 793,2 m, což značí velmi členitý reliéf se značným převýšením na malé vzdálenosti.

Tab. 7.4 Další charakteristiky karů ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem). Vlastní zpracování (Stata).

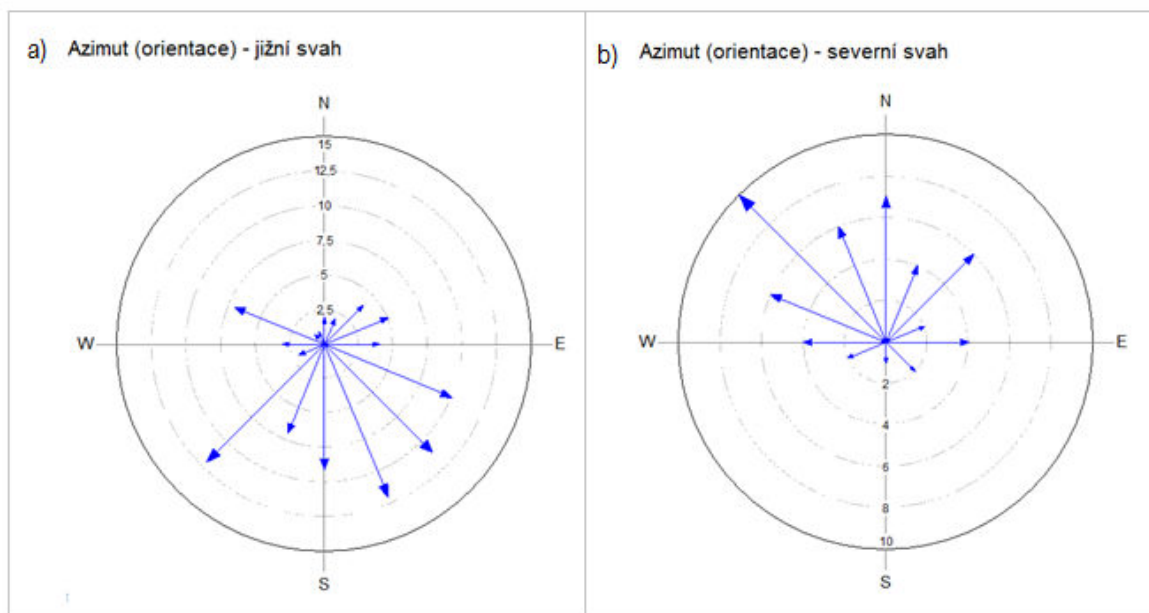
<i>Charakteristika</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>Sm. odch.</i>
Azimut [°]	2	356		
Relief_1 [m]	441	1 177	793,20	159,71
Lake	1	6	4,14	2,06
Grade	1	5	2,93	1,44
Type	1	6	3,55	1,55

Lake a *Type* na subjektivní škále (1 – 6), stejně tak i *Grade* (1 – 5).

Graf 7.7 orientace (azimutů) na následující straně názorně ukazuje převládající tendence pro oba dva svahy. Zatímco v rámci jižního svahu vidíme, že převládajícím sektorem je jihovýchod-jih-jihozápad, u severního svahu je to severozápad-sever-severovýchod. Ve Vysokých Tatrách, navzdory jejich relativně malé rozloze a v porovnání například s Nízkými Tatrami, mohly vzniknout kary ve všech směrech.

Graf 7.7 Četnost směrů linie *L* (*délka*), která udává orientaci karů na obou svazích Vysokých Tater (A – jižní svah, B – severní svah).

Vlastní zpracování (Stata).

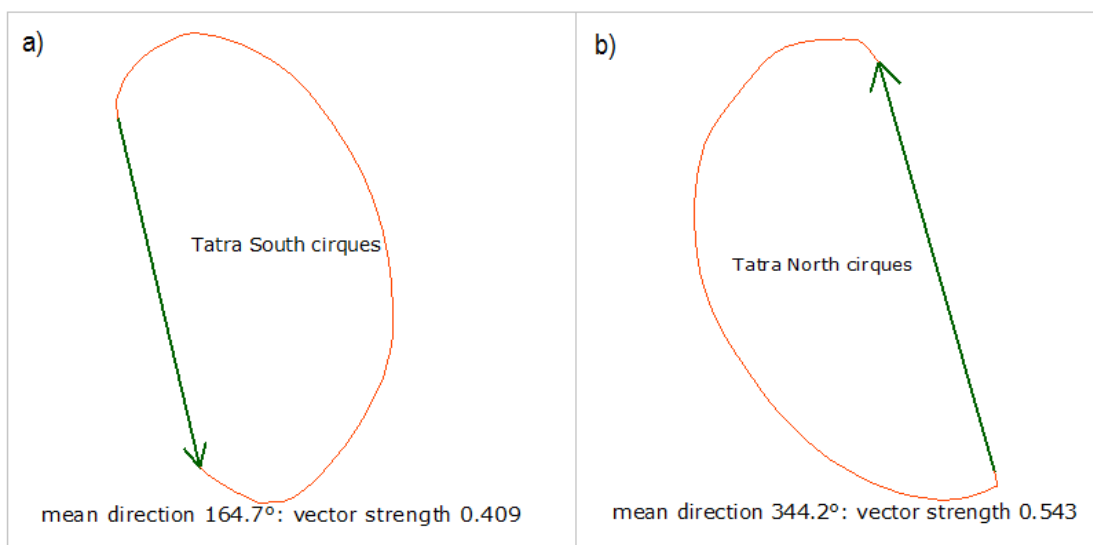


Sílu a směr výsledného vektoru orientace pak udává *vector resultant* na následujícím schématu (*Graf 7.8*). Kary jihu byly v průměru orientovány $164,7^\circ$ (část A *Grafu 7.8*) a výsledný vektor měl sílu 0,409. Kary na severu v průměru směřovaly v azimutu $344,2^\circ$ (část B *Grafu 7.8*) a výsledný vektor udával sílu 0,543. Podle EVANSOVY škály (1977:162) by pak mohly být obě hodnoty interpretovány jako *značně asymetrické* (viz *Kapitola 6.2*).

Porovnáme-li průměrné směry orientace ($164,7^\circ$ na jižním úbočí a $344,2^\circ$ na severu), dostaneme výsledný rozdíl $179,5^\circ$, což odpovídá téměř úplně protilehlým stranám v rámci azimutálního rozložení (na kružnici).⁴ Tuto skutečnost také ilustruje *Graf 7.8* na následující straně.

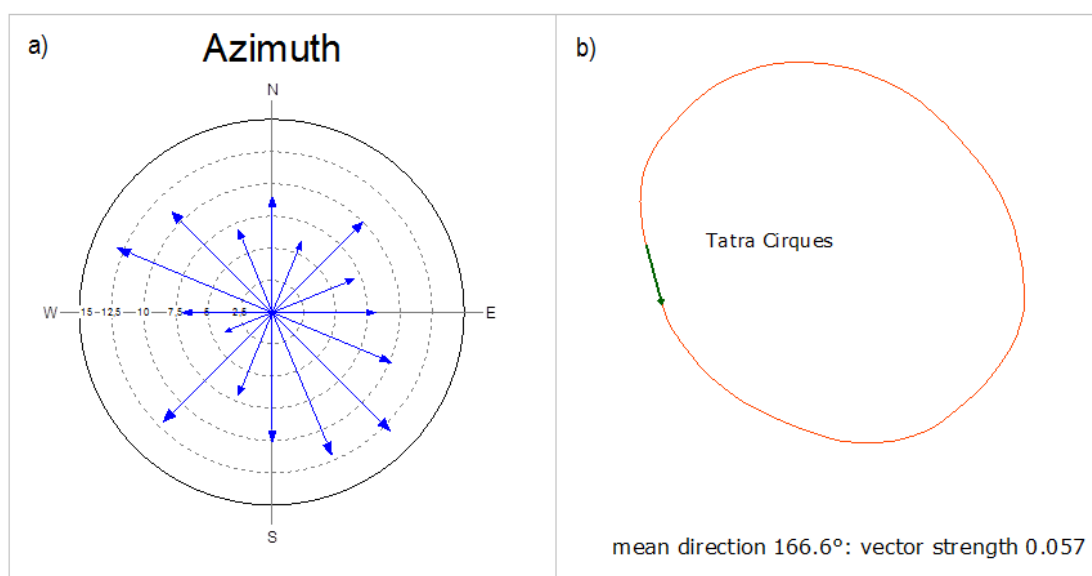
⁴ Souvislost s téměř rovnoběžkovou orientací pohoří.

Graf 7.8 Výsledný vektor pro jižní svah (A) a severní svah (B) Vysokých Tater.
Vlastní zpracování (Stata).



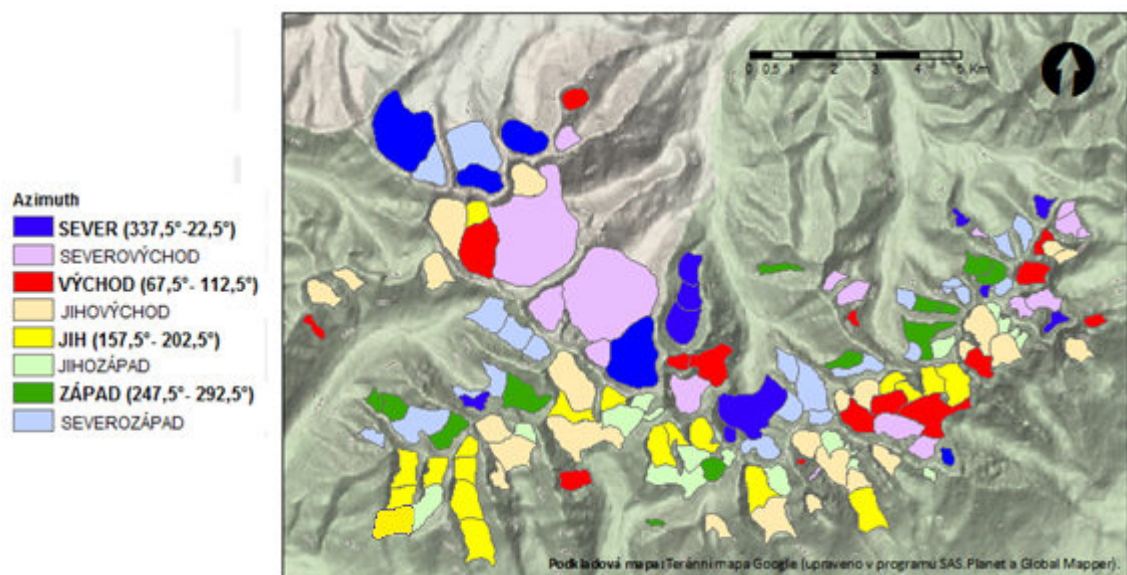
Výsledkem složení předchozích údajů (*Graf 7.7* a *Graf 7.8*) je následující *Graf 7.9*, který znázorňuje směry orientace karů v rámci celého pohoří (část A) a následně i výsledný vektor (část B). Ten lze podle EVANSOVY škály (1977:162) uvedené v *Kapitole 6.2* označit jako *symetrický*.

Graf 7.9 Směry orientace karů a výsledný vektor pro celé pohoří Vysokých Tater.
Vlastní zpracování (Stata).



Srovnáme-li dosažené výsledky vektorové analýzy s výstupy EVANSE (1977:165), vidíme, že v jeho souboru dat převažovalo asymetrické zalednění. Našemu výsledku se nejvíce přibližuje situace z Rocky Mountains, kde výsledný vektor dosahoval 30 % (slabě asymetrický), a ze Skotska (24 %). Nelze ale hovořit o významnější shodě s tatranskými daty. Podobný výsledný azimut jako v Tatrách (166,6°) byl zjištěn pouze u tasmánských karů – 168°, ostatní výsledky byly lokalizovány ve směru S-SV-V (EVANS, 1977.165).

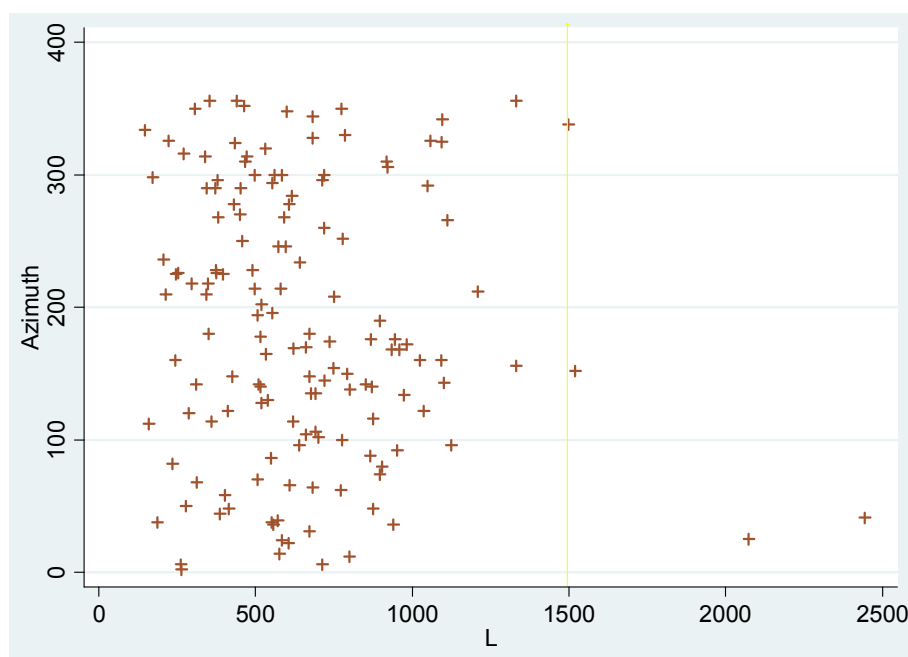
Pokud vizualizujeme jednotlivé výsledky orientace (kary podle azimutu) v rámci celého pohorí, dostaneme schéma, jaké uvádí *Obr. 7.1*. Podíváme-li se na legendu, uvidíme, že nejvýraznější odstíny barev reprezentují čtyři hlavní světové strany. Slabší odstíny pak značí dílčí sekce: severovýchod, jihovýchod, jihozápad, severozápad. Zjednodušeně můžeme říci, že v rámci severního svahu dominuje modrá a zelená barva reprezentující severní a západní sektor (zde převládající barvy legendy potvrzují údaje *Grafu 7.7* na straně 59). Na jižním úbočí zase převládají odstíny červené a žluté, které se vztahují k jižnímu a východnímu sektoru (viz *Graf 7.7*).



Obr. 7.1 Klasifikace karů podle ukazatele *Azimut*.
Vlastní zpracování (ArcGIS).

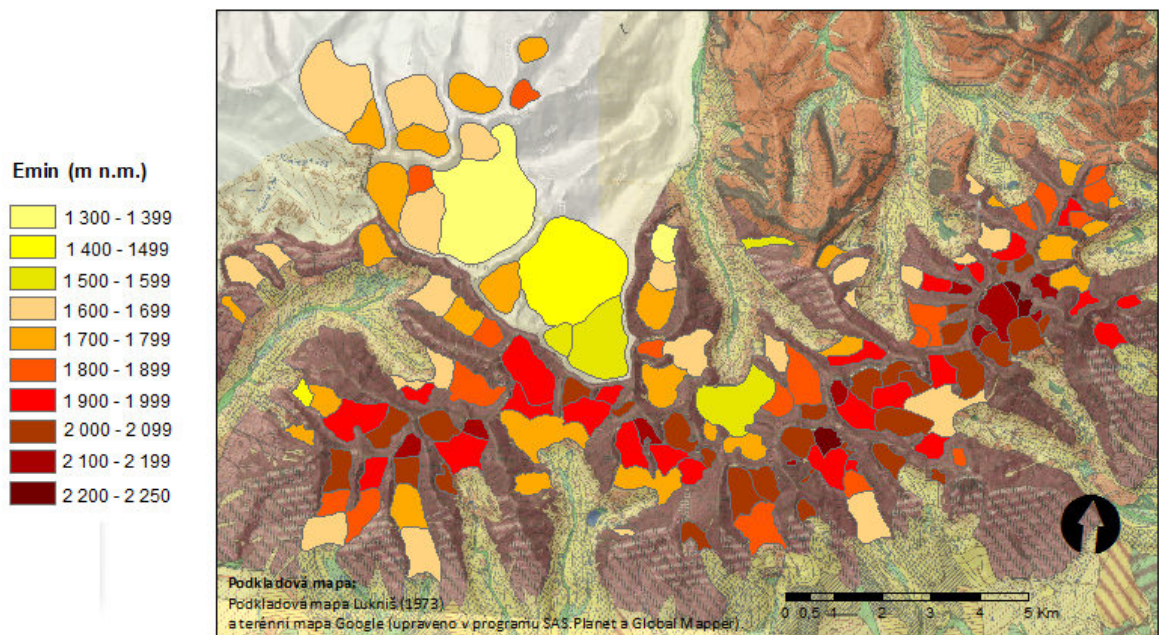
Následující *Graf 7.10* zachycuje závislost *délky* (L) na orientaci karu (*azimut*). Můžeme na něm odhalit dvě oblasti zvýšené koncentrace karů okolo azimutu 150° a následně 340° . Jelikož jsou data pro celé pohoří, vysvětlení je zřejmé – delší kary jihu mají často orientaci kolem 150° a naopak delší kary severu bývají orientované „severně“, tj. přibližně 340° .

Graf 7.10 Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu (*Azimut*).
Celé pohoří Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



Žlutá linie udává maximální hodnotu L na jižním úbočí Vysokých Tater (viz *Graf 7.2*)

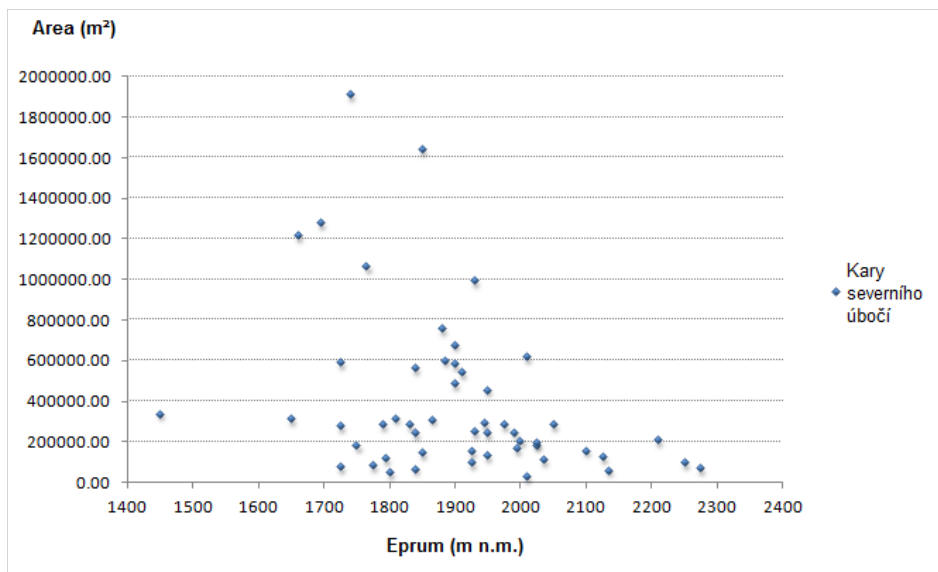
V následující části opustíme parametr *Azimut* a zaměříme se na výsledky spojené s nadmořskou výškou. První schéma na *Obr. 7.2* vizualizuje rozložení karů ve Vysokých Tatrách podle minimální nadmořské výšky (E_{min}). Na škále uvedené vlevo vidíme, že vyšší hodnoty výšky jsou zobrazeny pomocí tmavších odstínů. Ty se nápadně kumulují na jižním úbočí pohoří a také v blízkosti hlavního hřebene. Jedná se zejména o Malou Studenou dolinu, Velkou Studenou dolinu, Velickou a Mlynickou dolinu.



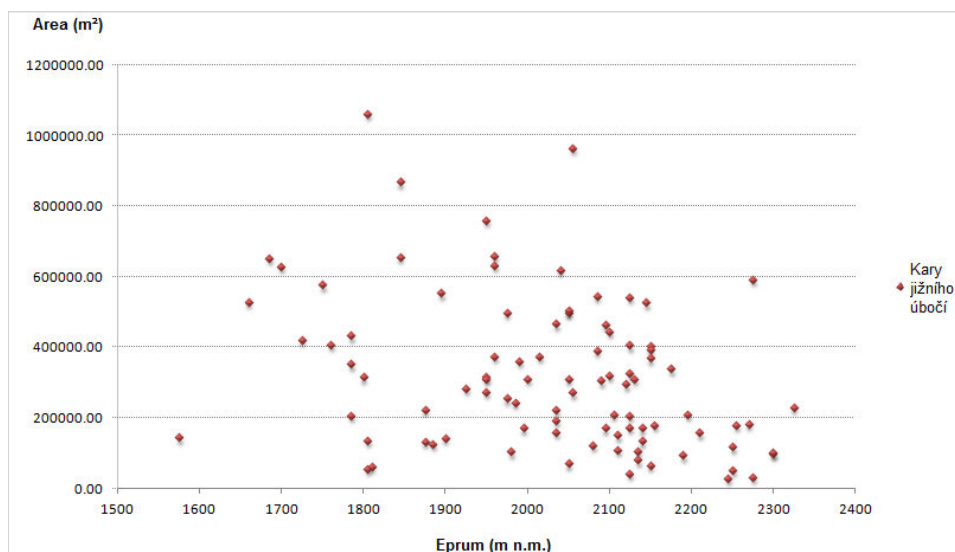
Obr. 7.2 Klasifikace karů podle ukazatele E_{min} .
Vlastní zpracování (ArcGIS).

Zaměříme-li se dále na posuzování závislosti průměrné nadmořské výšky (E_{prum}) na rozloze ($Area$), zjistíme, že se na severním úbočí rozlehlější kary nacházejí mezi 1 650 až 1 950 m n. m. (E_{prum}), což ilustruje *Graf 7.11*. Na jižním úbočí se rozlehlější kary koncentrují kolem výšek 1 800 – 2 100 m n. m., jak ukazuje *Graf 7.12*.

Graf 7.11 Rozloha karů v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}).
Severní úbočí Vysokých Tater. Vlastní zpracování.



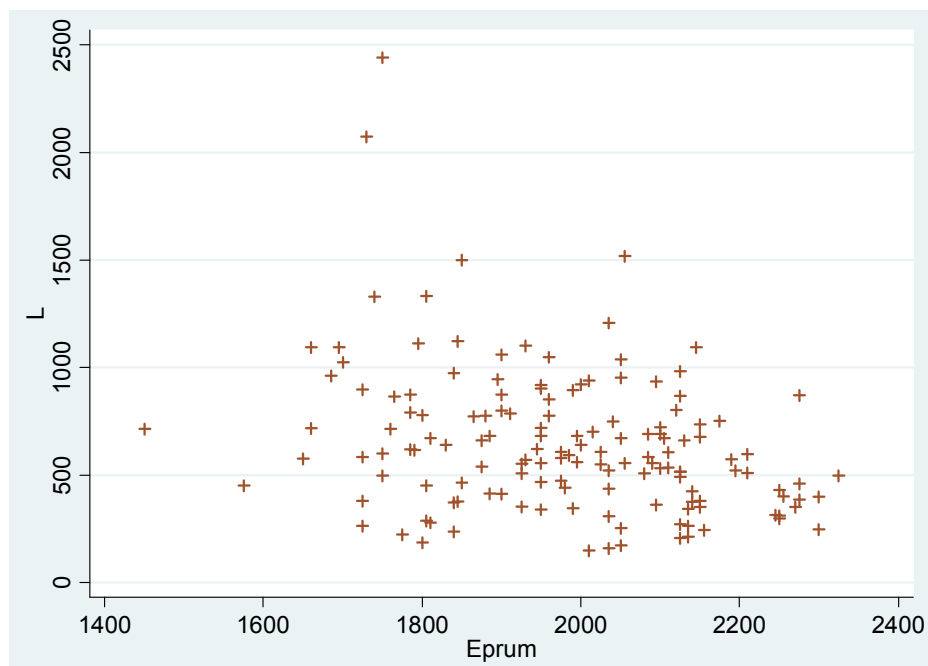
Graf 7.12 Rozloha karů v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}).
Jižní úbočí Vysokých Tater. Vlastní zpracování.



Graf 7.13 zobrazuje vztah mezi hodnotou délky (L) a průměrnou nadmořskou výškou (E_{prum}) v rámci dat pro celé pohoří. Lze v něm identifikovat několik skutečností. První z nich ukazuje, že kary vyšších nadmořských výšek mívají častěji kratší L (250 – 750 m). Delší kary zároveň napatří mezi ty výše položené (z pohledu E_{prum}).

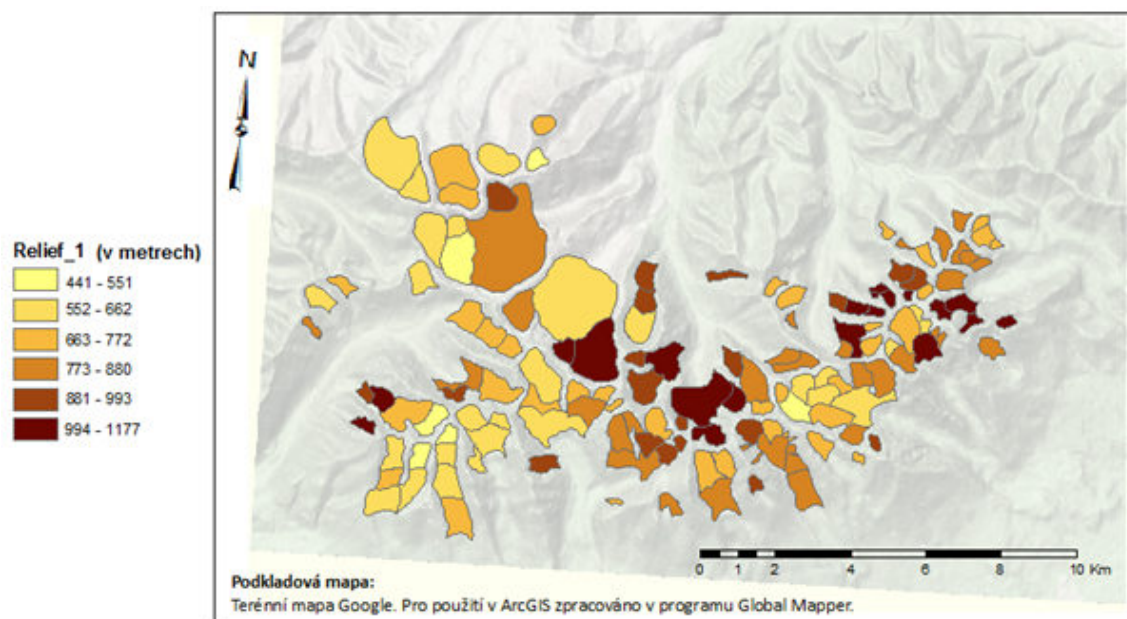
Dále se ukazuje větší rozptýlení hodnoty L kolem nadmořské výšky 1 700 – 1 900 m n. m.

Graf 7.13 Délka hlavní osy karů L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karů (E_{prum}). Celé pohoří Vysokých Tater. Vlastní zpracování (Stata).



S nadmořskou výškou ještě souvisí ukazatel *Relief_1*. Na schematické mapě na *Obr. 7.3* je zobrazena klasifikace karů ve Vysokých Tatrách právě podle této charakteristiky. Tento ukazatel měří členitost terénu v okruhu 1 km od středu karu. Jedná se tedy o rozdíl nejvyšší a nejnižší kóty v tomto poloměru. Nejnižší kóta jen výjimečně ležela uvnitř karu (kar jezera Morskie Oko), a to proto, že tatranské kary jsou méně rozlehlé. Nicméně výsledky charakteristiky *Relief_1* ukazují výraznou členitost reliéfu Vysokých Tater (průměrně 794 m). Na tuto skutečnost upozorňuje i BALÁŽ et al. (2010:36), který měřil výškovou členitost v kruhu o poloměru 2 km a dosažené výsledky (téměř ve všech případech větší než 640 m) označil za extrémní (z typologického hlediska ráz velehorského reliéfu).

Nejvyšší hodnoty byly zjištěny v Bielovodské dolině (Kačacia dolina), Čierné Javorové dolině (Horný a Dolný kotol, Ľadová dolinka), Suché dolině (kar pod Suchým hrebeňom) a v Dolině Rybiego potoku (kar jezera Czarny Staw pod Rysami) – ve všech případech bylo naměřeno více než 1 100 výškových metrů. Tento výsledek kopíruje převážně hlavní hřeben pohoří, kde se nacházejí v průměru i vyšší vrcholy. Toto tvrzení však nelze zcela zobecnit, protože např. v případě karu jezera Czarny Staw Polsku nebo v závěrech Mengusovské a Velké Studené doliny toto neplatí.



Obr. 7.3 Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky *Relief_1*.
Vlastní zpracování (ArcGIS).

Následující část práce je zaměřena na posouzení kvalitativních parametrů *Lake*, *Grade* a *Type*. Při analýze výsledků ukazatelů *Lake*, *Grade* a *Type* byla zjištěna četnost výskytu jednotlivých typů a procentuální zastoupení v celém souboru dat. Shrnutí uvádí *Tab 7.5*. Na následujících stránkách jsou výsledky vizualizovány.

Tab. 7.5 Charakteristiky *Lake*, *Grade* a *Type* pro kary ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem) – subjektivní škály dle EVANSE (2007:840).

Vlastní zpracování.

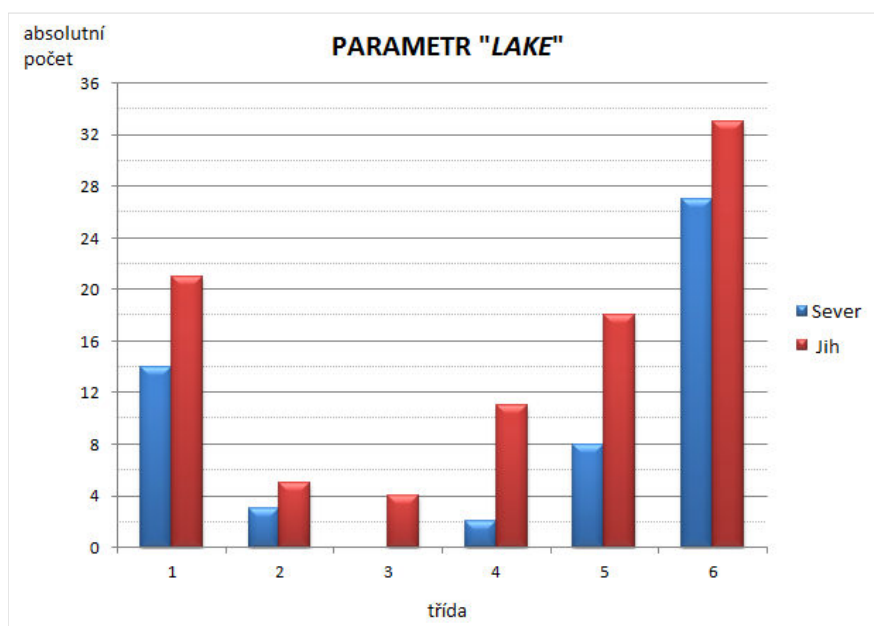
<i>Kategorie LAKE</i>	<i>Četnost výskytu (celkem 146)</i>	<i>% zastoupení (celkem 100)</i>	<i>Kumulovaná četnost</i>
1	35	23,97	23,97
2	8	5,48	29,45
3	4	2,74	32,19
4	13	8,90	41,10
5	26	17,81	58,90
6	60	41,10	100,00
<i>Kategorie GRADE</i>	<i>Četnost výskytu (celkem 146)</i>	<i>% zastoupení (celkem 100)</i>	<i>Kumulovaná četnost</i>
1	39	26,71	26,71
2	14	9,59	36,30
3	35	23,97	60,27
4	34	23,29	83,56
5	24	16,44	100,00
<i>Kategorie TYPE</i>	<i>Četnost výskytu (celkem 146)</i>	<i>% zastoupení (celkem 100)</i>	<i>Kumulovaná četnost</i>
1	6	4,11	4,11
2	42	28,77	32,88
3	33	22,60	55,48
4	24	16,44	71,92
5	13	8,90	80,82
6	28	19,18	100,00

Schematický Obr. 7.4 znázorňuje klasifikace karů ve Vysokých Tatrách podle charakteristiky *Lake*, která na subjektivní škále od 1 do 6 udává, je-li v karu přítomno jezero, příp. popisuje charakter dna karu. Detailně jsou jednotlivé kategorie uvedeny v Tab. 6.3 na straně 47.

Nutno upozornit na to, že škála je subjektivní, a to zejména při posuzování velikosti jezer a odlišování kategorií 3, 4 a 5.

Mezi kary kategorie 1 můžeme zařadit kar jezera Czarny Staw pod Rysy, kar jezera Czarny Staw Polski, Hincovu kotlinu, kar Zmrzlého plesa nebo Rumanovou dolinku. Z celkového počtu 146 karů na obou úbočích sem spadá 35 z nich (tj. 23,97 %), jak uvádí Tab 7.5 a detailněji rozpracovává Graf 7.14.

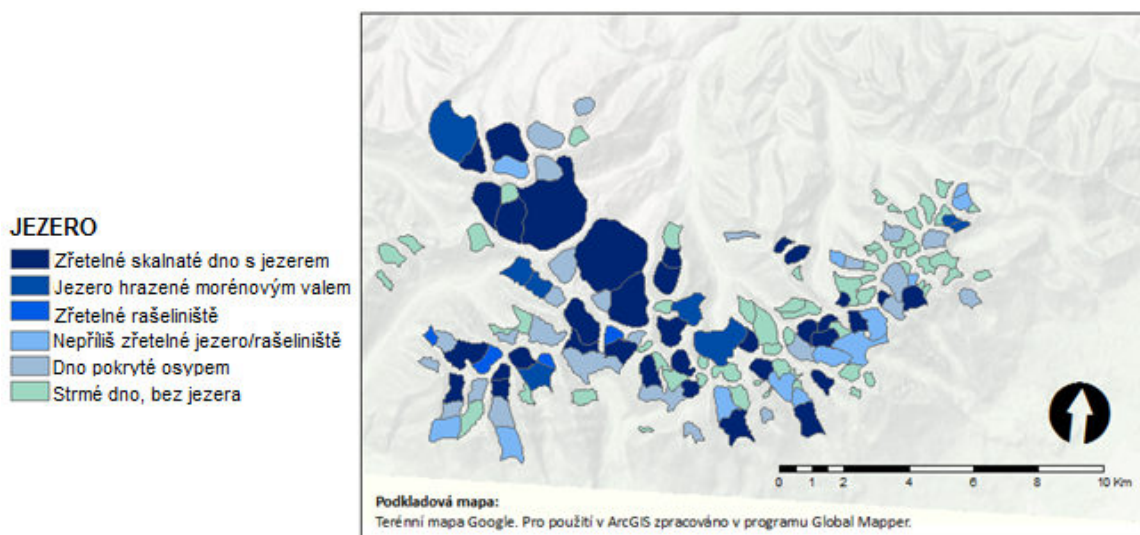
Graf 7.14 Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru *Lake*. Data zvlášť pro severní i jižní svah Vysokých Tater. Vlastní zpracování.



TŘÍDY LAKE: 1 – Zřetelné skalnaté dno s jezerem, 2 – Jezero hrazené morénovým valem, 3 – Zřetelné rašeliniště, 4 – Nepříliš zřetelné jezero/rašeliniště, 5 – Dno pokryté osypem, 6 – Strmé dno, bez jezera.

Z Obr. 7.4 je patrné, že se kary s jezery nacházejí v blízkosti hlavního hřebene. Dále se pak jezera vyskytují v rámci karových ploch, např. v Malé Studené dolině, Batizovské dolině (kar Batizovského plesa) nebo Mlynické dolině (kar Nižného Kozieho plesa).

Naopak kary bez zřetelného dna, příp. zakryté osypem, lze identifikovat zejména na bočních svazích dolin (např. Turkova dolina, Široký žlab, Litvorový žlab nebo Huncovská kotlina) a dále pak směrem na východ, kde klesá i výška hlavního hřebene (např. Kotlinka pod Branami, Kotlinka pod Kolovým sedlom, Barania kotlina nebo Kotlina pod Snehovým). V celém souboru karů je tato třída zastoupena nejpočetněji, celkem 60 karů (tj. 41,10 %).



Obr. 7.4 Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky *Lake*.
Vlastní zpracování (ArcGIS).

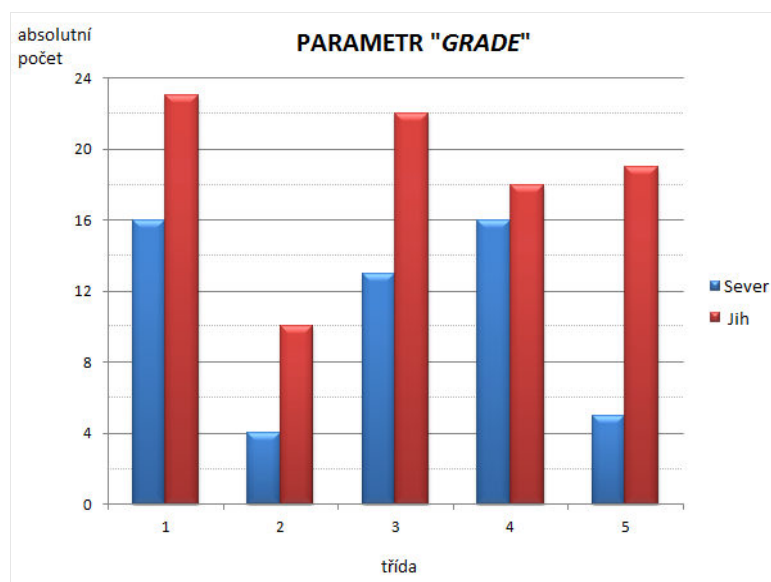
Obrázek 7.5 na str. 71 schematicky znázorňuje klasifikaci karů ve Vysokých Tatrách podle charakteristiky *Grade*. Ta se udává také na subjektivní škále (od 1 do 5), a měla by vyjadřovat stupeň vývoje karu. Posuzuje vývoj karu jiným způsobem než charakteristika *Lake*, nicméně se spíše doplňují. Často totiž kar s jezerem (*Lake 1, Lake 2*) koresponduje s kategorií klasický, dobře definovatelný kar.

Detailně jsou jednotlivé kategorie uvedeny v *Tab. 6.3 na str. 47*.

Opět platí, že škála vymezení je velmi subjektivní, což je zřejmé zejména u typu 5 ukazatele *Grade* (jedná-li se o kar nebo pouze o lavinový žlab).

Typ 1 je dle *Tab. 7.5* nejpočetnější (celkem 39 karů, což odpovídá 26,71 % z celkového počtu) a zastupuje ji např. kar jezera Czarny Staw pod Rysami, Dolinka pod Kolem, kar Vyšného Bielowodského Žabieho plesa, kar Čapieho plesa, Hincova kotlina nebo kar Vyšného Wahlenbergova plesa. Detailnější počty karů v jednotlivých kategoriích charakteristiky *Grade* uvádí *Graf 7.15*.

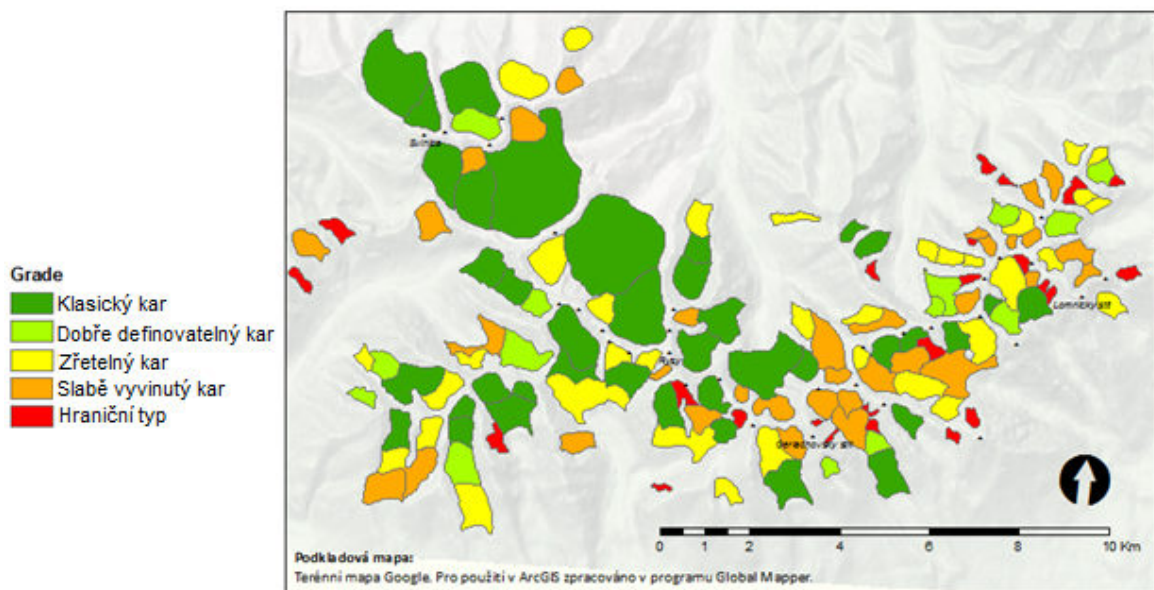
Graf 7.15 Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru *Grade*. Data zvláště pro severní i jižní svah Vysokých Tater. Vlastní zpracování.



TŘÍDY GRADE: 1 – Klasický kar, 2 – Dobře definovatelný kar, 3 – Zřetelný kar, 4 – Slabě vyvinutý kar, 5 – Hraniční typ.

Z Obr. 7.5 je zřejmé, že rozložení klasických karů koresponduje s rozložením karů s jezerem. Nacházejí se tedy často v blízkosti hlavního hřebene (častěji v západní polovině pohoří).

Hraniční typy karů odpovídají často kategorii 5 a 6 parametru *Lake* (viz Obr. 7.4) a nacházejí se na bočních svazích dolin (např. Garajova dolina, Slavkovská priehyba, Huncovská kotlina nebo kar pod Kopou bran) či tvoří okrajovou část větších celků (např. Pod Soliskom v Mlynické dolině, Pod hrebeňom Sviniek v Kolové dolině nebo Pod Kozím štítom v Dolině Bielych plies).



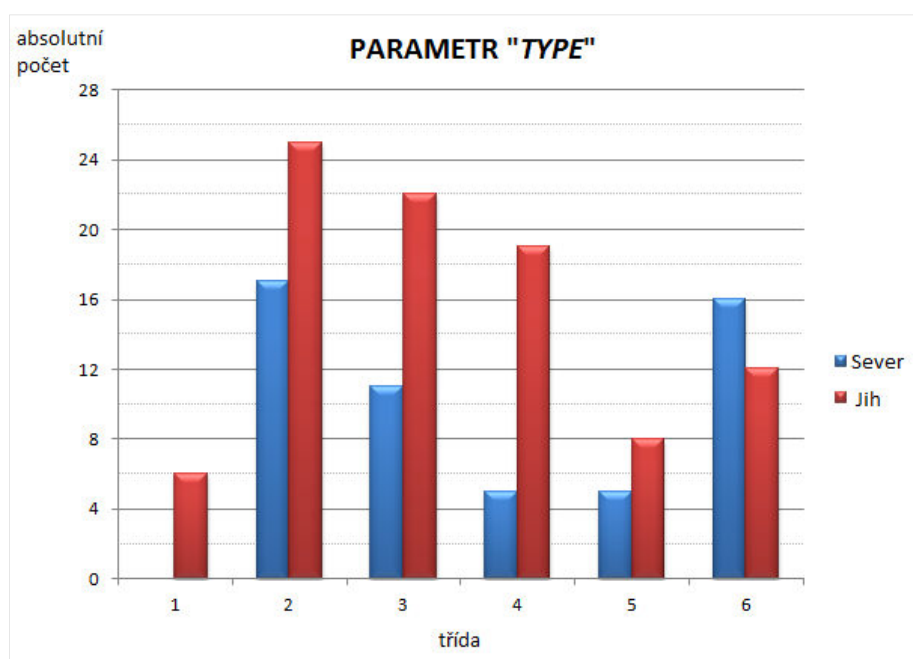
Obr. 7.5 Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky *Grade*.
Vlastní zpracování (ArcGIS).

Mapa klasifikace karů ve Vysokých Tatrách podle charakteristiky *Type* (Obr. 7.6) schematicky ukazuje rozmístění karů podle topografie. Opět jako základ slouží subjektivní škála od 1 do 6. Detailně jsou jednotlivé kategorie uvedeny v *Tab. 6.3* na straně 47.

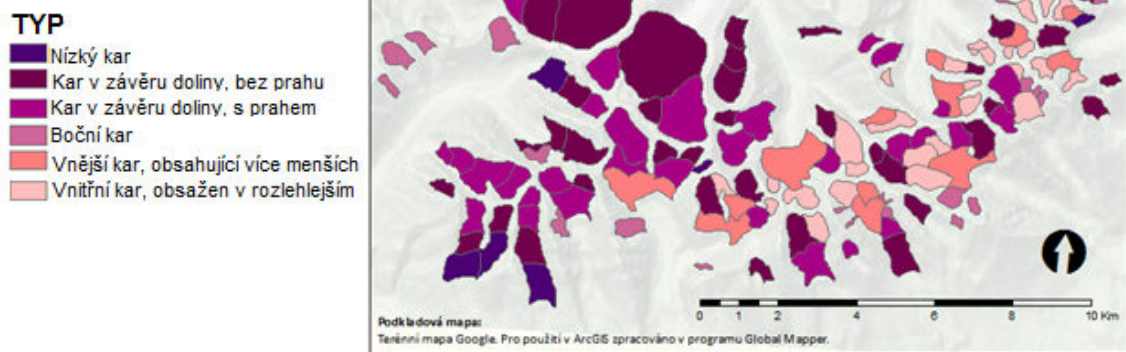
Ze všech tří charakteristik se jeví jako nejproblematictější – s největší mírou subjektivity při vymezení.

Nejpočetněji byly v souboru dat pro celé pohoří zastoupeny kary bez prahu (typ 2), což dokládá *Tab. 7.5* a detailněji i *Graf 7.16* (celkem 42 karů, tj. 28,77 %), a kary se zřetelným prahem (typ 3; 22,60 % karů).

Graf 7.16 Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru *Type*.
Data zvlášť pro severní i jižní svah Vysokých Tater. Vlastní zpracování.



TŘÍDY GRAFU: 1 – nízký kar, 2 – kar v závěru doliny bez karového prahu, 3 – kary v závěru doliny se zřetelným prahem (často s jezerem), 4 – boční kar, 5 – vnější kar obsahující více karů menších, 6 – vnitřní kar obsažený v karu rozlehlejším.



Obr. 7.6 Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky *Type*.
Vlastní zpracování (ArcGIS).

8 DATOVÁNÍ OBNAŽENÝCH FOREM RELIÉFU (DEGLACIACE)

Metoda beryliového datování

Datování obnažených forem reliéfu je metoda, pomocí které se určuje, jak dlouhou dobu byla hornina na zemském povrchu vystavena kosmickému záření. Nuklidy přítomné v minerálech se vytvářejí tak, že dochází k interakci primárního kosmického záření s atmosférou; vzniká tak sekundární záření (vysoce energetické částice) zacílené na jádra minerálů na zemském povrchu (GHEORGHIU et al., 2012:135). Dobu vystavení (obnažení) povrchu kosmickému záření zjistíme tak, že měříme koncentraci vyprodukovaného kosmogenního nuklidu ^{10}Be (nebo dalších prvků) (in situ), který je přítomný v křemenu.

GHEORGHIU et al. (2012:135) uvádí průběh měření tak, že nejprve odebereme vzorky hornin v terénu (podle místa odebrání vzorků se použije korekce – produkční křivka, více GHEORGHIU et al., 2012:135). Následuje rozdrčení/namletí vzorků, kdy se křemen oddělí od ostatních minerálů mechanickou (separace) a chemickou (loužení Al-Si minerálů) procedurou. Čistota křemene je dosažena oddělením Al pomocí spektrometrie (GHEORGHIU et al., 2012:135). Posledním krokem je zjištění poměru $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ pomocí spektrometru, kdy je výsledek převeden na nuklidovou koncentraci v křemenu - a následně vypočten věk obnažení povrchu.

Následující podkapitoly jsou věnovány dosud zveřejněným studiím – chronologicky podle data publikace.

8.1 Deglaciace v dolině Sucha Woda a Pańszczyca (polské Vysoké Tatry)

BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2001:8) datovali mineralogický materiál (pomocí izotopů ^{36}Cl , a radiokarbonového datování – ^{14}C) a s pomocí výsledků analýzy jezerních sedimentů stanovili rozsah zalednění během LGM (21 – 19 ka).⁵

V dolině Sucha Woda a Pańszczyca rekonstruovali dva spojující se ledovce (ohraničené společnými koncovými morénami). Rozlišili sedm fází oscilace pomocí geomorfologického mapování (rašelinová pole jako koncové deprese, boční morény) a radiokarbonového datování. Konečnou deglaciaci v obou údolích stanovili na dobu před 8,3 ka, kdy však oba ledovce ustupovaly v nezávislých fázích. To mohla způsobit odlišná orientace dolin (Pańszczyca směr poledníkový, užší údolí než Suchá Woda), příp. různé nahromadění mas ledů. Ledovec v Suche Wode byl 1 600 m široký (170 m mocný), zatímco ledovec Pańszczyca byl v dolní části nejširší (1 500 m) a zužoval se směrem do horní oblasti, kde měřil na šířku 700 m (150 m mocný) (BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA, 2001:17-20).

Maximální fáze rozšíření ledovce v dolině Suche Wody je dána morénami Toporowych Stawů, které byly datovány (^{36}Cl) na 21 ka. Sněžná čára během tohoto období ležela kolem 1 600 m n. m. Jak uvádí *Tab. 8.1*, rozsah tohoto zalednění koresponduje s fází Lezsno, která označuje největší rozšíření Skandinávského štítu v Polské nížině. Ve stejné *Tab. 8.1* jsou dále uvedeny jednotlivé fáze recese v dolinách Sucha Woda a Pańszczyca.

Užitečná data pro stanovení deglaciace také poskytují sedimenty jezera Czarny Staw Gaśienicowy a deprese Żabie Oko (před morénou jezera Morskie Oko, dolina Biała Woda). Začátek holocénu značí zvýšené množství organické složky v sedimentačním profilu.

⁵ Srovnání dat z datování ^{36}Cl a ^{10}Be je problematické (otázka, nakolik se výsledky shodují).

Tab. 8.1 Glaciální fáze v dolině Pańszczyca a Sucha Woda.

Vlastní zpracování podle dat BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2001).

Stáří [ka]	fáze	Pańszczyca [m n. m.]	Sucha Woda [m n. m.]
	SWa		1 094 (Toporowy Staw I)
21 ± 1,3	SWb		1 130 – 1 150 (Toporowy Staw II)
17,2 ± 2,2	SWc		1 160 (Kotliny)
14,7	P1 (SWd)	1 216 (Młaka)	1 280 (pod Wyznia Sztolnia)
14,0	P2 (SWe)	1 280 (Wielka Pańszczycka Młaka)	1 345 (Obóz Polská Alpinistická Spol.)
13,8	P3 (SWf)	1 338 (Butorów)	1 530 (Mokra Jama), 1 450 (Czarna Pasza)
12,9	P4 (SWg)	1 550 (Komory)	1 660 (Dwoisty) 1 540 (Sp. Czar. Staw)
11,9	P5 (SWh)	1 700 (Kopka I)	1 688 (Kurtkowiec) 1 630 (Hor. Cz. Staw)
10,4	P6 (SWi)	1 770 (Kopka II)	1 850 (Zadni Staw) 1 830 (Sp. Kozia V.)
8,5	P7 (SWj)	1 810 (Zadnie Usypy)	1 950 (Zadnie Kolo) 1 940 (Kozia dolina v.)

Uvedené výsledky následně potvrdila další studie (BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA, 2002), jejíž data uvádí *Tab. 8.2* na straně 78. Z *Tab. 8.1* je dále zřejmé, že moréna fáze SWc byla poslední společnou morénou jednoho ledovce, mladší fáze už probíhaly v každé z dolin odděleně. Datování také odhalilo relativně „čerstvé“ formy, což podle autorů ovlivnilo vytávání mrtvého ledu.

V karech (kolem 1 850 – 1 880 m n. m.) zřejmě přetrvaly ledovce i během Younger Dryas, nejdéle však do 8,7 – 8,4 ka, což odpovídá situaci v dolině Biała Woda (BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA, 2001:28-29).

8.2 Chronologie deglaciace v dolině Biąła Woda a Sucha Woda

BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002) datovali v dolinách Biąła Woda a Sucha Woda s cílem ověřit maximální rozsah zalednění a fáze ústupu ledovce (zjistili souvislost s ústupem zalednění ve Východních Alpách). Obě vybrané doliny byly nejmohutněji zaledněné v rámci severního svahu Vysokých Tater. Nejmenší ledovce zde pravděpodobně přetrvaly až do 8,3 ka.

V dolině Sucha Woda hrál významnou roli i ledovec Pańszczyca, který přitékal do hlavního údolí a napájel stávající ledovcovou masu. Vnější moréna bude pravděpodobně starší než $21 \pm 1,3$ ka, zároveň ale nemáme důkazy o zalednění této doliny z doby od 50 – 22 ka.

Fáze oscilace byly stanoveny na základě koncových a bočních morénových hřbetů. Ovlivňovalo je klima ale také napájení z bočních ledovců (tributary glaciers). V dolině Sucha Woda a Pańszczyca bylo identifikováno 7 fází (SW 1 – 7, P 1 – 7), v údolí Biąła Woda celkem 10 fází (BW 1 – 10) – podrobnosti uvádí *Tab. 8.2* a *Tab. 8.3* na následující straně.

Tab. 8.2 Fáze deglaciace v dolině Suchej Wody a Pańszczyca.

Vlastní zpracování podle dat BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002).

Stáří (BP)	označení	Dolina Sucha Woda	Dolina Pańszczyca
21 800	nejstarší moréna, Toporowe Stawy	1 080 m n. m.	<i>Pańszczyca součástí SW</i>
19 500	mladší moréna, Toporowe Stawy	1 120 m n. m.	<i>Pańszczyca součástí SW</i>
16 700	spojení doliny Suchej Wody s Pańszczycou	1 160 m n. m.	1 160 m n. m.
14 700	fáze 1 (recese)	1 296 m n. m.	1 200 m n. m.
14 000	fáze 2	1 390 m n. m.	1 290 m n. m.
13 800	fáze 3	1 440 m n. m.	1 340 m n. m.
12 900	fáze 4	1 520 m n. m.	1 550 m n. m.
11 900	fáze 5	1 630 m n. m.	1 700 m n. m.
10 400	fáze 6	1 830 m n. m.	1 750 m n. m.
8 500	fáze 7	1 940 m n. m.	1 810 m n. m.

Tab. 8.3 Fáze deglaciace v dolině Biała Woda.

Vlastní zpracování podle dat BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002).

Stáří (BP)	označení	Dolina Biała Woda (Białka)
17 200	nejstarší moréna (fáze 1)	970 m n. m.
14 800 – 16 000	fáze 2	980 m n. m.
14 000	fáze 3	1 000 m n. m.
13 500	fáze 4	1 020 m n. m.
13 200	fáze 5	1 080 m n. m.
13 000	fáze 6	1 150 m n. m.
12 100	fáze 7	1 280 m n. m.
11 900	fáze 8	1 300 m n. m.
10 700 – 10 200	fáze 9	1 540 m n. m.
8 400 – 9 500	fáze 10	1 940 m n. m.

8.3 Chronologie kvartérního zalednění Tater

LINDNER et al. (2003:269) využili ve své studii datování kosmogenních izotopů ^{36}Cl a radiokarbonové datování z jezerních sedimentů. Identifikovali 8 čtvrtohorních zalednění, které spojovali s fázemi vymezenými v alpské oblasti (přibližné stáří uvádí *Tab. 8.4*): Biber (koreluje s ochlazením během Praetegelian/Rózce), Donau (ochlazení během glaciálu Eburonian a Narevian), Günz (ochlazení během glaciálu Sanian 1 až Nidanian) – zastoupeny jen glaciofluviálními sedimenty; Mindel (koresponduje s glaciací v období Elsterian/Sanian 2), pre-Riss (ochlazení během periody Liviecian), Riss 1 (období koreluje s glaciálem Odranian/Drenthian), Riss 2 (odpovídá glaciálu Wartanian v polské nížině) a Würm (koresponduje s érou Vistulian) – zachovány glaciofluviální formy i morény.

Na severním úbočí LINDNER et al. (2003:274) identifikoval v rámci Würmu tři stadiály (viz *Tab. 8.4*): Sucha Woda (nejstarší glaciofluviální úroveň, TL datování 89 ± 13 ka), Bystra (mladší glaciofluviální úroveň, till datován na 57 ± 9 ka až 42 ± 6 ka) a Białka (nejmladší úroveň; organické sedimenty pod vrstvou štěrků a písků; datováno na 27 ± 4 ka a 25 ± 3 ka až 12 ka).

Zalednění podle autorů této studie pravděpodobně ustoupilo do období Atlantiku (8 500 BP), kdy nastalo „holocénní optimum“. Nevylučují však, že v době počátku sedimentace v jezerech mohly být stále aktivní „skalní ledovce“ (LINDNER et al., 2003:275).

Tab. 8.4 Chronologie holocenních zalednění.

Vlastní zpracování podle LINDNER et al. (2003).

		Období			Stáří (¹⁴ C) [BP]	
		Skandinávie (Polská nížina)	Tatry	Alpy		
RECENT	Little Ice Age				1 400 – 1 850	
	Medieval Warm Period				1 000 – 1 400	
POST GLACIAL	Subatlantic				2 000 AD – 800	
	Subboreal				2 000 – 5 000	
	„Halstat event“				2500, 2700	
	Atlantic				5 000 – 8 000	
	Boreal				8 000 – 9 000	
	„mini Younger Dryas“				8 200	
	Preboreal				9 000 – 11 500	
LATE GLACIAL	Younger Dryas				11 500 – 12 800	
	Allerød				12 800 – 13 900	
	Older Dryas				13 900 – 14 100	
	Bølling				14 100 – 14 600	
	Oldest Dryas				14 600 – 15 100	
WEICHSELIAN (VISTULIAN)		Białka-Pięć Stawów			8 000 – 12 000	
		Białka-Roztoka			12 000 – 13 000	
		Białka-Włoszenica			13 000 – 17 000	
		Białka-Polana			17 000 – 18 000	
		Białka-Łysa Polana	Würm		18 000 – 24 000 (LGM)	
		Białka-Waxsmund			24 000 – 25 000	
		Białka-Hurkotne			25 000 – 32 000	
		Bystra			35 000 – 70 000	
		Sucha Woda			80 000 – 110 000	
PLEISTOCENE	Eemian (Eemian)	Riss 2-Würm	Riss-Würm		110 000 – 130 000	
	Saalian (Livician, Odranian, Wartanian)	Riss 2				130 000 – 360 000
		Riss 1-Riss 2				
		Riss 1		Riss		
		pre-Riss – Riss 1				
		pre-Riss				
	Holstein (Mazovian)	Mindel-Riss	Mindel-Riss		360 000 – 450 000	
	Elsterian (Sanian 2)	Mindel	Mindel		450 000 – 700 000	
	Cromerian complex (Ferdynandovian)	Günz-Mindel	Günz-Mindel		700 000 – 840 000	
	Menapian (Nidanian, Sanian 1)	Günz	Günz		840 000 – 1 200 000	
	Waalian (Podlasian)	Donau-Günz	Donau-Günz		1 200 000 – 1 400 000	
	Eburonian (Ottockian)	Donau	Donau		1 400 000 – 1 740 000	
	Tiglian (Ponurzcian)	Biber-Donau	Biber-Donau		1 740 000 – 2 200 000	
Praetiglian (Rózcian)	Biber	Biber		2 200 000 – 2 560 000		

Srovnáme-li tento přehled s *Tab. 4.4*, nalezneme drobné rozdíly pouze ve vymezení epoch pozdního Würmu a malé doby ledové z přelomu středověku a novověku.

8.4 Klima během LGM v polských Vysokých Tatrách

MAKOS & NITYCHORUK (2011:253) se ve svojí studii snažili rekonstruovat zalednění pomocí koncových a bočních morén a linií trimline (modelování v GIS a statistické modelování teploty, srážek). Výsledkem byl model zalednění v dolině Sucha Woda/Pańszczyca (celkový rozsah 15,2 km², výška ELA stanovena na 1 460 m n. m.) a v dolině Biała Woda (rozloha 40,3 km², výška ELA určena na 1 480 m n. m.).⁶ Takové zalednění mohlo vzniknout jen ve velmi suchém a chladném klimatu (Last Glacial Maximum, 25 – 21 ka v Tatrách), které asi odpovídalo dnešní kanadské Arktidě.

Nejvyšší trimline je zde chápána jako rozsah ledovce během LGM (vznikl nejpozději před 21 ka), zároveň je ale tím nejdéle obnaženým (bez ledu mezi 21,5 – 16,5 ka). Nejrozsáhlejší morény se podle autorů formovaly ve stejném období, a proto jsou uvažovány jako maximální rozsah zalednění během LGM (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:254).

Rekonstruovaný ledovec doliny Sucha Woda dosahoval maximální výšky 2 150 m n. m. (nejvyšší trimline) a jeho koncová moréna se nachází ve výšce 1 100 m n. m. Jeho délka byla 7,1 km. S ledovcem doliny Pańszczyca (6 km dlouhý k „soutoku“ s ledovcem Sucha Woda) se spojil v nadmořské výšce 1 300 m. Tento ledovec zabíral plochu o rozloze 15,2 km² a jeho ELA byla stanovena na 1 460 m n. m. (MAKOS & NITYCHORUK (2011:257).

Zalednění v dolině Biała Woda sahalo v nejvyšších částech pohoří do výšky 2 250 m n. m. (trimline) (MAKOS & NITYCHORUK (2011:257). Jeho nejnižší rozsah je vymezen boční a koncovou morénou ve výšce 950 m n. m. Celkový povrch byl stanoven na 40,3 km² a výška ELA na 1 480 m n. m.

Blízké hodnoty ELA, které byly dosaženy v obou dolinách, svědčí dle autorů o podobných klimatických podmínkách v době vzniku zalednění.

⁶ Na základě těchto modelů a dat byla stanovena hodnota dnešní ELA na 2 450 – 2 550 m n. m. (tzn. dle autorů této studie, že v době zalednění poklesla asi o 1 000 – 1 100 m vůči dnešnímu stavu).

Datování obnažených forem reliéfu pomocí ^{36}Cl ukázalo, že maximum zalednění v Tatrách odpovídá i LGM Východních Alp a Anatólie (viz *Tab. 8.5*). Pokles ELA v Tatrách koresponduje s hodnotou ELA dosaženou v Jižních Karpatech během maximálního zalednění (MAKOS & NITYCHORUK, 2011:265). Naopak výraznější pokles ELA v oblasti Pyrenejí, Dinaridů a Severních Alp pravděpodobně svědčí o klimatických změnách (na rozdíl od střední Evropy zde více vlhčí a méně chladnější klima), oproti zvýšené kontinentalitě severovýchodně od Alp (MAKOS & NITYCHORUK (2011:265).

Tab. 8.5 Průběh maximálního zalednění v různých horských masivech Evropy.
Vlastní zpracování dle dat MAKOS & NITYCHORUK (2011:265).

<i>Horský masiv</i>	<i>Maximum zalednění</i>	<i>ELA oproti dnešku</i>
Alpy	26,5 – 23 ka, 24 – 21 ka (LGM)	o 1 400 – 1 800 m níž
Pindus	28,2 – 24,3 ka	
Anatólie	23 – 19 ka (LGM)	
Kačkar	26 ka	
Turecko	20,3 ± 1,5 ka (LGM)	
Retezat	LGM	o 1 130 m níž
Tatry (Sucha Woda, Biała Woda, Rybi potok)	25 – 21 ka (LGM)	o 1 000 – 1 100 m níž

8.5 Chronologie zalednění Pięciu Stawów Polskich (dolina Roztoka)

MAKOS ET AL. (2012a:1) provedli datování forem reliéfu v jednom z nejrozsáhlejších údolí Vysokých Tater, v dolině Pięciu Stawów Polskich. Využili k němu kosmogenní nuklidy ^{36}Cl , radiokarbonové datování a luminiscentní datování. Odebrali celkem 19 vzorků hornin, v Pusté dolině a na jižním svahu Kozieho Wierchu, z povrchu se sklonem 50° a 85° stupňů (rozpětí stáří se pohybovalo od 21,5 – 9,5 ka). Počátek deglaciace stanovili na 21,5 ka a trvala až do 18 ka. Obnovení glaciace určili kolem 17 ka, s následnou druhou deglaciací mezi 15 – 13 ka. Následovala glaciace znovu kolem 12 ka.

Pomocí modelování a analýzou paleoklimatických proxy dat zjistili, že ledovce z doby pozdního glaciálu vznikly (a trvaly) za podmínek, kdy teplota dosahovala o 9 – 10 °C méně než v dnešních podmínkách, a o 30 – 50 % méně srážek vzhledem k dnešním úhrnům. Následující rozšíření zalednění probíhalo v podmínkách o 6 – 7 °C méně než dnes, resp. 10 – 30 % méně srážkových úhrnů než dnes (MAKOS et al., 2012a:1).

Autoři dále zjistili, že tatranská glaciace koresponduje s chronologií z Alp, jižních Karpat a Anatólie a domnívají se tedy, že hlavní klimatické faktory působily synchronně napříč střední Evropou a severním Středomořím (MAKOS et al., 2012a:14).

Dolina Pięciu Stawów Polskich se nachází v nadmořské výšce od 1 150 – 2 300 m n. m. (1 150 – 1 550 nazývaná dolina Roztoka, která je typickým trogem dlouhým 3 500 m; od 1 680 – 1 850 m n. m. označována jako Pięciu Stawów Polskich, nejvyšší část tvoří zavěšené kary s výškami nad 2250 m n. m.). Tři úrovně údolí oddělují strmé skalní schody glaciálního původu. Celková délka údolí je 7 km.

Podle MAKOS et al. (2012a:4) se nejrozsáhlejší morény v této oblasti dochovaly z doby 21 – 17 ka, což bylo zjištěno datováním obnaženého povrchu. Toto zjištění pouze částečně koresponduje s LGM v Evropě a v polské nížině (LGM do 19,5 ka). Autoři udávají ještě dalších nejméně 6 oscilací klimatu (Włosienica I, II, Pięc Stawów Polskich I-IV) během 17 ± 3 ka a začátkem Holocénu, což bylo potvrzeno

také palynologickými daty a analýzou jezerních sedimentů z jezera Przedni Staw Polski.

Studie MAKOS et al. (2012a) je postavená na výsledcích datování vzorků hornin, které byly odebrány v Pusté dolině a na jižním svahu Kozieho Wierchu. V Pusté dolině zkoumali celkem 8 vzorků, jak dokládá *Tab. 8.6*, které datovali od $21,5 \pm 1,6$ ka do $10,3 \pm 0,5$ ka.

Tab. 8.6 Výsledky datování v Pusté dolině.
Vlastní zpracování dle dat MAKOS et al. (2012a).

Pusta dolina (součást doliny Pięc Stawów Polskich)			
vzorek	nadm. výška	stáří obnažení	pozn.
1 (nejvyšší trimline)	2 000 m n.m.	$21,5 \pm 1,6$ ka	Koresponduje s morénou doliny Suchej Wody (LGM)
2 (nižší trimline)	1 984	$18,2 \pm 0,8$ ka	Koreluje se stabilizací vnitřní morény v dolině Suchej Wody (kolem 18 ka) a se vzorky z Kozieho Wierchu na opačném svahu (<i>Tab. 8.7</i>)
3 (-//-)	1 960	$18,8 \pm 1,5$ ka	
4 (-//-)	1 950	$19,1 \pm 0,9$ ka	
5 (-//-)	1 930	$18,2 \pm 1,4$ ka	
6 (nejnižší trimline)	1 880	$14,7 \pm 0,6$ ka	Koreluje s Older Dryas
7 (-//-)	1 870	$11,8 \pm 0,4$ ka	Odpovídá obnovené glaciaci 12 – 10 ka (Younger Dryas), poté finální obnažení Pustej doliny
8 (-//-)	1 850	$10,3 \pm 0,5$ ka	

Období ekvivalentního stáří jsou v *Tab. 8.6* a *Tab. 8.7* znázorněny stejným barevným odstínem.

Ke konečnému obnažení Pusté doliny došlo podle MAKOS et al. (2012a:11) kolem $10,3 \pm 0,5$ ka.

Datování vzorků hornin z tohoto údolí ukazuje, že s klesající nadmořskou výškou klesá i stáří horniny (označované autory studie jako „progressive downwasting“ ledovce v horních částech). Nejvyšší trimline byla obnažena $21,5 \pm 1,6$ ka, což koresponduje s morénou doliny Suchej Wody (LGM, 21 – 20 ka).

Dalších osm vzorků bylo odebráno na jižním svahu Kozieho Wierchu, jak blíže uvádí *Tab. 8.7*. Byl také zaznamenán pokles stáří horniny s klesající

nadmořskou výškou. U dvou nejmladších vzorků bylo naměřeno „příliš mladé“ stáří vzhledem k moréně R4 (v dolině Roztoka, 1 700 m n. m., obnažena 12 ka) a usuzuje se na vliv sedimentárního pokryvu, resp. erozi obnažené horniny.

Tab. 8.7 Výsledky datování na jižním svahu Kozieho Wierchu.

Vlastní zpracování dle dat MAKOS et al. (2012a).

svah Kozieho Wierchu (mezi dolinou Pięc Stawów Polskich a Roztoka)			
vzorek	nadm. výška	stáří obnažení	pozn.
1 (nejvyšší trimline)	1 800 m n. m.	16,9 ± 0,8 ka	Koreluje s obnovenou glaciací 17 – 15 ka (Heinrich 1 event). V Pusté dolině nenalezen ekvivalent.
2 (-//-)	1 790	15,4 ± 0,6 ka	
3 (-//-)	1 750	16,4 ± 1,1 ka	
4 (-//-)	1 740	14,2 ± 0,5 ka	Koreluje s Older Dryas, 6. vzorkem z Pusté doliny (Tab. 8.6)
5 (-//-)	1 740	13,9 ± 0,6 ka	
7 (-//-)	1 630	13,5 ± 0,7 ka	Odpovídá obnažení balvanů poblíž jezera Wielki Staw, dolina Pięc Stawów Polskich (13,8 ka)
6 (nižší trimline)	1 640	10,2 ± 0,6 ka	Vzorek „příliš mladý“ (vliv dalších faktorů)
8 (-//-)	1 590	9,4 ± 2,1 ka	

Období ekvivalentního stáří jsou v Tab. 8.6 a Tab. 8.7 znázorněny stejným barevným odstínem.

Ze získaných dat byl rekonstruován ledovec v dolině Roztoka, který měl největší rozsah v době LGM (koresponduje s maximem ve Východních Alpách, s rozsahem severního ledovcového štítu a také se zaledněním v Turecku). MAKOS et al. (2012a:12) uvádí, že se teplota v té době musela pohybovat o 10 °C níže než dnes (letní průměr), úhrn srážek dosahoval jen 40 % dnešních hodnot a průměrná roční teplota byla o 12 – 14 °C nižší (tj. dosahovala 0,3 °C, což odpovídá subarktickým podmínkám).

V době po LGM se deglaciace objevila 21,5 ka (oteplení trvalo do asi 18 ka), následovalo znovuobnovení glaciace kolem 17,3 (R1 moréna doliny Roztoka) až do 16,9 ka a pak kolem 14,7 ka. V době od 16,9 do 12 ka bylo zkoumané území z větší části odledněno (R4 moréna doliny Roztoka, 12 ka). Finální obnovení glaciace nastalo během 12,9 – 11,7 ka, stejně tak jako v dalších evropských pohořích.

8.6 Deglaciace doliny Za Mnichem, Rybi Potok

MAKOS et al. (2012b) využili ve své studii o posledním glaciálním cyklu rozsah koncových a bočních morén (stejně jako BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2001); LINDNER et al. (2003)) a linií trimline (obdobně jako MAKOS & NITYCHORUK, 2011). Autoři souhlasí s tím, že nejrozsáhlejší morény jsou pozůstatkem LGM, což ověřilo i datování ^{36}Cl z doliny Sucha Woda a i následná datace nejvyšší trimline v dolině Piec Stawów Polskich, která určila stáří na 21,5 ka (MAKOS et al., 2012a).

MAKOS et al. (2012b) se ve své práci pokusili rekonstruovat klimatické podmínky v horní části doliny Rybi Potok (práh doliny Za Mnichem, v souboru dat označena jako *kar pod Velkým Mengusovským štítom*) a vytvořit jednoduchý klimatický model (srážky, teplota). Tato dolina měří od hlavního hřebene Vysokých Tater (2 500 m n. m.) po práh údolí (1 250 m n. m.) 4,5 km. Údolí je v horní části výrazně zahlobené, což způsobil pravděpodobně soutok a společné působení ledovců z dílčích karů (zavěšených).

Autoři studie identifikovali pomocí datování nuklidů ^{36}Cl celkem sedm glaciálních fází během pozdního glaciálu. Zkoumali 9 vzorků hornin odebraných pod trimline a 3 vzorky hornin z morény. Protože studie BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002) ukázala, že nejvyšší trimline v dolině Piec Stawów Polskich byl obnažen 21,5 ka, MAKOS et al. (2012b) předpokládají, že nejvyšší trimline v dolině Za Mnichem pochází také z doby LGM.

Vzorky nakonec vykázaly stáří od $23,2 \pm 0,8$ ka do $10,9 \pm 5$ ka. Horniny odebrané ve výšce morény (1 795 m n. m., M1 – M3) byly datovány kolem $12,5 \pm 0,6$ ka (odpovídá moréně Rybiego Potoka 5), jak uvádí *Tab. 8.8*. Tři vzorky ze svahu vrchu Mnich (1 850 – 1 996 m n.m., M8, M10 a M11) byly datovány kolem 15,5 ka. Výjimkou byl vzorek M12, který obsahoval pravděpodobně zděděné izotopy a vykazoval výraznější stáří ($23,2 \pm 0,8$ ka). Další vzorek byl odebrán v oblasti vrchu Miedziane (1 870 m n. m., M13) a datován $15,4 \pm 0,6$ ka. Poslední čtveřice zkoumaných hornin pocházela z karové stěny doliny (v *Tab. 8.8* označeny M4 – M7) a stáří vzorků se pohybovalo kolem 11 ka, s výjimkou M6 (vyšší stáří pravděpodobně ovlivnil crevasse).

Tab. 8.8 Stáří jednotlivých odebraných vzorků a umístění v dolině Za Mnichem.

Vlastní zpracování dle dat MAKOS et al. (2012b).

Stáří [BP ka]	Označení vzorku	Dolina Za Mnichem [m n. m.]	Rozsah ledovce (koresponduje s)
12,9 ± 0,6	moréna RB5 (M1)	1 795	fáze 2 (Younger Dryas)
13,1 ± 0,6	moréna RB5 (M2)	1 795	fáze 2 (Younger Dryas)
11,7 ± 0,5	moréna RB5 (M3)	1 795	fáze 2 (Younger Dryas)
15,0 ± 0,8	vrch Mnich, S svah (M8)	1 850	fáze 1
15,4 ± 0,6	vrch Miedziane, JV (M13)	1 870	fáze 1
10,9 ± 0,5	karová stěna (M7)	1 883	fáze 3 (finální deglaciace)
11,0 ± 0,5	karová stěna (M4)	1 921	fáze 3 (finální deglaciace)
15,9 ± 0,7	vrch Mnich, S svah (M11)	1 937	fáze 1
23,2 ± 0,8	vrch Mnich, S svah (M12)	1 947	<i>zřejmě zděděné izotopy</i>
15,0 ± 0,5	vrch Mnich, S svah (M10)	1 996	fáze 1
11,6 ± 0,6	karová stěna (M5)	2 011	fáze 3 (finální deglaciace)
17,9 ± 1,1	karová stěna (M6)	2 031	<i>zřejmě vliv crevasse</i>

Období ekvivalentního stáří jsou znázorněna stejným barevným odstínem.

MAKOS et al. (2012b) následně rekonstruovali ledovec o šířce 1,3 km a jehož ELA se nacházela kolem 1 990 m n. m. (celkový rozsah od 1 800 – 2 250 m n. m.). V průběhu LGM ledovec vyplňoval celou dolinu Za Mnichem. Severovýchodní část údolí (Mnich) byla obnažena mezi 15,9 až 15,0 ka, moréna RB5 stabilizována kolem 12,5 ± 0,6 ka a karová stěna obnažena 11,6 až 11,0 ka. Deglaciace doliny Za Mnichem tedy proběhla dle MAKOS et al. (2012b) během 15,9 až 10,9 ka.

První fáze deglaciace nastala 15,9 – 15,4 ka (shodné údaje z Miedziane i Mnicha) a postihla střední část údolí. Začátkem holocénu (11,6 – 11 ka) byla prostřední část bez ledu. Druhá fáze, kdy došlo ke stabilizaci koncové morény v oblasti údolního prahu, je datována na 12,5 ka a koresponduje s mladším dryasem, kdy došlo k obnovení glaciace. Průměrná letní teplota na úrovni tehdejší ELA dosahovala 3 °C, což je pokles oproti dnešku o 4,5 °C (koresponduje se situací v severních Alpách i v Retezatu ve stejném období a dají se předpokládat podobné

důsledky klimatických změn v těchto regionech; MAKOS et al., 2012b). Třetí fáze, označovaná jako finální deglaciace, nastala 11,6 – 10,9 ka.

Zbývajícím morénám Rybiego potoka (RP1, RP2, RP3 a RP4) byla přiřazena následná stáří na základě jezerních sedimentů (např. KOTARBA (2009:75) konstatuje nárůst mocnosti sedimentů v jezeře Morskie Oko po ústupu ledovců): moréna RP1 (1 300 m n. m.) označuje první post-LGM stabilizaci, kdy už ledovec nebyl součástí velkého ledovce Biała Woda. Morény RP2 a RP3 odpovídají stáří 16 – 15 ka.

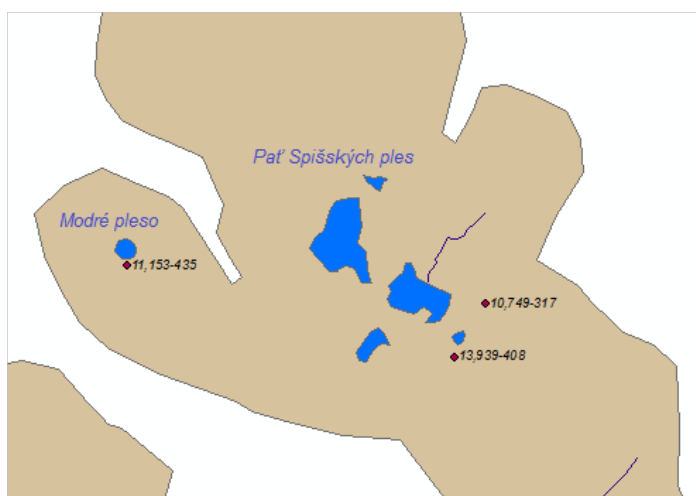
8.7 Deglaciace ve Studených dolinách

MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik.) zkoumali obnažené formy reliéfu ve Velké a Malé Studené dolině na jižním svahu Vysokých Tater. Pomocí datování nuklidů ^{10}Be přítomného v horninách určili stáří morénových valů v rozmezí od 18,8 ka do 14,9 ka (ve Velké Studené dolině) a od 13,9 ka do 10,7 ka (v Malé Studené dolině). Detailní rozmístění bodů, kde byly odebrány vzorky, zobrazuje schéma na *Obr. 8.1* a *Obr. 8.2*.



Obr. 8.1 Místa datování (^{10}Be) ve Velké Studené dolině.

Zdroj MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik.).



Obr. 8.2 Místa datování (^{10}Be) v Malé Studené dolině.

Zdroj MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik.).

Výsledky tohoto výzkumu poskytly základ pro vytvoření chronologie deglaciace na jižním úbočí Vysokých Tater. Data, která byla získána v jednotlivých karech obou dolin, spolu s dalšími morfometrickými charakteristikami těchto karů, byla použita i pro odhad deglaciace i v dalších dolinách na jižním úbočí Vysokých Tater.

8.8 Rozšíření poznatků o datování glaciálních forem na základě morfometrických charakteristik karů

Na základě výzkumů, jejichž závěrům se věnuje *Kapitola 8*, byla zpracována chronologie odlednění ve Vysokých Tatrách. Jak je zřejmé z předchozích podkapitol, více výzkumů bylo provedeno na severním úbočí pohoří, a proto máme pro tuto oblast k dispozici i více výsledků datování. Ty lze aplikovat na soubor karů, které jsou svými charakteristikami velmi rozmanité. Návrh chronologie deglaciace vycházel z předpokladu, že kary s podobnými morfometrickými charakteristikami byly zaledněné a následně odledněné v přibližně stejném čase (deglaciace v nich probíhala podobným způsobem).

Pro jižní svahy je k dispozici zatím jen výsledek datování ze Studených dolin (viz *Podkapitola 8.7*). Obě doliny jsou sice dosti rozsáhlé a obsahují pestré množství dílčích karů, zobecňovat však závěry pro celý jižní svah pohoří pouze na základě těchto výsledků bezpochyby znamená větší finální zkreslení dat (oproti situaci na severu).

Výsledky na jižním svahu bude tedy nutné v budoucnu doplnit a zpřesnit o další data. V porovnání s jihem tak mají výsledky deglaciace ze severního úbočí větší vypovídací hodnotu.

Vlastní návrh chronologie deglaciace je tedy založen na výsledcích datování výše zmíněných studiích (viz *Podkapitola 8.1 až 8.7*) a dělí se na 7 období, která jsou blíže specifikována v následující *Tab. 8.9*. První z nich odpovídá závěru LGM (21,8 – 19,5 ka) a koresponduje se zaledněním v dalších regionech střední Evropy (Šumava, Východní a Severní Alpy). Do druhé fáze (18,8 – 17,2 ka) byly přiřazeny některé vzorky datované na obou úbočích pohoří. Třetí období (16,9 – 15,0 ka) odpovídá Heinrich 1 event a bylo identifikováno dle odebraných vzorků na obou svazích pohoří. Čtvrtá fáze (14,89 – 13,5 ka) byla také datována na obou úbočích. Páté období (13,2 – 12,8 ka) korespondující s mladším dryasem a toto stáří bylo naměřeno v severních dolinách. Šestá fáze (12,1 – 9,8 ka) byla identifikována na jižním svahu jako finální fáze deglaciace, zatímco na severním svahu zůstalo

zalednění až do posledního období (9,4 – 8,4 ka). Pro sedmou fázi tedy nebyl nalezen ekvivalent na jižním úbočí Vysokých Tater.

Tab. 8.9 Období, která jsou základem pro rozšíření dosud získaných poznatků o datování glaciálních forem na základě morfometrických charakteristik karů.

Vlastní zpracování dle dat uvedených v *Kapitole 8*.

Pracovní označení fáze	Přibližné stáří	Koresponduje s	Vychází z dat
1	21 800 – 19 500 Konec LGM	Fáze SWb	<i>Tab. 8.1</i>
		Vzorek 1 (Pustá dolina)	<i>Tab. 8.6</i>
		Fáze Toporowe Stawy v Suché Vodě	<i>Tab. 8.1</i>
2	18 800 – 17 200	Fáze 1 Biąła Woda	<i>Tab. 8.3</i>
		Fáze SWc	<i>Tab. 8.1</i>
		Vzorky 2 – 5 (Pustá dolina)	<i>Tab. 8.6</i>
		2 vzorky ve Velké Studené dolině	<i>Obr. 8.1</i>
3	16 900 – 15 000 Heinrich 1 event	Fáze 1 Za Mnichom	<i>Tab. 8.8</i>
		Vzorky 1 – 3 (Kozi Wierch)	<i>Tab. 8.7</i>
		6 vzorků ve Velké Studené dolině	<i>Obr. 8.1</i>
4	14 899– 13 500 Late Glacial	Spojení doliny Sucha Woda a Pańszczyca	<i>Tab. 8.2</i>
		1 vzorek ve Velké Studené dolině	<i>Obr. 8.1</i>
		1 vzorek v Malé Studené dolině	<i>Obr. 8.2</i>
		Fáze 2 – 4 Biąła Woda	<i>Tab. 8.3</i>
		Fáze 1 – 3 Sucha Woda	<i>Tab. 8.2</i>
		Fáze P1 (SWd), P2 (SWe), P3 (SWf)	<i>Tab. 8.1</i>
		Vzorek 6 (Pustá dolina)	<i>Tab. 8.6</i>
		Vzorky 4, 5 a 7 (Kozi Wierch)	<i>Tab. 8.7</i>
5	13 200 – 12 800	Fáze 5 a 6 Biąła Woda	<i>Tab. 8.3</i>
		Fáze 4 Sucha Woda	<i>Tab. 8.2</i>
		Fáze P4 (SWg)	<i>Tab. 8.1</i>
		Fáze 2 Za Mnichom	<i>Tab. 8.8</i>
6	12 100 – 9 800	Fáze 7 – 9 Biąła Woda	<i>Tab. 8.3</i>
		Fáze 5 a 6 Sucha Woda	<i>Tab. 8.2</i>
		Fáze P5 (SWh) a P6 (SWi)	<i>Tab. 8.1</i>
		Fáze 3 Za Mnichom	<i>Tab. 8.8</i>
		Vzorek 7 a 8 (Pustá dolina)	<i>Tab. 8.6</i>
7	9 400 – 8 400	2 vzorky v Malé Studené dolině	<i>Obr. 8.2</i>
		Fáze 10 Biąła Woda	<i>Tab. 8.3</i>
		Fáze 7 Sucha Woda	<i>Tab. 8.2</i>
		Fáze P7 (SWj)	<i>Tab. 8.1</i>

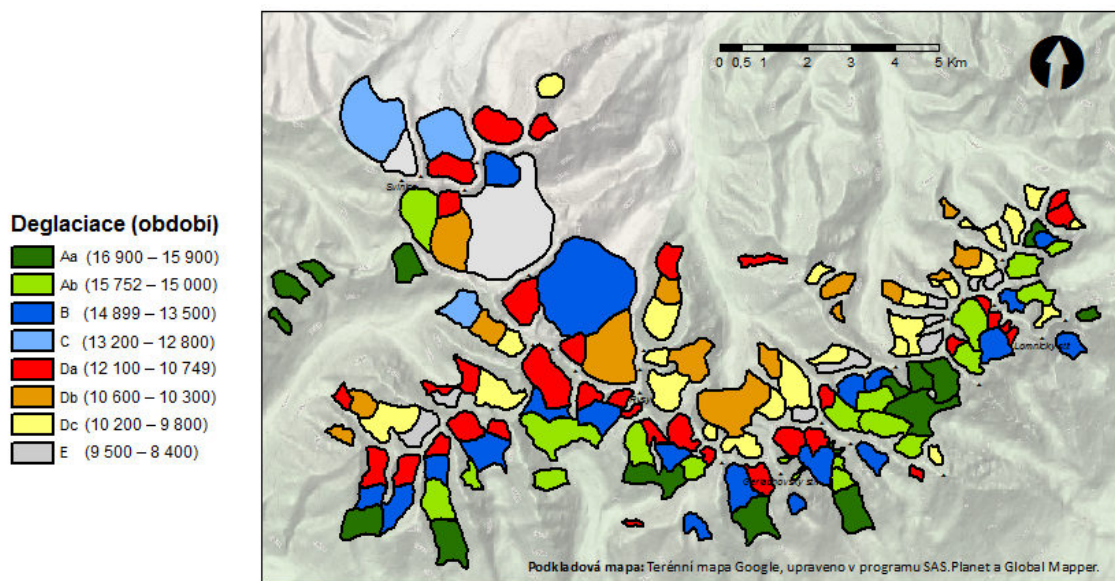
První dvě „fáze“ (21,8 – 19,5 a 18,8 – 17,2 ka) se vztahují k době, kdy byly zaledněné trogy, resp. kary fungovaly jako jejich akumulární oblasti. Tato data odpovídají jak koncovým morénám, tak i nejvyšším trimline a značí maximální rozsah zalednění. V této době tedy docházelo k odledňování nižších částí pohoří a snad i nejvýše položených trimline (ne celých karů), proto dále nejsou tyto dvě fáze zahrnuty.

Samotné přiřazení „věku“ (období) k jednotlivým karům probíhalo na základě shody charakteristik E_{min} a $Azimuth$ (viz *Obr. 7.1* a *Obr. 7.2*). Předpoklad byl, že kary se shodnou orientací a podobnou minimální nadmořskou výškou mohly být odledněny ve stejném období. Jako „vzorové“ pak posloužily kary již datované (dolina Sucha Woda, Pańszczyca, Roztoka, Rybi Potok, Biała Woda, Vel'ká Studená dolina a Malá Studená dolina). Odkaz na konkrétní data je uveden ve čtvrtém sloupci *Tab. 8.9*. Pro další práci v ArcGIS byly jednotlivým fázím přiřazeny kategorie tak, jak uvádí *Tab. 8.10*.

Tab. 8.10 Kategorie deglaciace a jejich označení v ArcGIS.

Označení v ArcGIS	Přiřazené stáří deglaciace	Podkategorie	Symbol	Zdroj dat krajních hodnot intervalu
A	16 900 – 15 000			
		Aa	16 900 – 15 900	MAKOS et al. (2012a), MAKOS et al. (2012b)
		Ab	15 752 – 15 000	MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik.), MAKOS et al. (2012b)
B	14 899 – 13 500			MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik), MAKOS et al. (2012a), BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002)
C	13 200 – 12 800			BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002), MAKOS et al. (2012b)
D	12 100 – 9 800			
		Da	12 100 – 10 749	BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002), MENTLÍK & ENGEL et al. (nepublik.)
		Db	10 600 – 10 300	BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2001), BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002)
		Dc	10 200 – 9 800	BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002), MAKOS et al. (2012a)
E	9 500 – 8 400			BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA (2002)

Výše navržená období deglaciace byla doplněna do atributové tabulky vrstvy karů (označení *deglac*) a dle uvedených barev pak graficky zpracována. Výsledkem je návrh schématu deglaciace karů v celém pohoří (*Obr. 8.3*).



Obr. 8.3 Kary Vysokých Tater podle stáří odlednění. Vlastní zpracování.

Z Obr. 8.3 je zřejmé, že na severním úbočí se udrželo zalednění v nejvyšších částech dolin až do fáze „E“, tj. k jejich odlednění došlo až během období 9,5 – 8,4 ka. Jedinou „anomálií“ severu je dolina Pięciu Stawów Polskich, ve které MAKOS et al. (2012a) upozorňují na „*progressive downwasting*“ (jev, kdy se zalednění ztenčovalo směrem z nejvyšších částí dolů do údolí – nejdéle se udrželo v zastíněné oblasti za hřebenem Hrubý štít-Miedziane).

Celkově se kary severního svahu začaly odledňovat později – jejich deglaciace převážně začala až od 15 ka (viz Obr. 8.3).

Při pohledu na jižní úbočí vidíme, že situace se liší oproti severu. Zdejší kary byly pravděpodobně odledněny dříve, zcela bez ledu byly zhruba již kolem 10,7 ka, kdy ustoupilo zalednění i z nejvyšších částí dolin. Výjimečné postavení zaujímá Kôprová dolina, jejíž trog je sice orientován souhlasně s ostatními dolinami jižního svahu, ale kary v uzávěrech dolin jsou v pozici více odpovídající severnímu úbočí. Proto se předpokládá průběh odlednění spíše podobný jako např. v Javorové dolině. Obdobnou situaci nalezneme i u Medené kotliny (pohřbený led; KOTARBA, 2009:77).

9 DISKUZE VÝSLEDKŮ

Na základě výsledků *Podkapitoly 8.8* byla jednotlivá deglaciační období (8 fází) statisticky zpracována z pohledu morfometrických charakteristik. Pro každou fázi byly vypočteny tyto proměnné: *délka* (L , měřena v m), *šířka* (W , měřena v m), *výška* (H , měřena v m), *minimální a maximální nadmořská výška* (E_{min} , E_{max} , uváděny v m n. m.), *průměrná nadmořská výška* (E_{prum} , uváděna v m n. m.), poměr T a R (bezrozměrné), *plocha* (A , uváděna v m²), *Relief_1* (v metrech) a kvalitativní charakteristiky *Lake*, *Type*, *Grade*.

Pro každý z těchto ukazatelů (mimo kvalitativních) byla zjištěna minimální, maximální a průměrná hodnota, dále percentily (10, 50, 90), šikmost a směrodatná odchylka. Konkrétní data jsou uvedena v *Příloze 1* na konci práce. Celkový přehled dosažených hodnot, resp. jejich průměry, uvádí *Tab. 9.1*. Data jsou uvedena pro Vysoké Tatry jako celek (celkem 146 glaciálních forem). Pro úplnost ještě uvádím počty karů v jednotlivých deglaciačních fázích: 17 (*Aa*), 20 (*Ab*), 19 (*B*), 3 (*C*), 35 (*Da*), 15 (*Db*), 26 (*Dc*), 11 (*E*).

Tab. 9.1 Průměrné hodnoty morfometrických charakteristik pro každou navrženou kategorii deglaciace. Vlastní zpracování.

	L	W	H	E_{min}	E_{max}	E_{prum}	T	R	$Area$	R_1	$Lake$	$Gra.$	$Type$
Aa	650	642	224	1 804	2 028	1 916	1,16	3,13	389 232	750	4,35	3,59	3,59
Ab	688	598	239	1 906	2 144	2 025	1,35	3,52	376 930	771	4,30	3,50	3,10
B	784	705	217	1 935	2 152	2 043	1,16	3,91	528 087	771	3,21	3,16	2,21
C	1 048	1 200	183	1 607	1 790	1 698	0,88	6,01	1 239 143	650	1,67	1,67	1,00
Da	578	519	242	1 920	2 162	2 041	1,29	2,68	269 830	732	4,34	3,17	3,17
Db	678	711	274	1 641	1 915	1 778	1,02	3,21	465 957	907	3,53	3,33	2,20
Dc	573	529	267	1 815	2 081	1 948	1,17	2,50	262 871	887	4,69	4,27	3,07
E	604	712	306	1 937	2 243	2 090	1,02	1,85	574 285	798	4,73	4,55	3,27

Červenou barvou jsou označeny nejvyšší dosažené hodnoty v rámci celé skupiny, zeleně pak ty nejnižší.

Z výše uvedené tabulky je zřejmé, že jednotlivé výsledky dosahují poměrně vysoké míry variability (viditelné např. u parametru L nebo W). Zaměříme-li se však na hlavní kategorie ($A-E$), jsou hodnoty jejich podkategorií relativně blízké (např. hodnota výšky H pro fázi Aa a Ab), s výjimkou ukazatele E_{min} v rámci kategorie D , kde byly zjištěny významnější rozdíly (1 641 – 1 920 m n. m.).

Na základě údajů uvedených v *Tab. 9.1* lze říci, že kary kratší (L) byly zaledněné delší dobu než kary delší. U charakteristiky W jsou hodnoty mezi deglaciačními fázemi více rozkolísané a není možné stanovit jednoznačný trend (např. nejužší kary byly odledněné v poslední fázi). Naopak souvislost se stářím odlednění lze najít u parametru H a $Relief_1$, kdy kary nejdéle zaledněné (kategorie E) vykazovaly vyšší hodnoty těchto ukazatelů. Zároveň se jejich tvar nejvíce přibližoval kruhu ($T \sim 1$).

Tabulka v *Příloze 1* uvádí detailnější výsledky, ze kterých lze vysledovat blízkost hodnot průměru a 50 % (percentil 50). Spolu s ukazatelem šikmosti je možné vysledovat distribuci hodnot v souboru – často s jedním extrémním maximem (např. u fáze Aa toto splňují parametry L , W a $Area$; u fáze Ab parametry L , R a E_{max} ; u fáze B parametry E_{max} , R a $Relief_1$; u fáze C parametry L , W a $Area$; u fáze Da parametry L , R a $Relief_1$; u fáze Db parametry L , H a $Relief_1$; u fáze Dc parametry shodně jako u Db a navíc $Area$; u fáze E parametry T , R a $Relief_1$).

Obecně však můžeme říci, že tatranské kary dosahují specifických rozměrů, průměrně 700 m na délku, 702 m na šířku a 244 m na výšku. EVANS & COX (1995:175; dále také o podobném tématu EVANS, 2009:253) v jejich konceptu *scale-specific cirques* identifikovali podobnou skutečnost v Lake District, kde se hodnoty karů pohybovaly kolem 600 m (L , W) a 270 m na výšku (H).

Vrátíme-li se zpět ke konceptu alometrie/izometrie (více viz *Kapitola 6*), zjistíme, že ve většině případů se parametr L zvětšuje rychleji než hodnota šířky W . Obě tyto charakteristiky pak významně převyšují hodnotu H . Situaci v Tatrách tedy lze označit jako *alometrii* (EVANS & COX, 2005:471; STEFFANOVÁ & MENTLÍK, 2007:195; EVANS, 2009:249), neboť ústup karové stěny probíhá rychleji než zahloubení karu.

Specifické postavení má kategorie *C*, neboť zahrnuje pouze 3 kary (z toho 2 na polském území), které patří mezi ty rozsáhlejší (výrazně vyšší hodnoty *L*, *W*, *R* a *Area*, jak ilustruje *Tab. 9.1*).

Zajímavý údaj se objevuje u karů, které byly odledněny nejpozději (fáze deglaciace *Db*, *E*): tyto mají zvýšenou tendenci nabývat kruhovitěho tvaru ($T \sim 1$; podobně také kary v Západních Alpách, kde $T = 1,07$, dle FEDERICI & SPAGNOLO, 2004:245) a současně je obklopuje výrazně výškově členitý terén (hodnota *Relief_1*).⁷ Dále kary kategorie *E* nabývají nejvyšších průměrných hodnot u ukazatelů výšky *H* (vysoký potenciál k zastínění oblasti), E_{min} (dno karu položeno v nejvyšších oblastech údolí), E_{max} (svědčí o blízkosti karu k hlavnímu hřebeni, kde se nacházejí vrcholy s nejvyššími nadmořskými výškami) a E_{prum} (kombinace faktorů uvedených u E_{min} a E_{max}). Toto jsou právě ty oblasti, kde se zalednění v Tatrách pravděpodobně udrželo nejdéle (BAUMGART-KOTARBA & KOTARBA, 2001:28).

Ekvivalentní pro kategorii *E* ze severního úbočí je kategorie *Da* z jižního svahu. Její kary nalezneme v nejvyšších částech dolin, což dokládají i vyšší hodnoty nadmořské výšky (E_{min} , E_{max} , E_{prum}) uvedené v *Tab. 9.1*. Zaměříme-li se ale – stejně jako na severním svahu – na hodnotu *T* udávající tvar karu, zjistíme, že nejdéle zaledněné kary jižního úbočí netíhnou k tomu mít kruhovitý tvar ($T = 1,29$).

Z laického pohledu by se dalo očekávat, že u kategorie deglaciace *A* nebudou hodnoty nadmořských výšek příliš vysoké, resp. že takovéto kary najdeme v nejnižších částech dolin. Při pohledu na *Tab. 9.1* ale vidíme, že tomu tak není – hodnoty nadmořských výšek sekce *Aa* (E_{min} , E_{max} , E_{prum}) jsou srovnatelné s kategorií *Dc*, která byla identifikována převážně v karech severního svahu. Hlavní příčinou je to, že kary připsané do této kategorie (*A*) leží na jižním úbočí pohoří, o jehož rychlejším tektonickém zdvihu bylo více uvedeno v *Kapitole 4.1*.

⁷ Zde je třeba připomenout, že i po odlednění se kary dále vyvíjely, zejména vlivem periglaciálních, fluviálních a gravitačních procesů (STEFFANOVÁ & MENTLÍK, 2007:202), a jejich morfometrické charakteristiky se tak mohly dále měnit. Na druhou stranu EVANS (2012:104) upozorňuje na přílišné zjednodušování závěrů, neboť přesně neznáme počáteční tvar a výchozí stav (nutnost interpretace výsledků v širším kontextu).

10 ZÁVĚR

Tato práce představuje jeden z prvních pokusů stanovení klasifikace odlednění karů Vysokých Tater.

Hlavní snahou bylo poskytnout ucelený soubor dat, který bude porovnatelný s daty z dalších studovaných oblastí Evropy, a který bude moci posloužit jako základ budoucích interdisciplinárních studií (např. trojrozměrné modelování minulých zalednění a klimatických podmínek, které kontrolovaly jejich vznik, resp. rozšíření a zánik).

Prvním cílem bylo identifikovat glaciální kary ve Vysokých Tatrách, jejich morfometrické charakteristiky a další parametry. Ty byly vypočteny na základě metodiky předchozích studií zabývajících se morfometrií (GARCÍA-RUIZ et al., 2000:435-436; FEDERICI & SPAGNOLO, 2004:238; STEFFANOVÁ & MENTLÍK, 2007:195; EVANS, 2007:840; MÎNDRESCU et al., 2010) a poté doplněny do geodatabáze v GIS (druhý cíl práce). Následně byl vytvořen návrh klasifikace karů a karových ploch podle stáří odlednění (třetí cíl práce), a to s ohledem na dosud publikované studie (*Kapitola 8*). Výsledkem je návrh osmi glaciačních fází (zahrnutých do geodatabáze – čtvrtý cíl práce), během kterých se postupně odlednily kary v celém pohoří. Tento návrh je vizualizován na *Obr. 8.3* a vychází ze shody karových parametrů (*Azimut, E_{min}*). Jako poslední byla na severním úbočí odledněna skupina karů zařazených do fáze *E*, jejíž morfometrické charakteristiky (*H, E_{min}, E_{max}, E_{prum}*) dosahovaly největších hodnot v rámci všech porovnávaných fází a zároveň se tvar karů blížil kruhu (*T*). Poslední fází, po které došlo k finální deglaciaci jižního úbočí, byla fáze *Da*, jejíž kary dosahovaly nejvyšších hodnot morfometrických charakteristik (*H, E_{max}*) v rámci deglaciačních fází jižních dolin (*Da, B, A*), avšak plošně patřily spíše mezi menší kary (*Area, L, W*) a tvarově se nepřilíhly kruhu. Z výše uvedeného je zřejmé, že kodlednění jižního svahu došlo pravděpodobně v období mezi 12,1 – 10,7 ka, zatímco na severním úbočí to bylo asi až v době 9,5 – 8,4 ka.

Z pohledu statistické analýzy je důležité uvést význam konceptu *alometrie*, *asymetrie* a *specifičnosti* karů, resp. jejich morfometrických charakteristik.

Alometrie se týká zjištění, že rozměry karů se zvětšují v horizontálním směru rychleji než ve vertikální dimenzi (více viz *Kap. 9*). Toto implikuje rychlejší prodlužování údolí (z pohledu parametrů L a W) spíše než zahlubování dna (z hlediska výšky H). Rychlost prodlužování údolí (L) na úkor jeho rozšiřování (W) byla na obou svazích pohoří různá: zatímco 56 % karů severu bylo delších než širších, na jihu toto platilo v 66 % případů. Také situace, kdy výška (H) převyšovala délku (L) se na severním úbočí vyskytla častěji.

Asymetrie se ve Vysokých Tatrách projevuje v hodnotách morfometrických charakteristik, neboť zalednění vzniklo na obou svazích pohoří v dolinách s různou orientací vůči světovým stranám (viz *Kapitola 7.3, Tab. 7.1 a Tab. 7.2*). Nejedná se tedy o stejnou formu asymetrie /zalednění/ jako v Nízkých Tatrách (EVANS, 1977:167), ale spíše o asymetrii /v rámci morfometrických charakteristik/ podobné té v Alpách (EVANS, 2006a:131). Určitá forma asymetrie je patrná i z navržené deglaciační chronologie (více viz výše).

Koncept specifických rozměrů karů (*scale-specific*) lze uplatnit při porovnávání tatranských karů (celý soubor dat) s dalšími pohořími Evropy (viz *Kap. 9*). Není ale možné zohlednit pouze tyto údaje (L , W , H) bez širšího kontextu a ponechat bez povšimnutí např. jednotlivé ukazatele nadmořské výšky (E_{min} , E_{max} ad.) a další případné vlivy (viz *Diskuze výsledků* – situace v Lake District může být zdánlivě podobná tatranským datům / L , W , H /, ale jen do té doby, než zjistíme, v jakých podmínkách a nadmořských výškách tamní kary vznikly).

Závěrem lze říci, že se podařilo naplnit cíle stanovené v úvodu práce a předběžně ověřit hypotézu. K celkovému zpřesnění dat může v budoucnu napomoci využití digitálního modelu reliéfu, podrobných leteckých snímků nebo ověření v terénu a dále také další výsledky konkrétních datování. Na základě rekonstrukce zalednění v GIS (mocnost, sklon povrchu, ELA, L , W) by mohla být modelována změna klimatických parametrů v dobách, kdy ledovce byly součástí vysokotatranských dolin.

11 RESUMÉ

This paper deals with the relict glacial landforms of the High Tatra Mountains, Slovakia and Poland, from the point of geomorphometry. The morphometric characteristics of glacial cirques were measured, calculated or derived, and subsequently followed by a statistical analysis. All these data were included into a geodatabase (GIS) that was upgraded in the final step of the study with the classification of deglaciation.

The study is divided into chapters. Firstly, the author set the aims of the thesis and a study question (hypothesis). The main objectives were: to identify all the cirques in the High Tatra Mountains; to classify these landforms according to the age of deglaciation; to include that information into the geodatabase and specify it. The author expected in her hypothesis that the cirques with similar morphometric characteristics will be also the similar age of deglaciation.

Following sections were focused on the theoretical basis of the geological background of the study area, the glacial erosion and its forms, the Quaternary glaciations and climate conditions. Consequently, the paper involved practical chapters in which the author dealt with the cirque morphometry and statistically analyzed the data obtained for the whole mountain range of the High Tatras. Last but not least, a section concerned with the results of the preceding exposure dating studies was included, followed by the attempt to classify the landforms according to its age of deglaciation. Finally, the index of resources, graphs and tables was listed.

The submitted study attempts to provide a complex perspective on the whole area of interest, and eventually set a basis for future interdisciplinary studies.

KEY WORDS

Glacial cirque, cirque morphometry, exposure dating, deglaciation, Quaternary, GIS, the High Tatra Mountains.

12 SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

BALÁŽ, E., A KOL. (2010). Tatry – Příroda. Praha: Baset. Vyd. 1. 639 s.: il. ISBN 978-80-7340-114-6.

BAUMGART-KOTARBA, M., KOTARBA, A. (2001). Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatras. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35 (2001). 7-38 p. ISSN 0081-6434.

BAUMGART-KOTARBA, M., KOTARBA, A. (2002). Deglaciation in the High Tatra Mountains (Biała and Sucha Woda Valleys as Example). *Geological Carpathica*, 53 (2002). ISSN 1335-0552.

BAUMGART-KOTARBA, M., DEC, J., KOTARBA, A., ŚLUSARCZYK, R. (2008). Glacial trough and sediments infill of the Biała Woda Valley (the High Tatra Mountains) using geophysical and geomorphological methods. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica: Landform Evolution in Mountain Areas*, 42: 75-108. ISSN 0081-6434.

BENNETT, M. R., GLASSER, N. F. (1996). *Glacial Geology: ice sheets and landforms*. Chichester: John Wiley. 364 p.: ill. ISBN 0-471-96344-5.

DEMEK, J. (1988). *Obecná geomorfologie*. Praha: Academia. Vyd. 1. 480 s.: il. ISBN 21-116-87.

EMBLETON, C., KING, C. A. M. (1975). *Glacial Geomorphology*. Frome and London: Butler & Tanner Ltd. 573 p.: ill. ISBN 0-7131-5792-5.

EVANS, I. S. (1977). World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler*, 59 A (3/4): 151-175.

EVANS, I. S. (2006a). Glacier distribution in the Alps: Statistical modelling of altitude and aspect. *Geografiska Annaler*, 88 A (2): 115-133.

EVANS, I. S. (2006b). Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73: 166-184.

- EVANS, I. S. (2007). Glacial Landforms, Erosional Features: Major Scale Forms. *Encyclopedia of Quaternary Science*. 838-852 p.
- EVANS, I. S. (2009). Allometric Development of Glacial Cirques: An Application of Specific Geomorphometry. In *Proceedings of Geomorphometry*. Zurich, 31 August – 2 September, 2009. pp 248-253.
- EVANS, I. S. (2011). Glacier distribution and direction in Svalbard, Axel Heiberg Island and throughout the Arctic: General northward tendencies. *Polish Polar Research*, 32 (3), 199-238 p. Doi: 10.2478/v10183-011-0015-7.
- EVANS, I. S. (2012). Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology*, 137 (2012), 94-106 p. Doi: 10.1016/j.geomorph.2010.09.029
- EVANS, I. S. Téma: Cirque development and morphometry. *Osobní rozhovor*. Suceava, 17/10/2012.
- EVANS, I. S., COX, N. J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 39 (1995): 175-202.
- EVANS, I. S., COX, N. J. (2005). Global variations of local asymmetry in glacier altitude: separation of north-south and east-west components. *Journal of Glaciology*, 51 (174): 469-482.
- EVANS, I. S., COX, N. J. (2010). Climatogenic north-south asymmetry of local glaciers in Spitsbergen and other parts of the Arctic. *Annals of Glaciology*, 51 (55): 16-22.
- FEDERICI, P. R., SPAGNOLO, M. (2004). Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geografiska Annaler*, 86 A (3): 235-248.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., GÓMEZ-VILLAR, A., ORTIGOSA, L., MARTÍ-BONO, C. (2000). Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82 A (4): 433-442.

- GAGAŁA, Ł., VERGÉS, J., SAURA, E., MALATA, T., RINGENBACH, J.-C., WERNER, P., KRZYWIEC, P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532-535 (2012), 223-241 p. Doi: 10.1016/j.tecto.2012.02.014
- GHEORGHIU, D. M., FABEL, D., HANSOM, J. D., XU, S. (2012). Lateglacial surface exposure dating in the Monadhliath Mountains, Central Highlands, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 41 (2012): 132-144. Doi: 10.1016/j.quascirev.2012.02.022.
- GIBBARD, P., VAN KOLFSCHOTEN, TH. (2005). The Pleistocene and Holocene Series. 441-452 p. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (eds) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press. 589 pp.
- HAMBREY, M. J. (1994). *Glacial Environments*. London: UCL Press. 296 p. ISBN 1-85728-005-9.
- HORNÍK, S. (1986). *Fyzická geografie II: Celost. vysokošk. učebnice pro studenty fakult přírodověd., pedagog. a tělesné výchovy a sportu*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství. Vyd. 1. 319 s.: il. ISBN 14-380-86.
- HUBBARD, B. (2005). *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. Chichester: John Wiley. 400 p.: ill. ISBN 0-470-84426-4.
- KOTARBA, A. (1998). Problem of permafrost occurrence in the High Tatra Mountains in the light of geophysical research in the Valley of Five Polish Lakes and Świstówka Roztocka. In *Dokumentacja Geograficzna 12: Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*. Instytut Geografii i Przestrzennego zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego. Wrocław: Polska Akademia Nauk. ISSN 0012-5032.
- KOTARBA, A. (2009). Progress in geomorphological research in the Tatra Mountains using geophysical methods. Sofia: Bulgarian Academy of Science. *Problems of Geography*, 2-3 (2009): 71-78.
- KUPKOVÁ, V. (2011). *Morfometrická analýza vybraných glaciálních forem v severní části Vysokých Tater (bakalářská práce)*. Plzeň: Západočeská univerzita, Pedagogická fakulta. 51 s.

- LINDNER, L., DZIERZEK, J., MARCINIAK, B., NITYCHORUK, J. (2003). Outline of Quarternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geological Quarterly*, 47 (3). 269-280 p.
- LINTON, D. L. (1963). The Forms of Glacial Erosion. *Transactions and Papers (Institute of British Geographers)*, 33 (1963): 1-28.
- LORINCZI, P., HOUSEMAN, G. (2010). Geodynamical models of lithospheric deformation, rotation and extension of the Pannonian Basin of Central Europe. *Tectonophysics* 492 (2010), 73-87 p. Doi: 10.1016/j.tecto.2010.05.007
- LUKNIŠ, M. (1973). Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied. Vyd. 1. 375 s.: il. ISBN 71-018-73.
- MAKOS, M., NITYCHORUK, J. (2011). Last Glacial Maximum climatic conditions in the Polish part of the High Tatra Mountains (Western Carpathians). *Geological Quarterly*, 55 (3): 253-268 p.
- MAKOS, M., NITYCHORUK, J., ZREDA, M. (2012a). Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl exposure dating and glacier-climate modelling. *Quarternary International* (in press, 1-16). Doi: 10.1016/j.quaint.2012.01.016.
- MAKOS, M., NITYCHORUK, J., ZREDA, M. (2012b). The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modelling. 1-17 p. *Boreas*, 10.1111/j.1502-3885.2012.00298.x. ISSN 0300-9483.
- MENTLÍK, P., ENGEL, Z., MINÁR, J., REGIS, B. (republic.). *Glaciation of Malá and Veľká Studená Valleys (the High Tatra Mts., Slovak Republic)*.
- MIDRIAK, R. (1983). Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. Bratislava: VEDA. Vyd. 1. 516 s.: il. ISBN 71-001-83.
- MINÁR, J., BIELIK, M., KOVÁČ, M., PAŠIENKA, D., BARKA, I., STANKOVIANSKY, M., ZEYEN, H. (2011). New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An

approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics* 502, 158-174 p. Doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.003

MINÁR, J., EVANS, I. S. (2008). Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*, 95 (2008): 236-259.

MÍNDRESCU, 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* (2010). ISSN 0267-8179.

SIEGERT, M. J. (2001). *Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change*. Chichester: John Wiley. 376 p.: ill. ISBN 0-471-98570-8.

STEFFANOVÁ, P., MENTLÍK, P. (2007). Comparison of morphometric characteristics of cirques in the Bohemian Forest. *Silva Gabreta*, 13 (3): 191-204.

MAPOVÉ ZDROJE

ATLAS ORTOFOTOMÁP: VYSOKÉ TATRY, 1:15 000. Brno: Geodis (2005). Vyd. 1. 128 s. ISBN 80-902939-1-3.

PODROBNÝ TURISTICKÝ ATLAS: TATRY, 1:25 000. Harmanec: Vojenský kartografický ústav, š. p. (2000). Vyd. 1. 160 s. ISBN 80-8042-214-1.

TATRY WYSOKIE: SŁOWACKIE I POLSKIE, 1:25 000. Warszawa: Wydawnictwo Kartograficzne Polkart Anna Siwicka (2012). Vyd. 10. ISBN 978-83-87873-26-4.

WEBOVÉ ODKAZY

CARPATHIAN ECOREGION INITIATIVE [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <<http://www.carpates.org/index.html>>

GEOLOGICKÁ ENCYKLOPEDIÉ. *Doba ledová* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?doba_ledova>

GRYGAR, R. *Hornicko-geologická fakulta VŠB-TU Ostrava – Regionální geologie: Vnější Západní Karpaty* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/10_kapitola.htm>

HERBER, V. *Fyzická geografie Slovenska (výukové materiály MU)* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <http://www.herber.webz.cz/www_slovakia/klima.html>

KLIMADIAGRAMME WELTWEIT. *Europa: Polen, Slowakei* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <<http://www.klimadiagramme.de/>>

LANDFORMS. *Glacial Deposition: Kettle Hole* [online, cit. 29/01/2013]. Dostupné z WWW: <<http://www.landforms.eu/cairngorms/kettle%20hole.htm>>

SLOVENSKÁ SPELEOLOGICKÁ SPOLEČNOST. *Najhlbsie jaskyne Slovenska* [online, cit. 29/11/2012]. Dostupné z WWW: <<http://www.sss.sk/index.php/rebricky-jaskyn/345-najhlbsie-jaskyne-slovenska>>

SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV. *Klimatické pomery Slovenskej republiky* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <<http://www.shmu.sk/sk/?page=1064>>

SMOLOVÁ, I. *Přírodovědecká fakulta UPOL - Regionální geografie Slovenska (fyzická geografie)* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <<http://geography.upol.cz/soubory/lide/smolova/RGSR/ucebnice/fg/geologie.html>>

SPRÁVA TATRANSKÉHO NÁRODNÍHO PARKU (TANAP). *Vítajte v národnom parku* [online, cit. 29/11/2012]. Dostupné z WWW: <http://spravatanap.sk/web/index.php?option=com_content&view=article&id=55&Itemid=138>

ŠEDIVÁ, B. *Základní statistické zpracování dat (výukové materiály katedry matematiky ZČU)* [online, cit. 01/04/2013]. Dostupné z WWW: <http://home.zcu.cz/~sediva/pseKomb/PSE_07.pdf>

UNIVERSITY OF ARIZONA. *Geosciences: Holocene Chronology* [online, cit. 25/10/2012]. Dostupné z WWW: <<http://www.geo.arizona.edu/palynology/geos462/02holocene.html>>

WIELKA ENCYKLOPEDIA TATRZAŃSKA. *Morskie Oko* [online, cit. 29/11/2012]. Dostupné z WWW: <http://z-ne.pl/t,haslo,3223,morskie_oko.html>

13 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 4.1	Schematické členění Karpat.	10
Obr. 4.2	Geologické schéma karpatsko-panonské oblasti.	11
Obr. 4.3	Členění Západních Karpat na jednotlivé subprovincie.	12
Obr. 4.4	Vymezení Tater od okolních jednotek reliéfu.	13
Obr. 4.5	Schematické vymezení karových ploch ve Velké Studené dolině (vlevo) a v Malé Studené dolině (vpravo).	22
Obr. 4.6	Zahlubování a vývoj trogu v čase.	24
Obr. 4.7	Princip vzniku glaciofluviálního kettle.	31
Obr. 4.8	Klimadiagram s ročním průběhem teploty a srážek v Popradě a na Kasprowě Wierchu.	35
Obr. 5.1	Schematické vymezení karů a karových ploch na slovenském území Vysokých Tater.	38
Obr. 5.2	Schematické vymezení karů a karových ploch na polském území Vysokých Tater.	39
Obr. 5.3	Podkladová terénní mapa Google znázorňující reliéf Východních Tater, která byla exportována pro další analýzy z programů SAS.Planet a Global Mapper do ArcGIS.	40
Obr. 5.4	Schematické vymezení karů a karových ploch na území Vysokých Tater.	41
Obr. 6.1	Schematický náčrt měřených parametrů délky, šířky a azimutu (orientace).	46
Obr. 7.1	Klasifikace karů podle ukazatele <i>Azimut</i> .	61
Obr. 7.2	Klasifikace karů podle ukazatele E_{min} .	63
Obr. 7.3	Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky <i>Relief_1</i> .	66
Obr. 7.4	Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky <i>Lake</i> .	69
Obr. 7.5	Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky <i>Grade</i> .	71
Obr. 7.6	Klasifikace karů ve Vysokých Tatrách dle charakteristiky <i>Type</i> .	73
Obr. 8.1	Místa datování (^{10}Be) ve Velké Studené dolině.	89
Obr. 8.2	Místa datování (^{10}Be) v Malé Studené dolině.	89
Obr. 8.3	Kary Vysokých Tater podle stáří odlednění.	95

14 SEZNAM GRAFŮ

Graf 7.1	Četnost směrů linie L (<i>délka</i>), která udává azimut karů na jižním svahu Vysokých Tater.	50
Graf 7.2	Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu (<i>Azimut</i>). Jižní úbočí Vysokých Tater.	51
Graf 7.3	Délka hlavní osy karu L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Jižní úbočí Vysokých Tater.	51
Graf 7.4	Četnost směrů linie L (<i>délka</i>), která udává orientaci karů na severním svahu Vysokých Tater.	54
Graf 7.5	Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu (<i>Azimut</i>). Severní úbočí Vysokých Tater.	55
Graf 7.6	Délka hlavní osy karu L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Severní úbočí Vysokých Tater.	55
Graf 7.7	Četnost směrů linie L (<i>délka</i>), která udává orientaci karů na obou svazích Vysokých Tater.	59
Graf 7.8	Výsledný vektor pro jižní svah (A) a severní svah (B) Vysokých Tater.	60
Graf 7.9	Směry orientace karů a výsledný vektor pro celé pohoří Vysokých Tater.	60
Graf 7.10	Délka hlavní osy karu L v závislosti na orientaci karu (<i>Azimut</i>). Celé pohoří Vysokých Tater.	62
Graf 7.11	Rozloha karů v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Severní úbočí Vysokých Tater.	64
Graf 7.12	Rozloha karů v závislosti na průměrné nadmořské výšce karu (E_{prum}). Jižní úbočí Vysokých Tater.	64
Graf 7.13	Délka hlavní osy karů L v závislosti na průměrné nadmořské výšce karů (E_{prum}). Celé pohoří Vysokých Tater.	65
Graf 7.14	Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru <i>Lake</i> . Data zvlášť pro severní i jižní svah Vysokých Tater.	68
Graf 7.15	Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru <i>Grade</i> . Data zvlášť pro severní i jižní svah Vysokých Tater.	70

Graf 7.16 Četnost výskytu karů v jednotlivých kategoriích parametru *Type*. 72
Data zvlášť pro severní i jižní svah Vysokých Tater.

15 SEZNAM TABULEK

Tab. 4.1	Nejvyšší vrcholy Vysokých Tater.	15
Tab. 4.2	Vybrané charakteristiky tatranských ples.	16
Tab. 4.3	Klasifikace glaciálních forem reliéfu podle způsobu vzniku (proces) a rozměrů.	26
Tab. 4.4	Čtvrtohorní oscilace klimatu – glaciály a interglaciály.	33
Tab. 6.1	Morfometrické charakteristiky měřené u karů a karových ploch ve Vysokých Tatrách a způsob jejich výpočtu.	44
Tab. 6.2	Způsob výpočtu jednotlivých morfometrických charakteristik.	45
Tab. 6.3	Způsob výpočtu charakteristiky <i>Relief_1</i> a škála ukazatelů <i>Lake, Grade, Type</i> .	47
Tab. 7.1	Vybrané charakteristiky karů na jižním úbočí Vysokých Tater (celkem 92 forem).	49
Tab. 7.2	Vybrané charakteristiky karů na severním úbočí Vysokých Tater (celkem 54 forem).	53
Tab. 7.3	Vybrané charakteristiky karů ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem).	57
Tab. 7.4	Další charakteristiky karů ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem).	58
Tab. 7.5	Charakteristiky <i>Lake, Grade a Type</i> pro kary ve Vysokých Tatrách (soubor dat celkem 146 forem) – subjektivní škály dle EVANSE (2007:840).	67
Tab. 8.1	Glaciální fáze v dolině Pańszczyca a Sucha Woda.	76
Tab. 8.2	Fáze deglaciace v dolině Suchej Wody a Pańszczyca.	78
Tab. 8.3	Fáze deglaciace v dolině Biała Woda.	78
Tab. 8.4	Chronologie holocenních zalednění.	80
Tab. 8.5	Průběh maximálního zalednění v různých horských masivech Evropy.	82
Tab. 8.6	Výsledky datování v Pusté dolině.	84
Tab. 8.7	Výsledky datování na jižním svahu Kozieho Wierchu.	85

Tab. 8.8	Stáří jednotlivých odebraných vzorků a umístění v dolině Za Mnichem.	87
Tab. 8.9	Období, která jsou základem pro rozšíření dosud získaných poznatků o datování glaciálních forem na základě morfometrických charakteristik karů.	92
Tab. 8.10	Kategorie deglaciace a jejich označení v ArcGIS.	94
Tab. 9.1	Průměrné hodnoty morfometrických charakteristik pro každou navrženou kategorii deglaciace	96

16 PŘÍLOHY

Příloha 1 Přehled morfometrických charakteristik a základních statistických údajů pro jednotlivé deglaciační fáze. Vlastní zpracování.

	Charakt.	Min	Max	Prum	10 %	50 %	90 %	Šikmost	Sm. o.
Aa	<i>L</i>	160	1 124	650	206	661	1 024	-0,15	300,01
	<i>W</i>	246	1 275	642	282	635	1 068	0,64	280,74
	<i>H</i>	100	390	224	130	230	320	0,40	73,49
	<i>E_{min}</i>	1 600	2 050	1 804	1 620	1 750	2 040	0,26	161,94
	<i>E_{max}</i>	1 750	2 270	2 028	1 800	2 000	2 270	0,11	171,81
	<i>E_{prum}</i>	1 685	2 155	1 916	1 700	1 875	2 130	0,21	162,85
	<i>T</i>	0,25	2,69	1,16	0,29	1,16	1,79	0,53	0,63
	<i>R</i>	0,94	7,39	3,13	1,07	2,88	5,12	0,72	1,74
	<i>Area</i>	39 305	866 085	389 232	119 461	349 678	655 779	0,25	252 012
	<i>Relief_1</i>	552	1 006	750	575	772	880	0,10	122,43
	<i>Lake</i>			4,35				-0,77	1,97
	<i>Type</i>			3,59				-0,17	1,58
	<i>Grade</i>			3,59				-0,74	1,46
Ab	<i>Charakt.</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>10 %</i>	<i>50 %</i>	<i>90 %</i>	<i>Šikmost</i>	<i>Sm. o.</i>
	<i>L</i>	253	1 332	688	300	687	1 026	0,29	291,91
	<i>W</i>	96	1 160	598	212	560	1 054	0,31	270,13
	<i>H</i>	90	450	239	95	210	410	0,44	113,43
	<i>E_{min}</i>	1 700	2 150	1 906	1 750	1 935	2 075	0,02	138,28
	<i>E_{max}</i>	1 850	2 500	2 144	1 930	2 150	2 395	0,40	157,76
	<i>E_{prum}</i>	1 805	2 275	2 025	1 840	2 033	2 260	0,31	137,07
	<i>T</i>	0,50	4,02	1,35	0,55	1,21	2,1	2,14	0,77
	<i>R</i>	0,86	6,91	3,52	1,18	3,35	6,86	0,68	2,07
	<i>Area</i>	26 126	1 058 574	376 930	48 856	316 779	791 322	1,06	278 997
	<i>Relief_1</i>	516	1 083	771	596	803	890	0,06	131,92
	<i>Lake</i>			4,30				-0,87	1,95
	<i>Type</i>			3,50				0,19	1,36
<i>Grade</i>			3,10				-0,06	1,37	
B	<i>Charakt.</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>10 %</i>	<i>50 %</i>	<i>90 %</i>	<i>Šikmost</i>	<i>Sm. o.</i>
	<i>L</i>	402	2 074	784	426	672	1 209	1,98	390,94
	<i>W</i>	355	2 047	705	425	627	975	2,72	365,06
	<i>H</i>	100	620	217	110	190	370	2,06	121,74
	<i>E_{min}</i>	1 420	2 150	1 935	1 680	1 980	2 050	-1,71	164,77
	<i>E_{max}</i>	2 000	2 360	2 152	2 000	2 170	2 240	0,06	93,31
	<i>E_{prum}</i>	1 730	2 255	2 043	1 840	2 050	2 145	-0,94	119,26
	<i>T</i>	0,66	2,12	1,16	0,71	1,07	1,79	0,86	0,38
	<i>R</i>	1,91	6,24	3,91	1,92	3,44	6,11	0,36	1,39
	<i>Area</i>	131 995	3 628 785	528 087	176 904	325 374	615 594	3,78	763 993
	<i>Relief_1</i>	574	1 034	771	598	765	994	0,14	149,64
	<i>Lake</i>			3,21				0,04	2,12
	<i>Type</i>			3,16				0,78	1,42
<i>Grade</i>			2,21				0,26	1,27	
C	<i>Charakt.</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Prum</i>	<i>10 %</i>	<i>50 %</i>	<i>90 %</i>	<i>Šikmost</i>	<i>Sm. o.</i>
	<i>L</i>	718	1 331	1 048	718	1 094	1 331	-0,27	309,12

	W	820	1 620	1 200	820	1 160	1 620	0,18	401,50
	H	120	280	183	120	150	280	0,61	85,05
	E_{min}	1 600	1 620	1 607	1 600	1 600	1 620	0,71	11,55
	E_{max}	1 720	1 880	1 790	1 720	1 770	1 880	0,42	81,85
	E_{prum}	1 660	1 740	1 698	1 660	1 695	1 740	0,15	40,10
	T	0,82	0,94	0,88	0,82	0,88	0,94	0,00	0,06
	R	4,75	7,29	6,01	4,75	5,98	7,29	0,04	1,27
	Area	526 782	1 911 367	1 239 143	526 782	1 279 279	1 911 367	-0,11	693 165
	Relief_1	558	700	650	558	692	700	-0,70	79,78
	Lake			1,67				-0,71	0,58
	Type			1,67				-0,71	0,58
	Grade			1,00				-	0,00
	Da	Charakt.	Min	Max	Prum	10 %	50 %	90 %	Šikmost
L		213	1 519	578	310	534	867	1,50	257,78
W		135	1 090	519	210	500	854	0,75	231,26
H		50	590	242	150	230	340	1,40	105,55
E_{min}		1 300	2 200	1 920	1 540	2 000	2 150	-0,93	230,28
E_{max}		1 600	2 440	2 162	1 960	2 220	2 400	-0,95	200,10
E_{prum}		1 450	2 300	2 041	1 795	2 125	2 270	-0,93	209,16
T		0,29	5,76	1,29	0,50	1,09	2,03	3,03	0,99
R		0,79	6,60	2,68	1,07	2,38	4,66	2,31	1,80
Area		49 515	961 463	269 830	77 606	207 978	600 499	1,53	211 485
Relief_1		495	980	732	570	717	935	0,30	142,69
Lake				4,34				-0,81	1,94
Type				3,17				0,84	1,47
Grade			3,17				-0,31	1,38	
Db	Charakt.	Min	Max	Prum	10 %	50 %	90 %	Šikmost	Sm. o.
	L	223	1 499	678	236	616	1 095	0,73	337,67
	W	333	1 522	711	384	563	1 473	1,14	412,31
	H	80	540	274	100	250	530	0,60	137,16
	E_{min}	1 520	1 730	1 641	1 580	1 650	1 720	-0,28	57,92
	E_{max}	1 700	2 260	1 915	1 800	1 900	2 120	0,92	144,76
	E_{prum}	1 650	1 995	1 778	1 660	1 765	1 865	0,83	86,33
	T	0,53	1,68	1,02	0,56	1,03	1,64	0,22	0,38
	R	0,62	8,91	3,21	0,89	2,78	5,77	1,02	2,29
	Area	65 542	1 638 493	465 957	77 606	308 274	1 217 408	1,43	469 304
	Relief_1	441	1 177	907	662	930	1 132	-0,73	202,67
	Lake			3,53				-0,05	2,13
	Type			3,33				0,73	1,50
Grade			2,20				0,89	1,47	
Dc	Charakt.	Min	Max	Prum	10 %	50 %	90 %	Šikmost	Sm. o.
	L	148	1 058	573	279	551	939	0,40	253,93
	W	259	917	529	276	433	888	0,63	230,26
	H	100	500	267	120	275	450	0,37	106,51
	E_{min}	1 700	1 930	1 815	1 700	1 800	1 900	0,10	75,96
	E_{max}	1 870	2 260	2 081	1 900	2 100	2 200	-0,44	106,78
	E_{prum}	1 800	2 035	1 948	1 830	1 950	2 025	-0,30	75,83
	T	0,45	2,21	1,17	0,52	1,07	1,83	0,46	0,49
	R	0,67	5,29	2,50	0,93	1,95	4,57	2,34	1,75
	Area	27 985	757 066	262 871	60 774	199 512	617 713	1,07	200 551

	Relief_1	639	1 107	887	683	860	1 107	0,12	147,41
	Lake			4,69				-1,18	2,09
	Type			4,27				-0,13	1,54
	Grade			3,07				-0,23	1,38
E	Charakt.	Min	Max	Prum	10 %	50 %	90 %	Šikmost	Sm. o.
	L	172	2 443	604	264	431	785	2,48	634,26
	W	221	2 190	712	227	496	1 128	1,54	584,78
	H	150	740	306	170	270	450	1,73	166,78
	E_{min}	1 380	2 150	1 937	1 781	2 000	2 050	-1,82	210,17
	E_{max}	2 040	2 500	2 243	2 120	2 200	2 370	0,48	128,30
	E_{prum}	1 750	2 275	2 090	1 911	2 125	2 250	-0,97	152,79
	T	0,15	2,07	1,02	0,39	1,12	1,65	0,19	0,59
	R	0,57	3,30	1,85	1,02	1,81	3,03	0,32	0,87
	Area	58 7001	4 178 602	574 285	71 417	190 320	543 595	2,77	1 204 532
	Relief_1	548	1 047	798	627	767	1 047	0,27	158,72
	Lake			4,73				-1,14	2,05
	Type			4,55				-0,43	1,75
	Grade			3,27				-0,84	1,27