

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



# **KOMPARACE RELATIVNÍHO STÁŘÍ MORÉN VE VYBRANÝCH KARECH VYSOKÝCH TATER**

Relative age dating of moraines in selected High Tatras  
valleys

diplomová práce

Bc. Barbora Procházková

Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Konzultant: Mgr. Peter Mida

Praha 2015

## Zadání diplomové práce

### Téma práce

Komparace relativního stáří morén ve vybraných karech Vysokých Tater.

### Cíle práce

Cílem práce je určit relativní stáří nejmladších glacigenních sedimentů tvořících reliktu morén a na základě této znalosti nastínit vývoj závěrečných stádií zalednění ve vybraných dolinách Vysokých Tater.

### Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše odborné literatury, provedení vlastního relativního datování, vyhodnocení vlastních výsledků a jejich konfrontace s literaturou.

1. krok: výběr vhodných dolin

2. krok: použití Schmidt hammeru (a metody založené na sledování a kvantifikaci dalších znaků zvětrávání) pro určení stáří morén.

3. krok: analýza stáří studovaných akumulčních reliktů zalednění, srovnání hodnot dokládajících ústupové fáze zalednění a jejich interpretace; závislost naměřených hodnot na poloze;

4. krok: diskuse s literaturou zabývající se deglaciací a kritické zhodnocení vlivu stanovištních podmínek (tj. orientace, nadmořská výška, heatload index apod.) na naměřená data

Zájmové území: vybraná údolí (Mengusovská dolina - Hincové plesa, dolina Žabích ples, Zlomisková dolina; Batizovská dolina, Velická dolina; Bielovodská dolina - Litvorová dolina a Kačací dolina); Javorová dolina

Datové zdroje: vlastní terénní výzkum

Datum zadání: 19.12. 2012

Barbora Procházková

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že předkládanou bakalářskou práci jsem zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu.

Tato práce ani její podstatná část nebyla použita k získání jiného než akademického titulu.

V Praze 12. 8. 2015

.....  
Barbora Procházková

Velmi ráda bych poděkovala všem, kteří mi pomáhali při vzniku této práce. Především bych chtěla poděkovat svému vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za poskytnutí cenných rad, nápadů a pomoc při zpracování práce, Mgr. Peterovi Midovi za množství praktických rad a čas, který mi věnoval při terénních pracích a konzultacích. Děkuji i svým rodičům, kteří mi studium geografie umožnili a také za jejich podporu finanční i psychickou. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat svým přátelům za jejich podporu a trpělivost.

## **ABSTRAKT**

Diplomová práce se zabývá relativním datováním nejmladších glacigenních tvarů (morén) v závěrových částech (karech) vybraných dolin Vysokých Tater. K uložení testovaných morén došlo po odeznění posledních chladných výkyvů posledního zalednění. Relativní stáří bylo určováno pomocí metody Schmidt hammer (SH) testu, která je založena na určení stupni zvětrání testovaného povrchu. Informace o stupni zvětrání testovaného povrchu je získána v podobě R hodnoty (*rebound value*). Celkově bylo testováno patnáct akumulací ve čtyřech dolinách Vysokých Tater (Mengusovská, Velká Studená, Malá Studená a Litvorová dolina). Pomocí statistické analýzy byla zkoumána variabilita naměřených R hodnot v rámci stejné litologie. Na základě SH měření lze vymezit mezi testovanými morénami dvě skupiny morén odlišného stáří. Průměrné R hodnoty a směrodatné odchylky skupin morén (SK\_1:  $R=53,5\pm 1,2$  a SK\_2:  $R=58,6\pm 1,5$ ) se významně odlišují. Na základě výsledků SH měření byl nastíněn vývoj deglaciací v zájmových lokalitách.

**Klíčová slova:** relativní datování, Schmidt Hammer, zalednění, Vysoké Tatry

## **ABSTRACT**

The submitted diploma thesis deals with relative dating of the youngest glacigenic sediments (moraines) in the upper parts of some selected valleys in the High Tatra Mountains. These moraines were stabilized after the last cold events of the last glaciation cycle. The Schmidt hammer (SH) test was used for the assessment of their relative age. This method is based on the assumption that there is a mutual relation between the degree of weathering of a tested surface and the duration of its exposure. Information about the degree of weathering is expressed by the Rebound (R) value. The measurements were taken on fifteen moraines in four valleys in the High Tatra Mountains (Mengusovská, Velká Studená, Malá Studená and Litvorova valley). A large statistical population of measurements obtained from moraine surfaces were used to analyse the variability of R values means in the same lithology. The moraines were divided on the base of SH measurements into two groups of different age. R value means and standard deviation for these groups (SK\_1:  $R=53,5\pm 1,2$  a SK\_2:  $R=58,6\pm 1,5$ ) are significantly statistically different. The results of the weathering indexes were used for the reconstruction of the pattern of deglaciation in selected upper parts of valleys (cirques).

**Key words:** relative dating, the Schmidt Hammer, glaciation, High Tatra Mts.

## OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ.....	8
SEZNAM TABULEK.....	9
1 Úvod.....	14
2 Fyzicko-geografická charakteristika Vysokých Tater .....	16
2.1 Vymezení území a poloha .....	16
2.2 Geologické poměry.....	17
2.2.1 Geologická stavba .....	17
2.2.2 Petrologické složení .....	18
2.2.3 Geologický vývoj a tektonika .....	19
2.3 Geomorfologické poměry .....	20
2.4 Klimatické poměry .....	26
2.5 Hydrologické poměry .....	29
2.6 Půdní poměry.....	33
2.7 Biogeografická charakteristika .....	34
2.8 Lokality terénního výzkumu.....	35
3 Zalednění Vysokých Tater .....	42
3.1 Historie výzkumu zalednění Vysokých Tater .....	42
3.2 Časové zařazení zalednění Vysokých Tater .....	43
3.2.1 Starší zalednění Vysokých Tater.....	43
3.2.2 Poslední zalednění v oblasti Vysokých Tater .....	45
3.3 Ledovcová modelace ve Vysokých Tatrách.....	50
3.3.1 Ledovcová eroze a příslušné formy reliéfu.....	50
3.3.2 Ledovcová akumulace a příslušné formy reliéfu .....	52
3.3.3 Postglaciální období.....	55
4 Datovací metody v glaciálním prostředí .....	57
4.1 Metody relativního datování.....	57
4.2 Schmidt Hammer jako nástroj relativního datování .....	57
4.3 Schmidt Hammer v kombinaci s jinými datovacími metodami .....	61
5 Použité metody.....	63

5.1	Terénní práce a morfometrické charakteristiky bloků.....	63
5.2	Environmentální charakteristiky lokalit .....	64
5.3	Statistické zpracování dat .....	65
6	Výsledky .....	67
6.1	R hodnoty testovaných akumulací.....	67
6.2	Vliv environmentálních faktorů na naměřené R hodnoty .....	76
7	Diskuze .....	83
7.1	Posouzení vlivu environmentálních faktorů na naměřené R hodnoty .....	83
7.2	Relativní datování.....	84
7.3	Průběh deglaciace v oblasti Vysokých Tater a v dalších pohořích Evropy....	89
8	Závěr .....	91
	SEZNAM ZDROJŮ.....	93
	SEZNAM PŘÍLOH.....	100

## SEZNAM OBRÁZKŮ

<b>Obr. 2.1:</b> Přehledová mapa Tater.....	16
<b>Obr. 2.2:</b> Geologická mapa Tater. Čísla uvedená v mapě značí hodnoty numerického datování (Ma), AFT = apatitová fission track analýza, ZTF = zirkonová fission track analýza, CCPB = centrální Karpatská paleogenní pánev.(dle Králiková et al., 2014, upraveno).....	17
<b>Obr. 2.3:</b> Mineralogické složení: a. granodioritů, b. krystalických břidlic (dle Kalvody, 1974).....	18
<b>Obr. 2.4:</b> Zjednodušená geometrie Podtatranského zlomu a jeho okolí (dle Janák et al., 2001).....	29
<b>Obr. 2.5:</b> Debris flow v horní části Mengusovské doliny. (Mida, P.).....	25
<b>Obr. 2.6:</b> Periglaciální formy reliéfu v oblasti Vysokých Tater. 1-tříděné kruhy, 2-tříděné polygony, 3-tříděné pruhy, 4-malé formy strukturních půd, 5-thufury, 6-soliflukční laloky, 7-soliflukční girlandy, 8- kamenné ledovce, 9-kamenná moře (dle Raczkowska, 2008).....	26
<b>Obr. 2.7:</b> Fosilní makropolygony z oblasti Lučného sedla (a), aktivní polygony na dně Skalnatého plesa (b), (Mida, P.).....	23
<b>Obr. 2.8:</b> Thufury v oblasti Kopského sedla. (Mida, P.).....	24
<b>Obr. 2.9:</b> Klimatické charakteristiky- Lomnický Štít, Skalnaté pleso za období 1964-1978, Kasprowy Wierch za období 1961-1990. Linie znázorňují průměrné měsíční teploty, sloupce znázorňují průměrné měsíční úhrny srážek. (dle Rak & Šamaj, 1982, pro Kasprowy Wierch: online: <a href="http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html">http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html</a> , staženo 7.1.2015).....	29
<b>Obr. 2.10:</b> Belá v Podbánském, hodnoty průměrných měsíčních průtoků (m <sup>3</sup> /s) za období 1941-1960. Odtokový režim toku odpovídá niválnímu horskému odtokovému režimu (dle Pacl, 2010).....	30
<b>Obr. 2.11:</b> Říční síť Vysokých Tater (dle Lukniš, 1973, upraveno).....	32
<b>Obr. 2.12:</b> Převažující půdní typy ve Vysokých Tatrách. Pozn.: M=litozemě, P1-P3= podzoly, R1-R2= rankery, K1-K8= kambizemě, G1-G3=gleje, 01-02= organozemě, F1= fluvizemě (dle Šály & Šurina, 2002, upraveno).....	34
<b>Obr. 2.13:</b> Podélný profil Mengusovské doliny (zeleně), doliny Žabích ples (červeně) a Zlomiskové doliny (modře) (dle Lukniš, 1973, upraveno).....	36



<b>Obr. 2.14:</b> Pohled na karový stupeň Žabích ples a trog Mengusovské doliny. Na karovém stupni se nachází morénový val, kde bylo provedeno relativní datování (Z. Engel).....	37
<b>Obr. 2.15:</b> Podélný profil Velkou (zeleně) a Malou (červeně) Studenou dolinou (dle Lukniš, 1973, upraveno).....	38
<b>Obr. 2.16:</b> Pohled na lokalitu karu Sivých ples (a.) a hranu karu (b.) pokrytou suťovým pokryvem, kde bylo provedeno relativní datování. (Mida, P.).....	39
<b>Obr. 2.17:</b> Pohled na kar Modrého plesa (a) a druhý nižší karový stupeň (b.). Testovány byly bloky na morénovém valu hradicí pleso a na nižším karovém stupni. (Mida, P.).....	39
<b>Obr. 2.18:</b> Podélný profil Bělovodskou dolinou (fialově), Litvorovou dolinou (zeleně), Kačací dolinou (červeně) a Dolinou Žabího potoka (modře). (dle Lukniš, 1973, upraveno....	40
<b>Obr. 2.19:</b> Pohled na karový stupeň Litvorového plesa. Jižní část je překryta osypovými kužely z okolních skalních stěn. Relativní datování bylo provedeno na morénovém valu hradicí pleso od severu a na druhém valu nacházejícím se východně od plesa.....	41
<b>Obr. 3.1:</b> Poloha klimatické sněžné čáry během chladných a teplých oscilací posledního zalednění. (Lukniš, 1973).....	47
<b>Obr. 3.2:</b> Rozsah zalednění během období posledního glaciálního maxima. (dle Zasadni & Klapyta, 2014).....	48
<b>Obr. 3.3:</b> Mocnosti ledovců během LGM. Hodnoty mocností ledovců byly odvozeny na základě rozdílů mezi digitálním modelem reliéfu ledovců a DMR současného povrchu (Zasadni & Klapyta, 2014).....	49
<b>Obr. 3.4:</b> Nadmořské výšky koncových splazů vybraných ledovců během posledního zalednění. Doliny se severní orientací jsou znázorněny modře, doliny s jižní orientací oranžově (dle Lukniše, 1973).....	50
<b>Obr. 3.5:</b> Složený kar v závěru Malé Studené doliny (a.), detailní záběr ledovcového ohlazu (b.) a pohled na ohlazený skalní stupeň mezi Velkým Spišským plesem a Nižným Spišským plesem. (foto: P. Mida).....	52
<b>Obr. 3.6:</b> Prostředí kopečkové morény Studených dolin. Dle Lukniše (1973) moréna ze stadiálu B.....	54
<b>Obr. 3.7:</b> Kamenný ledovec z oblasti Velkého Hincova plesa.....	56
<b>Obr. 5.1:</b> Stupeň zaoblení (ostrohrannosti) dle Powerse (1953 in Hubbard & Glasser, 2005), upraveno.....	64
<b>Obr. 5.2:</b> Měření délky os u zaobleného bloku (a) a ostrohranného bloku (b). (Hubbard & Glasser, 2005, upraveno.....	64

<b>Obr. 5.3:</b> Histogramy pro: a, průměrné R hodnoty testovaných akumulací, $p=0,58076$ , Shapiro-Wilk. test= $0,95348$ . b, hodnoty potenciální solární radiace testovaných akumulací, $p=0,57480$ , Shapiro-Wilk. test= $0,95312$ .....	65
<b>Obr. 6.1:</b> Zájmová území v oblasti Vysokých Tater.....	67
<b>Obr. 6.2:</b> Testované akumulace v závěru Mengusovské doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.....	70
<b>Obr. 6.3:</b> Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Mengusovské doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	71
<b>Obr. 6.4:</b> Testované akumulace v závěru Velké Studené doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.....	72
<b>Obr. 6.5:</b> Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Velké Studené doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	72
<b>Obr. 6.6:</b> Testované akumulace v závěru Malé Studené doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.....	73
<b>Obr. 6.7:</b> Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Malé Studené doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	74
<b>Obr. 6.8:</b> Testované morény v závěru Litvorové doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.....	75
<b>Obr. 6.9:</b> Průměrné R hodnoty bloků jednotlivých testovaných akumulací v závěru Litvorové doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	75
<b>Obr. 6.10:</b> Bodový graf korelací mezi R hodnotou a nadmořskou výškou testované akumulace (a.) a mezi nadmořskou výškou a potenciální solární radiací testované akumulace (b).....	77
<b>Obr. 6.11:</b> Průměrné R hodnoty testovaných morén s rozdílnou orientací vůči světovým stranám. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	77
<b>Obr. 6.12:</b> Průměrné R hodnoty testovaných bloků na jednotlivých lokalitách (testovaných akumulacích). Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti. Pozn. zkratky značí názvy jednotlivých testovaných akumulací Popis akumulací je uveden na začátku podkapitoly 6.1.....	78
<b>Obr. 6.13:</b> Průměrné R hodnoty testovaných akumulací mezi dvěma skupinami testovaných akumulací. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	79

<b>Obr. 6.14:</b> Počet testovaných akumulací v rámci jednotlivých kategorií orientace vůči světovým stranám. Modře jsou zvýrazněny akumulace skupiny SK_1, červeně jsou zvýrazněny akumulace skupiny SK_2.....	82
<b>Obr. 6.15:</b> Průměrná nadmořská výška (a.) a průměrná potenciální solární radiace (b) pro skupiny akumulací SK_1 a SK_2. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.....	82
<b>Obr. 7.1:</b> Rozdělení testovaných akumulací na základě odlišné R hodnoty: SK_1=53,5±1,3 a SK_2=58,6±1,5.....	86

## SEZNAM TABULEK

<b>Tab. 2.1:</b> Souhrn klimatických charakteristik pro Vysoké Tatry, z období 1951-1970 (dle Niedzwiedz, 1992).....	26
<b>Tab. 2.2:</b> Teplotní charakteristiky na vybraných meteorologických stanicích Vysokých Tater (dle Niedzwiedz, 1992).....	27
<b>Tab. 2.3:</b> Srážkové charakteristiky na vybraných meteorologických stanicích ve Vysokých Tatrách se severní orientací za období 1951-1970 a s jižní orientací za období 1964-1978 (dle Niedzwiedz, 1992, Rak & Šamaj, 1982).....	277
<b>Tab. 2.4:</b> Průměrné roční klimatické charakteristiky pro Lomnický štít, Skalnaté pleso za období 1964-1978, Kasprowy Wierch za období 1961-1990. (dle Rak&Šamaj, 1982, pro Kasprowy Wierch: online: <a href="http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html">http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html</a> , staženo 7.1.2015).....	28
<b>Tab. 2.5:</b> Vybrané charakteristiky vysokotatranských toků (dle Pacl, 2010).....	30
<b>Tab. 2.6:</b> Charakteristiky vybraných ples Vysokých Tater (dle Gregor&Pacl, 2005).....	31
<b>Tab. 3.1:</b> Stratigrafické členění kvartéru v oblasti Vysokých Tater, Alp, v Polské nížině a Severozápadní Evropě. Šedě jsou zvýrazněny glaciály. (Lindner et al. 2003, Leszcek, 2011, Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 milion years, v. 2012[online], cit. 9.2.2015).....	44
<b>Tab. 3.2:</b> Členění würmského zalednění Vysokých Tater a jeho korelace s Alpským členěním a s oblastí Střední Evropy (Lukniš, 1973).....	46
<b>Tab. 3.3:</b> Kvantitativní charakteristiky vybraných ledovců ve Vysokých Tatrách. (Lukniš, 1973).....	48
<b>Tab. 4.1:</b> Charakteristika vybraných metod relativního datování. Princip a použití jednotlivých metod je popsán dle Hubbarda & Glassera (2005).....	57
<b>Tab. 4.2:</b> Výhody a nevýhody využití Schmidt Hammeru (dle Goudie, 2006) .....	58
<b>Tab. 4.3:</b> Vybrané postupy pro výpočet výsledné R hodnoty:.....	60
<b>Tab. 4.4:</b> Charakteristika nejčastěji používaných metod numerického datování používaných v kombinaci se Schmidt Hammer testem. Princip a použití jednotlivých metod je popsán dle Hubbarda & Glassera (2005).....	62
<b>Tab. 6.1:</b> Environmentální charakteristiky a základní míry středu a rozptýlenosti naměřených R hodnot testovaných akumulací a bloků v zájmovém území.....	68-69

<b>Tab. 6.2:</b> Signifikance rozdílů (na hladině významnosti $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých lokalit v závěru Mengusovské doliny. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 6,5883 při daných stupních volnosti rovných 5.....	71
<b>Tab. 6.3:</b> Signifikance rozdílů (na hladině významnosti $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých lokalit v závěru Malé Studené doliny. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 8,574 při daných stupních volnosti rovných 2.....	74
<b>Tab. 6.4:</b> Signifikance rozdílů (na hladině významnosti $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých testovaných akumulací v závěru Litvorové doliny. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 1,7967 při daných stupních volnosti rovných 2.....	76
<b>Tab. 6.5:</b> Vzáhy mezi průměrnou R hodnotou, nadmořskou výškou a potenciální solární radiací testovaných akumulací vyjádřené Pearsonovým korelačním koeficientem ( $r$ ).....	76
<b>Tab. 6.6:</b> Signifikance rozdílů (na hladině významnosti $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami testovaných morén dle orientace vůči světovým stranám. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 4,9911 při daných stupních volnosti rovných 5.....	78
<b>Tab. 6.7:</b> Signifikance rozdílů mezi průměrnými R hodnotami na hladině významnosti $p=0,05$ mezi testovanými bloky u jednotlivých lokalit. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 6,1473 při daných stupních volnosti 14.....	80
<b>Tab. 6.8:</b> Environmentální charakteristiky testovaných akumulací skupiny SK_1.....	81
<b>Tab. 6.9:</b> Environmentální charakteristiky testovaných akumulací skupiny SK_2.....	81
<b>Tab. 7.1:</b> Průměrné R hodnoty a nadmořské výšky glacienních akumulací reprezentující starší chladné výkyvy posledního zalednění (Mida, 2011).....	87

# 1 Úvod

Předkládaná diplomová práce se zabývá určováním relativního stáří glacigenních akumulčních tvarů v závěrových částech (karech) vybraných dolin Vysokých Tater.

Vysoké Tatry tvoří nejvyšší část Západních Karpat. Během pleistocenních glaciálů zde docházelo k vývoji horského zalednění (Lukniš, 1973) a následnému přemodelování reliéfu činností ledovců (Křížek, Mida, 2013, Lukniš, 1973). Vývoj ledovců je závislý na změnách jejich hmotové bilance, které odrážejí změny klimatických podmínek. Ledovce tak představují důležité indikátory klimatických změn a rekonstrukce zalednění v oblasti Vysokých Tater dovoluje nastínit vývoj paleoklimatických podmínek v této oblasti střední Evropy.

Pomocí Schmidt Hammer testu bylo určeno relativní stáří nejmladších glacigenních akumulčních tvarů. Schmidt Hammer test je metoda relativního datování stáří, která je založena na určení stupni zvětrání testovaného povrchu. Při použití přístroje dostáváme informaci o stupni zvětrání v podobě R hodnoty na škále od 10-100, na méně zvětralém povrchu jsou zaznamenané R hodnoty vyšší. Stupeň zvětrání testovaného povrchu není ovlivněn pouze délkou odkryvu povrchu. Rozdílná orientace vůči světovým stranám může ovlivnit rychlost zvětrávání, a pak i stejně staré povrchy mohou vykazovat odlišné R hodnoty. V glaciálním prostředí byl Schmidt Hammer test poprvé použit v roce 1984 (Matthews a Shakesby, 1984), přičemž v současné době mnohé studie poukazují na vysoký datovací potenciál této metody. V oblastech, pro které není dosud zpracována chronologie kvartérního zalednění na základě absolutního datování, je relativní datování pomocí Schmidt Hammer testu doporučeno jako první krok pro základní nastínění vývoje lokálního zalednění.

Z oblasti Vysokých Tater existuje zatím poměrně málo studií zabývajících se chronologií zalednění, většina je soustředěna na severní úbočí pohorí (polskou část, např. Makos *et al.* 2013a, 2013b, 2014; Baumgart-Kotarba a Kotarba, 2001). Uvedené práce se opírají o absolutní datovací metody (numerické datování pomocí  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  a termoluminiscenci (TL) a opticky stimulovanou luminiscenci (OSL)). Předkládaná diplomová práce poskytuje doplnění informací pro současně probíhající výzkum (Mida: Prostorová rekonstrukce a časové zařazení ledovcových oscilací ve Vysokých Tatrách; Křížek a Engel: GAČR (13-151123S), GAČR (P209/10/0519)) v jižní, slovenské části pohorí.

Cílem předkládané práce je určit relativní stáří nejmladších glacigenních sedimentů tvořících reliktu morén a na základě této znalosti nastínit vývoj závěrečných stádií zalednění ve vybraných údolních uzávěrech Vysokých Tater.

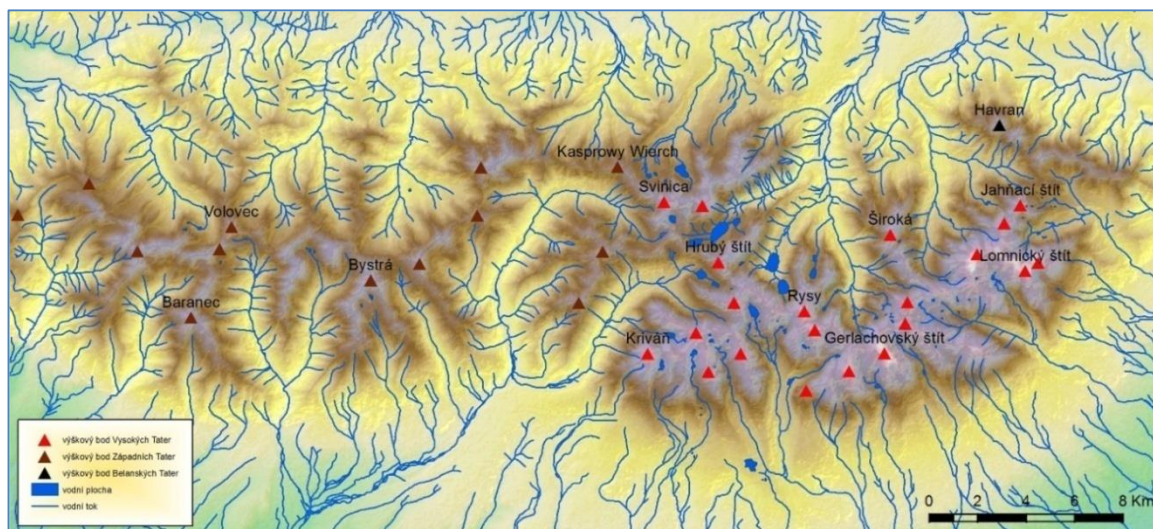
Dílčí cíle a pracovní hypotézy, na které se tato práce pokusí zodpovědět, jsou následující:

- vyhodnotit odlišnosti v R hodnotách testovaných akumulací. Jsou odlišnosti v R hodnotách způsobené odlišným stářím testovaných akumulací?
- zhodnotit vliv environmentálních faktorů (nadmořská výška, orientace vůči světovým stranám a potenciální solární radiace) na naměřené R hodnoty. Mohou i stejně staré akumulace vykazovat rozdílné R hodnoty?

## 2 Fyzicko-geografická charakteristika Vysokých Tater

### 2.1 Vymezení území a poloha

Tatry tvoří výraznou dominantu karpatského oblouku (obr. 2.1). Zaujímají jeho nejvyšší partie a díky působení ledovců během pleistocenních glaciálů mají velehorský reliéf. Tatry se dělí (*sensu* Mazúr & Lukniš, 1986) na dva celky, a to na Západní a Východní Tatry, které se dále dělí na Vysoké a Belianské (Belanské) Tatry.



Obr. 2.1: Přehledová mapa Tater.

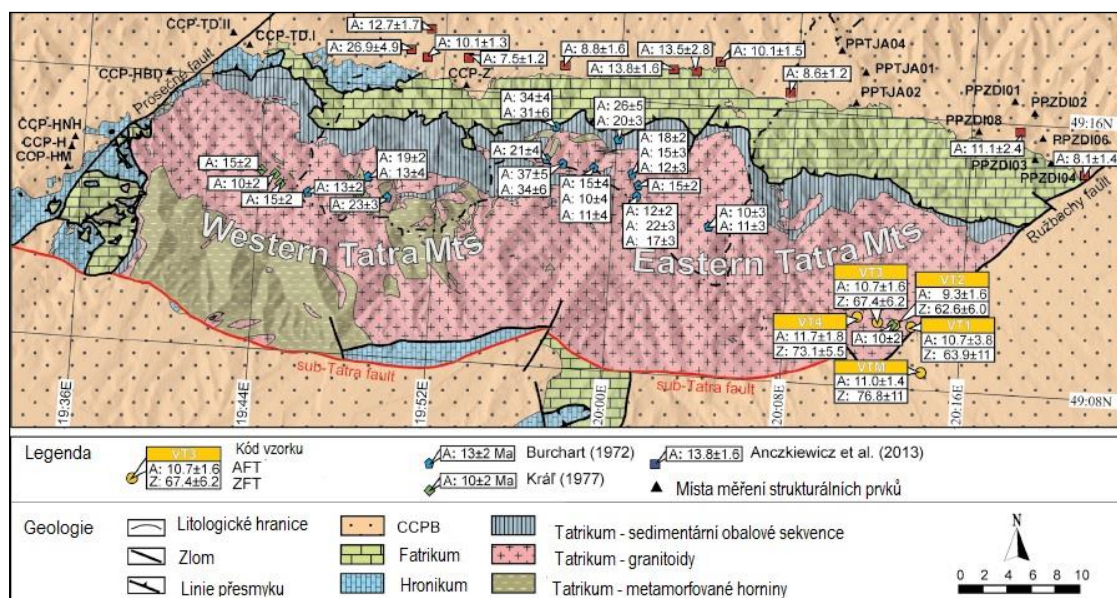
Hlavní hřeben Vysokých Tater, s délkou více než 26 km, začíná na západě L'aliiovým sedlem (1947 m n. m.) a končí na východě Kopským sedlem (1749 m n. m.), které je odděluje od Belianských Tater (Černík & Sekyra, 1969). Severní hranicí je flyš podtatranské brázdy, zatímco na jihu jsou Vysoké Tatry tektonicky ohraničeny Podtatranským zlomem (Kalvoda, 1974). Nejvyšším štítem Vysokých Tater je Gerlachovský štít (2654 m n. m.), západní části dominuje Kriváň (2494 m n. m.) a na východě Lomnický štít (2632 m n. m.).



## 2.2 Geologické poměry

### 2.2.1 Geologická stavba

Vysoké Tatry patří k jádrovým pohořím a podobně jako ostatní krystalická pohoří vnějšího karpatského oblouku se vyznačují asymetrickou stavbou (Lukniš, 1961). Krystalické jádro, vystupující v jižní části pohoří a v jeho hřebenových partiích, je lemováno sekvencemi převážně mezozoických sedimentů (obr. 2.2). Tyto sedimentární sekvence sedimentovaly přímo na krystalickém jádře, jsou tedy autochtonní a spolu s krystalickým jádrem tvoří jednotku tatrikum (*Tatric unit*) (Kováč *et al.*, 1993).

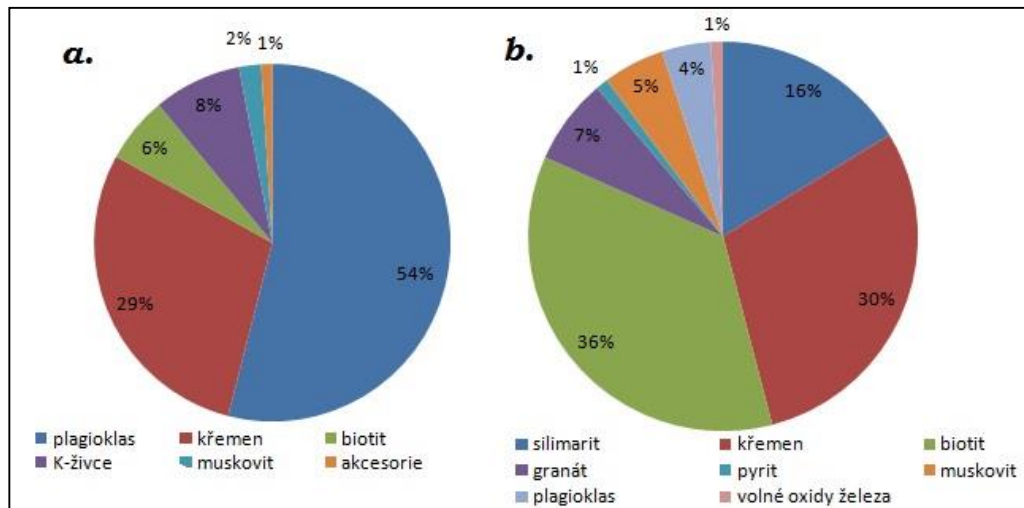


Obr. 2.2: Geologická mapa Tater. Čísla uvedená v mapě značí hodnoty numerického datování (Ma), AFT = apatitová fission track analýza, ZTF = zirkonová fission track analýza, CCPB = centrální Karpatská paleogenní pánev. (dle Králiková *et al.*, 2014, upraveno)

Krystalické jádro je tvořeno dvěma variskými tektonickými jednotkami (Jalovecká a Baranecká jednotka), které se liší stupněm metamorfózy a litologií (Králiková *et al.*, 2014). Nižší Jalovecká jednotka, se vyskytuje pouze v Západních Tatrách a je tvořena břidlicemi a rulou s příměsí kvarcitu, zatímco vyšší, Baranecká jednotka, se skládá ze dvou komplexů. Část budovaná metamorfovanými horninami je tvořena převážně migmatity, ortorulami a pararulami, ojediněle amfibolity (Králiková *et al.*, 2014), zbylá část je tvořena granitovými horninami. Sedimentární obalové série jsou permského až křídového stáří. Jednotka tatrika je překryta několika příkrovy (tzv. subtatranské příkrovy), spodní příkrov je označován jako fatrikum (Křížňanský příkrov) a vyšší hronikum (Chočský příkrov) (Hók *et al.*, 2001). Jednotka hronika představuje nejvyšší příkrovovou jednotku a vyskytuje se pouze v západní části Vysokých Tater.

## 2.2.2 Petrologické složení

Hlavní stavební jednotky krystalického jádra jsou granodiority a v menší míře krystalické břidlice. Mezi granitoidními horninami jsou nejvíce zastoupeny horniny vnější pegmatit-aplitové zóny, které mají charakteristicky šedou až narůžovělou barvu, jsou středně zrnité až hrubozrné a mají porfyrickou strukturu. Vyskytují se u nich vyrostlice draselných živců, které v průměru dosahují výšky 2 cm (max. 4cm; Kalvoda, 1974). Metamorfované horniny jsou v porovnání s granodiority méně odolné, jsou zde zastoupeny biotickými a muskovitými rulami, amfibolity a různými typy migmatitů (Kalvoda, 1974; Nemčok *et al.*, 1993). Mineralogické složení tatranských granodioritů a krystalických břidlic je znázorněno na obr. 2.3.



Obr. 2.3: Mineralogické složení: a. granodioritů, b. krystalických břidlic (dle Kalvody, 1974).

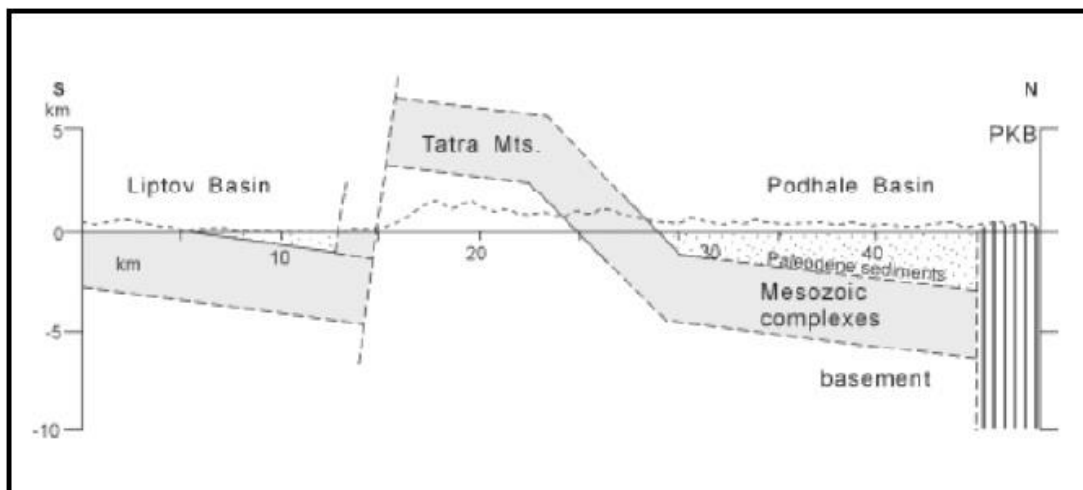
Obalové série byly uloženy ve dvou sedimentačních prostorech ve vysokotatranském a subtatranském sedimentačním pásmu (Lukniš, 1973). Vysokotatranské sedimentační pásmo zastupují slepence, vápence a dolimitické vápence triasového stáří, a mocné jurské vápence. Většina křídových sedimentů vysokotatranské série je zastoupena slínovci, slínovitými břidlicemi a vápenci. Paleogén zde představují bazální slepence a vápnité pískovce. Subtatranské pásmo reprezentují tmavé vápence a flyšové sedimenty z triasu a slínovité horniny jurského stáří (Lukniš, 1973).

### 2.2.3 Geologický vývoj a tektonika

Základní stavební rysy pohoří určil variský orogenní cyklus, většinu krystalických komplexů s ním lze geneticky spojit (Kováč *et al.*, 1993). Po skončení těchto tektonických pohybů došlo k obnažení krystalinika, v depresích docházelo k ukládání terestrických sedimentů permu (Hók *et al.*, 2001). Obalové sekvence tatrika se začínají ukládat ve spodním triasu a s přerušením v sedimentaci pokračují až do svrchní křídy. Během spodní křídy (~ 90-75 Ma) byly na jednotku tatrika nasouvány příkrovy fatrika a hronika, současně byly části krystalinika metamorfozovány do podoby krystalických břidlic (Králiková *et al.*, 2014).

Období paleocénu a eocénu je spojeno s ukládáním flyšových souvrství, ke kterému docházelo zejména v oblasti předpolí pohoří (Kováč *et al.*, 1993). Kalvoda (1974) upozorňuje na základě litologického složení na asymetrické zdvihy a poklesy pohoří, které se projeví v přerušení sedimentace. Koncem svrchního eocénu započal tektonický neklid (Kalvoda, 1974). Následující fáze alpínského orogenního cyklu v oligocénu až spodním miocénu (30-20 Ma) výrazně rozčlenila původní klenbu jádrového pohoří. Na konci pliocénu (2,6 Ma) Vysoké Tatry představovaly tektonicky rozčleněnou a asymetricky ukloněnou elevaci charakteristickou etapovitými zdvihy pohoří (Kalvoda, 1974).

Etapovité zdvihy pohoří jsou spojovány s aktivitou Podtatranského zlomu, jehož charakteristickým rysem je úklon zlomové plochy k jihu (obr. 2.4).



Obr. 2.4: Zjednodušená geometrie Podtatranského zlomu a jeho okolí (dle Janák *et al.*, 2001).

Podtatranský zlom lze zjednodušeně brát jako samostatnou tektonickou jednotku, avšak ve skutečnosti je tvořen systémem několika planárních zlomů, které na něj navazují (Janák *et al.*, 2001). První zdvihové tendence započaly před 70-50 Ma (Kováč *et al.*, 1993).

Tatranský komplex se nacházel v hloubce 10-11km, hloubky 5 km dosáhl před 30-15 Ma. Zdvih pohoří nadále pokračuje během neotektonického období (pliocén až kvartér), dokladem je velké množství kvartérních glacifluviálních sedimentů na jižním úpatí pohoří (Králiková *et al.*, 2014).

### 2.3 Geomorfologické poměry

Vysoké Tatry se řadí dle systému geomorfologického členění do Alpsko-himálajského systému, Karpatského subsystému, provincie Západní Karpaty, subprovincie Vnitřní Západní Karpaty, Fatransko-Tatranské oblasti, celku Tatry a podcelku Východní Tatry (Mazúr & Lukniš, 1986).

Linie hlavního hřebene Vysokých Tater vede přes 49 štítů v celkové délce 26,6 km. Hlavní hřeben je výrazně vyklenutý k jihu, vyznačuje se velkým množstvím vybíhajících hřebenů (rozsoch) severním i jižním směrem. Jeho průměrná výška činí 2279 m, zatímco střední výška štítů hlavního hřebene je 2357 m (Kalvoda, 1974). Díky asymetrickému zdvihu pohoří jsou nejvyšší vrcholky pohoří umístěny na rozsochách vybíhajících na jih. Asymetrie zdvihu podmínila rovněž rozdílné sklonitostní poměry jižních a severních rozsoch- jižní rozsochy jsou oproti severním kratší a mají větší sklon (Midriak, 1983). Celistvost hlavního hřebene je narušena tektonickými poruchami, zejména v oblastech mylonitových zón, kde horniny mají tendenci zvětrávat nejrychleji (Kalvoda, 1974).

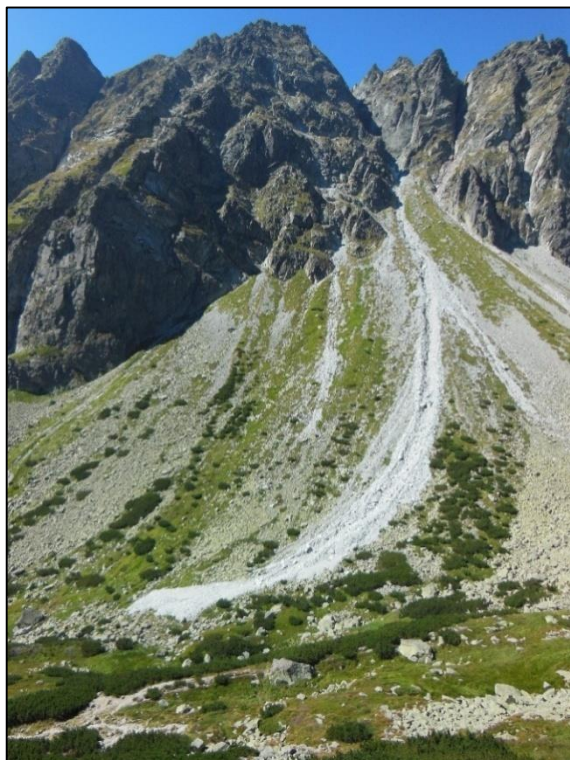
Současný vzhled pohoří je výsledkem působením alpsko-himálajského vrásnění a následným působením veškerých geomorfologických činitelů, které se podílejí na vzhledu pohoří i v současnosti. Výraznou změnou v geomorfologickém vývoji bylo působení pleistocenního zalednění (viz kapitola 3).

Podle genetického hlediska lze vyčlenit v oblasti Vysokých Tater tyto povrchové tvary (Kalvoda, 1974):

**Tvary preglaciálního reliéfu** – za dosud nejstarší dochované povrchové tvary jsou považovány tvary terciárního stáří (Kalvoda, 1974). Nacházejí se v oblastech kontaktu vysokotatranských obalových sérií s granodiority. Jedná se zejména o mírně ukloněné plošiny, které se zachovaly jako pozůstatek dřívějšího, méně členitého reliéfu (Lukniš, 1973). Výzkumem preglaciálních tvarů se zabíral zejména M. Klimaszewski (1987, 1988).

**Tvary svahové modelace** – jsou výsledkem vysoké reliéfové energie vysokotatranského prostředí. V oblasti žlabů či osypových kuželů vznikají v důsledku vysokých srážkových úhrnů mury (*debris flow*), kdy dochází ke zvodnění materiálu a

následně k jeho pohybu směrem dolů po svahu. *Debris flow* jsou nejčastějším a nejdynamičtějším typem svahových pochodů v současnosti (obr. 2.5).



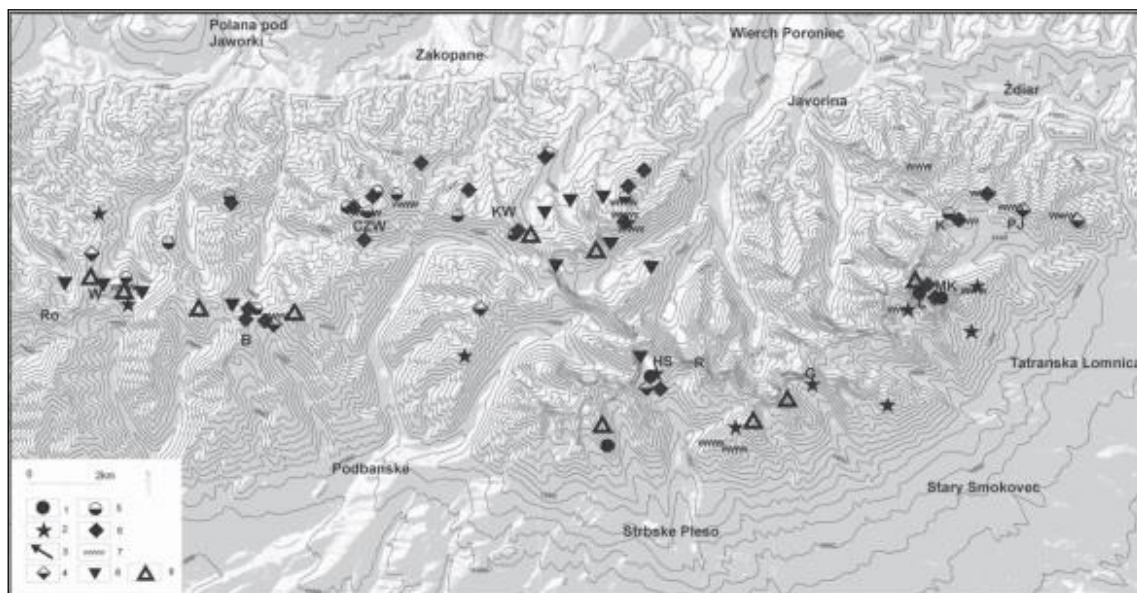
Obr. 2.5: *Debris flow* v horní části Mengusovské doliny. (Mida, P.)

V průměru dosahují délky 1 km, maximálně však 2 km, a šířky od 10 do 40 m, mohou být jednoduché nebo rozvětvené (Kapusta *et al.*, 2010). Dle Kalvody (1974) lze brát *debris flow* jako sezónní fenomén, vyskytující se zejména na konci jara v létě. V místech odtrhů skalních řícení a sesuvů vznikají hladké skalní plotny, zatímco na spodních částech svahů dochází k hromadění suťového materiálu a ke vzniku kamenných moří. V oblasti mezozoických hornin se vyskytují úšusty, které vznikají na svazích se sklonem větším než 30° za vydatných srážek, kdy dochází k odplavování plytkého zvětralinového pláště dolů po svahu (Lukniš, 1973).

**Periglaciální tvary** – představují širokou skupinu forem reliéfu závislých na klimatických, topografických a litologických podmínkách místa výskytu (Křížek *et al.*, 2007). Vyčleňují se dvě základní skupiny periglaciálních tvarů, a to tvary fosilní (neaktivní v současných klimatických podmínkách, které tvoří většinu forem vyskytující se v zájmovém území) a tvary aktivní, u kterých doposud dochází k vývoji (Křížek, 2007). Periglaciální tvary mohou být morfologickými indikátory vysokohorského permafrostu, avšak jeho přítomnost jednoznačně neprokazují, jelikož jejich vznik a vývoj není vázaný pouze na tento typ prostředí. V oblasti Vysokých Tater se vyskytují různé formy



periglaciálních tvarů – zahrnující soliflukční laloky, strukturní půdy a kamenné ledovce (obr. 2.6). Dle Kotarby (1991-1992) mají kamenné ledovce fosilní charakter a nelze je tak brát jako indikátory permafrostu. Ani výskyt soliflukčních laloků a strukturních půd nelze v oblasti Vysokých Tater brát jako indikátor permafrostu, jejich současná aktivita je dána denními a sezónními regelačními cykly (Raczkowska, 2008). Avšak Gadek a Kedzia (2008) uvádí výskyt nesouvislého permafrostu v místě výskytu trvalých sněžníků, na jižních úbočích nad 2 050 m n.m. a na severním úbočí nad 1 930 m n.m.



Obr. 2.6: Periglaciální formy reliéfu v oblasti Vysokých Tater. 1-tříděné kruhy, 2-tříděné polygony, 3-tříděné pruhy, 4-malé formy strukturních půd, 5-thufury, 6-soliflukční laloky, 7-soliflukční girlandy, 8- kamenné ledovce, 9-kamenná moře (dle Raczkowska, 2008)

Z široké skupiny periglaciálních tvarů jsou v oblasti Vysokých Tater nejvýznamnější strukturní půdy (*patterned grounds*). Na povrchu vytvářejí rozmanité geometrické formy, zahrnující více či méně symetrické polygony, kruhy, sítě, stupně a pruhy vznikající v důsledku probíhajících cyklů mrazů a tání (regelace). Existuje celá řada dělení strukturních půd – z hlediska vyříděnosti, morfologie či velikosti. U tříděných forem dochází vlivem regelace k posouvání hrubozrnnější frakce k okraji tvaru, zatímco ve středu dochází k akumulaci jemnozrnnější složky (Křížek, 2007). Tvar tříděných forem strukturních půd je podmíněn sklonitostními poměry místa vzniku – na plochem reliéfu (se sklonem v rozmezí 0-3°) se vyskytují tříděné polygony a sítě. S narůstajícím sklonem dochází k prodlužování tvaru, při sklonech od 3-7° se vyskytují tříděné pruhy (Křížek, 2007). Netříděné strukturní půdy nevykazují znaky diference, zpravidla vznikají kombinací regelačních procesů a jiných geomorfologických procesů a spolupůsobením vegetace.

Výskyt strukturních půd ve Vysokých Tatrách je vázán na subalpínské a alpínské pásmo a lze zde rozlišit několik typů strukturních půd. Podle Lukniše (1973) ve shodě s Kalvodou (1974) mají velké formy strukturní půd (s průměrem nad 1 m) fosilní charakter. V oblasti Lučného sedla (obr. 2.7) a Mengusovské doliny se nacházejí nejlépe vyvinuté tříděné polygony, v průměru tyto tvary dosahují i přes 6 m (Křížek, 2010).



Obr. 2.7: Fosilní makropolygony z oblasti Lučného sedla (a), aktivní polygony na dně Skalnatého plesa (b), (Mida, P.)

Častější je výskyt malých forem strukturních půd (s průměrem do 1 m), které se stále vyvíjejí. Lokality výskytu jsou popsány například na dně Skalnatého plesa, jihovýchodně od Velkého Hincova plesa a na hřebeni Velké kopy- Křížného (Lukniš, 1973).

Spolupůsobením mrazu a vegetace vznikají unikátní mrazové půdní formy: půdní kopečky (thufury), girlandové půdy, lysinové půdy a soliflukční náteky. V oblasti Východních Tater je jejich výskyt podle Lukniše (1973) častější než výskyt strukturních půd. Jediná lokalita výskytu dokonale vyvinutých fosilních thufurů (*earth hummocks*) je v blízkosti Kopského sedla (obr. 2.8) (Lukniš, 1973).



Obr. 2.8: Thufury v oblasti Kopského sedla. (Mida, P.)

Girlandové půdy jsou popsány Luknišem (1973) v oblasti Belanské kopy a na východní stráni Svišťovky. Lysinové půdy se nacházejí na místech s častým silným větrem, nejtypičtější jsou v sedlech (např. Lúčné sedlo, Kopské sedlo).

**Nivační tvary a firnová pole** - i když poloha klimatické sněžné čáry převyšuje nejvyšší vrcholy Tater, jsou zde stálá firnová pole a sněhová pole menších rozměrů. Vyskytují se zejména v karových uzávěrech nebo v místech zastíněných žlabů (nad 1900 m n.m.), kde dochází k akumulaci sněhu lavinami. Poloha a počet sněžníků je velmi variabilní mezi jednotlivými roky, podle Lukniše (1973) se nejvíc sněžníků vyskytuje v zadní části Malé Studené doliny. Plocha jednotlivých firnových polí je velmi proměnlivá v závislosti na klimatických podmínkách daného roku. Největší firové pole se nachází v Měděné kotlině (Gadek & Grabiec, 2008). Firnové pole se nachází ve výškách 2050-2350 m n. m. a má SSV orientaci. V době popsání (Vitásek, 1956) pokrývalo plochu 5,6 ha. V současnosti při své nejmenší rozloze (na konci letní sezóny) pokrývá plochu 2-3 ha (Gadek & Kotyrba, 2007; Gadek & Grabiec, 2008), hlavním zdrojem sněhu jsou laviny z okolních svahů.

Firnového pole v Měděné kotlině je spojeno s výskytem vysokohorského permafrostu. V současnosti se nesouvislý permafrost vyskytuje ve výškách nad 1930 m n. m. na severním úbočí a na jižním úbočí ve výškách nad 2050 m n. m. (Dobinski, 1997 in Gadek & Kedzia, 2008). Výskyt permafrostu lze spojit zejména s lokální cirkulací chladného vzduchu a s menším příjmem slunečního záření, zatímco vliv nadmořské výšky a výskytu trvalé sněhové pokrývky je druhotný (Gadek & Kedzia, 2008).



Současná **sněhová pole** sehrávají jen malou úlohu při modelaci reliéfu. Jejich vliv je patrný pouze v jejich bezprostřední blízkosti. Jednotlivá sněhová pole se vyskytují od začátku dubna do června, v ojedinělých případech přetrvávají až do začátku zimy (Raczkowska, 1995). Poloha, počet a velikost sněhových polí je velmi variabilní mezi jednotlivými roky v závislosti na klimatických podmínkách. V červnu během teplotně podprůměrného roku 1979 bylo zmapováno 279 sněhových polí, zatímco během teplotně nadprůměrného roku 1982 bylo zaznamenáno pouze 89 sněhových polí (Raczkowska, 1995). V oblastech s dlouhodobě přetrvávajícími sněhovými poli dochází ke vzniku niválních valů (*protalus rampart*, *pronival rampart*). Vyskytují se na úpatí sněhového pole, kde dochází k akumulaci materiálu sklouzáváním po daném sněhovém poli. Největší nivální val v oblasti Vysokých Tater se nachází v Kobylí dolině, má délku 600 m a výšku 5-10 m (Kotarba, 2007).

**Eolická činnost** – modelační činnost větru se projevuje odlišně v letním a zimním období. V zimě má vítr vliv zejména na ukládání sněhu v závětrí a na modelaci sněhových převějí. Modelace větrného proudění se dále uplatňuje při deflaci a následném opracování (abrazí) skalních tvarů větrem neseným jemným materiálem (Kalvoda, 1974).

**Tvary biogenní a antropogenní** – v současnosti jsou modelační procesy spojeny i s činností biogenních prvků. Lišejníky, traviny a kosodřevina svým kořenovým systémem přispívají ke zvětrávání a zvyšují intenzitu odnosu zvětralého materiálu. Zejména díky působení lišejníků dochází ke zvýraznění primárních nerovností povrchů (prohlubování zářezů, intenzivnějšímu zvětrávání živců a slíd). Živočichové se modelačně podílejí zejména na erozi povrchu svým pohybem a pastvou, ale také vyhrabáváním svých nor. Člověk se podílí na modelaci reliéfu výstavbou různých rekreačních zařízení a turistických chodníků.

## 2.4 Klimatické poměry

Vysoké Tatry tvoří výrazný klimatický předěl střední Evropy, který brání přirozenému pohybu vzduchových hmot severojižním směrem (Niedzwiedz, 1992). Nacházejí se v oblasti s přechodným vlivem oceánských vzduchových hmot proudících od západu a kontinentálních vzduchových hmot přicházejících od východu a severovýchodu. Region ovlivňují zejména maritimní polární vzduchové hmoty, a to během 65 % dní v roce, s maximy v listopadu a červnu. Po zbylé dny je oblast ovlivněna kontinentálními polárními vzduchovými hmotami (20 % dní v roce), arktickými vzduchovými hmotami (7 % dní) a tropickými vzduchovými hmotami (3 % dní; Niedzwiedz, 1992). Mezoklimatické podmínky Vysokých Tater jsou podmíněny zejména velkým výškovým rozpětím a výraznou členitostí reliéfu, které je odraženo ve vývoji vegetačních pásů (viz část 2.7.). Souhrn klimatických charakteristik je zobrazen v tabulce 2.1.

Tab. 2.1: Souhrn klimatických charakteristik pro Vysoké Tatry, z období 1951-1970 (dle Niedzwiedz, 1992).

Maximální naměřená teplota	33,4 °C
Minimální naměřená teplota	40,4 °C
Průměrná roční teplota	3,0- 6 °C
Počet mrazových dní	120-240
Počet ledových dní	49-200
Počet letních dní	2-13
Průměrný počet dní s teplotní inverzí	215
Maximální roční úhrn srážek	2 337 mm
Průměrný roční úhrn srážek	1 100-1 900 mm
Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou	130-290
Roční průměrná rychlost větru	6 m/s
Maximální náraz větru	79 m/s

<sup>1</sup> Poprad, <sup>2</sup>Poronin.

Oblast Vysokých Tater patří do studené horské oblasti, kde průměrné červencové teploty nepřesahují 10 °C, oblasti nižších nadmořských výšek spadají do chladné horské oblasti (tab. 2.2; Lapin *et al.*, 2002). Průměrné roční teploty klesají s narůstající nadmořskou výškou, průměrný pokles teploty je 0,48 °C na 100 m (Niedzwiedz, 1992). Konkávní tvary reliéfu (údolí) jsou přibližně o 1 °C chladnější než konvexní tvary reliéfu (hřbety a vrcholy) ve stejné nadmořské výšce. U svahů s jižní orientací jsou průměrné roční teploty o 1 °C vyšší než u svahů se severní orientací. Mezoklimatické rozdíly mezi severní a jižní stranou pohoří je možné vysledovat na chodu průměrných měsíčních teplot

a úhrnů srážek (obr. 2.9; tab. 2.4). Velmi častý je výskyt teplotních inverzí (až 59 % dní v roce), přičemž inverzní situace jsou častější během zimního období, kdy mohou přetrvat celý den, zatímco méně časté letní inverze se vyskytují zejména v noci.

Tab. 2.2: Teplotní charakteristiky na vybraných meteorologických stanicích Vysokých Tater (dle Niedzwiedz, 1992).

Meteorologická stanice	Nadmořská výška (m n.m.)	T max (°C)	T min (°C)	Průměrné teploty (°C)			Počet ledových dní
				leden	červenec	roční	
Meteorologické stanice s jižní expozicí							
Lomnický štít	2 635	19,4	-31,0	-11,6	3,7	-3,7	198
Skalnaté pleso	1 778	25,0	-26,4	-6,5	9,6	1,6	90
Štrbské pleso	1 330	29,2	-31,9	-5,7	12,6	3,4	66
Starý Smokovec	1 018	33,1	-34,5	-5,2	14,4	4,8	56
Poprad	703	33,4	-35,3	-5,9	16,2	5,8	49
Meteorologické stanice se severní expozicí							
Kasprowy Wierch	1 991	23,0	-30,2	-9,0	7,3	-0,8	149
Morskie Oko	1 408	27,5	-30,4	-6,7	11,0	2,5	74
Kuznice	1 024	30,1	-30,5	-5,2	13,0	4,2	66
Lysa Polana	987	30,7	-32,7	-5,9	13,2	3,8	59
Zakopane	844	32,5	-37,5	-5,5	14,5	4,9	57

#### <sup>1</sup>konkávní tvary reliéfu

Průměrné roční srážkové úhrny se mění od 1 100 do 1 900 mm/rok (tab. 2.3), přičemž jsou zde výrazné rozdíly mezi svahy se severní a jižní orientací (Niedzwiedz, 1992). Ve spojitosti s cyklonální činností postupující ze severozápadu, jsou nejvyšší srážkové úhrny zaznamenány na svazích se severní orientací, a to v rozmezí 1 600-1 900 mm během roku. Oproti tomu na svazích s jižní orientací jsou naměřené roční srážkové úhrny menší, maximálně do 1 400 mm (Rak & Šamaj, 1982). Letní období je zde charakteristické maximálními měsíčními srážkovými úhrny, a to zejména v červnu (240-260 mm) a červenci (220-250 mm) (Niedzwiedz, 1992). Nejnižší srážkové úhrny jsou na většině území zaznamenány v zimních měsících, zejména v lednu (40-150 mm) a únoru (60-100 mm).

Tab. 2.3: Srážkové charakteristiky na vybraných meteorologických stanicích ve Vysokých Tatrách se severní orientací za období 1951-1970 a s jižní orientací za období 1964-1978 (dle Niedzwiedz, 1992, Rak & Šamaj, 1982).

Meteorologická stanice	Nadmořská výška (m n.m.)	Průměrný úhrn srážek (mm)			Denní maximální úhrn (mm)
		Leden	Červenec	Roční	
Kasprowy Wierch	1 991	142	215	1 889	232
Morskie Oko	1 408	74	228	1 614	-
Zakopane	844	49	178	1 137	139

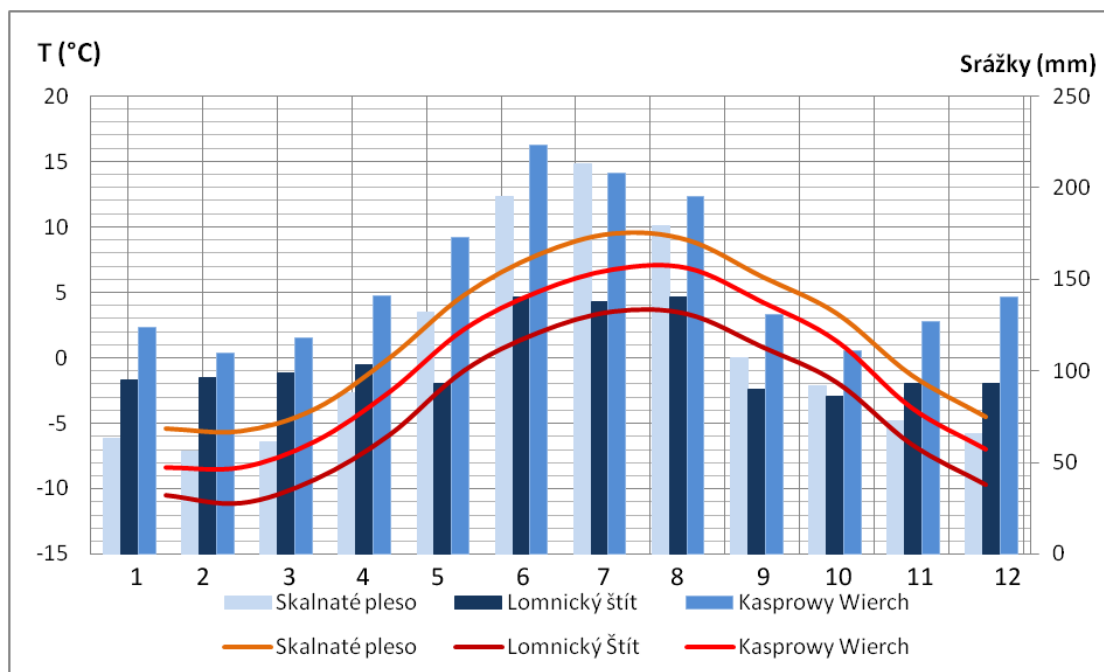
Směr a síla větru jsou ovlivňovány topografií, zejména rozložením hřbetů a údolí a nadmořskou výškou. V nejvyšších partiích pohoří dominují jižní a jihozápadní větry. Průměrná roční rychlost větrů přesahuje 6 m/s (stanice Kasprowy Wierch, 6,3 m/s) (Niedzwiedz, 1992). Orografické podmínky jsou příznivé pro vznik padavých větrů. V chladnější části roku (říjen – květen) se vyskytují zejména suché padavé větry typu „föhn“ vanoucí od jihu. Oproti tomu na jižních svazích se lze setkat s padavými větry typu bóra.

Počet dní se sněhovou pokrývkou a mocnost sněhové pokrývky se liší v závislosti na nadmořské výšce. Na úpatí se sníh drží průměrně 124 dní v roce, zatímco v nejvyšších partiích až 290 dní (Niedzwiedz, 1992). Doba trvání sněhové pokrývky se zvyšuje s nadmořskou výškou a to v poměru 9 dní na 100 m (Niedzwiedz, 1992). V Zakopanem (844 m n. m.) bylo naměřeno maximální mocnost 108 cm, zatímco na vrcholu Kasprowy Wierch (1 991 m n. m.) 320 cm. Maximální mocnosti sněhové pokrývky je v nižších partiích dosaženo počátkem února, ve vyšších nadmořských výškách až v březnu.

Během pleistocenních dob ledových byla pro vznik a vývoj ledovců důležitá poloha sněžné čáry. Současná poloha (klimatické) **sněžné čáry** se nachází v různých nadmořských výškách v závislosti na klimatických faktorech (teplotních a srážkových poměrech). Na jižním úbočí se nachází ve výškách 2 700-2 800 m n. m. (Lomnický štít), zatímco na severních úbočích v rozmezí od 2450-2650 m n. m. (Kasprowy Wierch) (Zasadni & Klapya, 2009). Poloha orografické sněžné čáry je více proměnlivá v rámci pohoří. Na její polohu má vliv topografie povrchu, orientace svahu a s ním spojený přísun slunečního záření, expozice místa vůči převládajícímu směru větru (redistribuce sněhu větrem), ale také je podmíněna klimatickými podmínkami daného roku (Zasadni & Klapya, 2009).

Tab. 2.4.: Průměrné roční klimatické charakteristiky pro Lomnický štít, Skalnaté pleso za období 1964-1978, Kasprowy Wierch za období 1961-1990. (dle Rak&Šamaj, 1982, pro Kasprowy Wierch: online: <http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html>, staženo 7.1.2015)

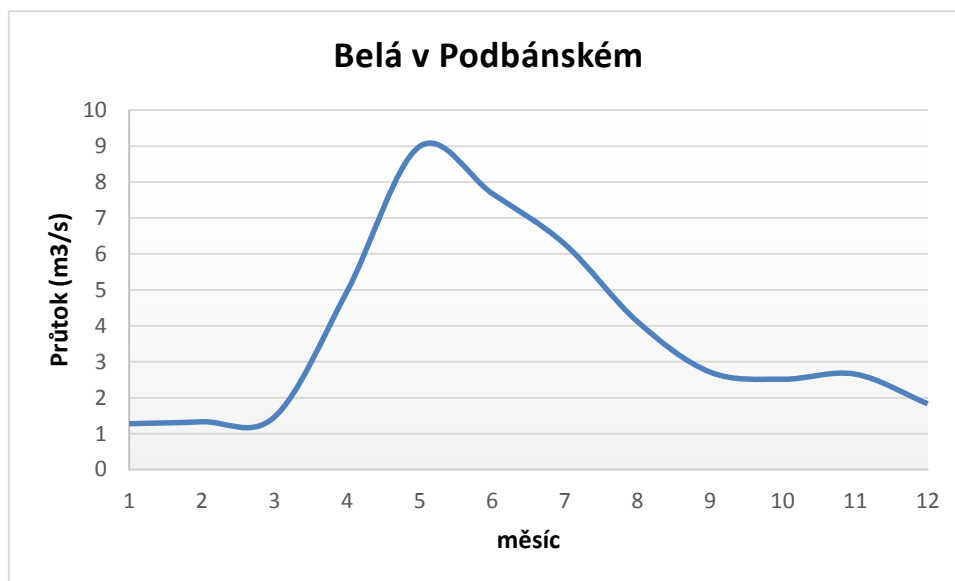
Název stanice	Nadmořská výška (m n. m.)	Průměrné roční teploty (°C)	Roční úhrny srážek (mm)
Lomnický štít	2 635	-3,9	1269
Kasprowy Wierch	1 991	-0,8	1801
Skalnaté pleso	1 778	1,7	1325



Obr. 2.9: Klimatické charakteristiky- Lomnický štít, Skalnaté pleso za období 1964-1978, Kasprowy Wierch za období 1961-1990. Linie znázorňují průměrné měsíční teploty, sloupce znázorňují průměrné měsíční úhrny srážek. (dle Rak&Šamaj, 1982, pro Kasprowy Wierch: online: <http://www.klimadiagramme.de/Europa/kasprowywierch.html>, staženo 7.1.2015)

## 2.5 Hydrologické poměry

Hřeben Vysokých Tater tvoří hydrologický předěl mezi úmořím Baltského a Černého moře, přičemž hranice úmoří zčásti kopíruje hlavní hřeben, dále prochází přes hřeben Kriváně a oblastí Štrbského plesa (Červený *et al.*, 1984). Oblast jižních svahů spadá do povodí Bílého Váhu (úmoří Černého moře) a Popradu (úmoří Baltského moře), zatímco severní svahy jsou odvodňovány Dunajcem do Baltského moře. Všechny vysokotatranské vodní toky mají nivální horský odtokový režim, s maximálními průtoky od května do června a minimálními v zimním období (leden až únor; tab. 2.5; Majerčáková & Trubek, 2002). Reprezentativním zástupcem z pohledu odtokového režimu je řeka Belá (obr. 2.10).



Obr. 2.10: Belá v Podbánském, hodnoty průměrných měsíčních průtoků ( $m^3/s$ ) za období 1941-1960. Odtokový režim toku odpovídá niválnímu horskému odtokovému režimu (dle Pacl, 2010)

Průběh vysokotatranských toků je podmíněn rázem horského prostředí, toky jsou charakteristické vysokým spádem a mají bystrinný ráz. Strmý horský reliéf a málo propustné geologické podloží podmiňují vysoké hodnoty specifického odtoku. Roční průměrné hodnoty specifického odtoku překračují  $50 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$  (Červený *et al.*, 1984). Naopak oblasti kvartérních sedimentů mají vysoký retenční potenciál. Podobně porosty kosodřeviny jsou schopné zachytit velké množství srážkové vody a příznivě tak ovlivňují vyrovnávání průtoků. Z celkového úhrnu srážek v oblasti Vysokých Tater téměř 75 % připadá na povrchový odtok, 25 % se vypaří a pouze zanedbatelná část je spotřebována vegetací (Pacl, 2010).

Tab. 2.5: Vybrané charakteristiky vysokotatranských toků (dle Pacl, 2010)

Název toku	Plocha povodí ( $\text{km}^2$ )	Průměrný průtok ( $m^3/s$ )		
		únor	květen	roční
Belá	93,5	1,332	8,992	3,811
Studený potok	18,5	0,175	2,244	0,995
Hincův potok	8,6	0,085	1,119	0,49
Mlynica	7,1	0,054	0,749	0,319
Tichý potok	57,4	0,643	5,414	2,282
Javorinka	48	3,2	16,5	1,808

Vysokotatranské toky se vyznačují velmi nevyrovnaným podélným profilem. V horních částech dolin toky erodují přímo skalní podloží, které bylo přemodelováno

ledovci do podoby skalních stupňů. V těchto místech se vyskytují vodopády, popřípadě přejeje (např. na Studeném potoku). Naopak, v nižších částech dolin se toky poměrně rychle zařezávají do glaciálních a glacifluviálních sedimentů, přičemž je odhadováno, že během holocénu řeky prohloubily svá koryta o 3-7 m (Lukniš, 1973).

Dalším dokladem o zalednění pohoří je nespočet jezer ledovcového původu, tzv. ples. Z celkového počtu 113 ples ve slovenské části Tater se většina (92) nachází v oblasti Vysokých Tater (Gregor & Pacl, 2005). Z genetického hlediska lze vymezit dva typy ledovcových jezer, a to jezera hloubená (karová) a hrazená (morénová). Přechodným typem mohou být jezera hloubená a dodatečně zahrazená morénou (např. Popradské pleso). Většina ples je soustředěna nad horní hranicí lesa, převahu mají malá plesa, s plochou do 1 ha a hloubkou do 2 m (Gregor & Pacl, 2005). Nejvýše položeným jezerem Vysokých Tater je Modré pleso v Malé Studené dolině (2 189 m n. m.), které patří mezi typická karová jezera. Hrazená jezera (např. Štrbské pleso, Rakytovecká plesa se nacházejí v nižších nadmořských výškách (do 1500 m n. m.), a oproti karovým jezerům mají menší hloubky (do 10 m) (Gregor & Pacl, 2005). Nejhlubší jezera se nacházejí v karových uzavěrech nebo v dolinách v místech, která byla vyhloubena ledovci. Průměrná hloubka jezerních pánví v karových oblastech je 10-25 m, nejhlubší je na slovenské části území Velké Hincovo pleso (tab. 2.6). Vysokotatranská jezera podle vodního režimu lze zařadit mezi jezera odtoková, díky vyšším srážkovým úhrnům a nízkému výparu jsou jezera poměrně dobře zásobena vodou během celého roku. Většinu přítoku tvoří podpovrchový přítok skrz suťové osypy a morény. Téměř většina větších ples má povrchový odtok, což podmiňuje malé změny v úrovni hladin (do 50 cm), výjimkou jsou malá bezodtoká jezera (Gregor & Pacl, 2005).

Tab. 2.6. Charakteristiky vybraných ples Vysokých Tater (dle Gregor & Pacl, 2005).

Název	Nadmořská výška (m n. m.)	Plocha hladiny (m <sup>2</sup> )	Objem vody (m <sup>3</sup> )	Hloubka (m)	
				Střední	Maximální
Modré pleso	2 186	4 025	4 315	1,07	4,00
Velké Hincovo pleso	1 944	200 800	4 091 712	20,40	54,00
Litvorové pleso	1 860	18 645	135 000	7,24	19,70
Popradské pleso	1 494	68 695	504 380	7,34	17,60
Štrbské pleso	1 346,60	196 700	1 299 400	6,61	20,30
Rakytovecké pleso	1 307	2 230	1 865	0,84	2,30

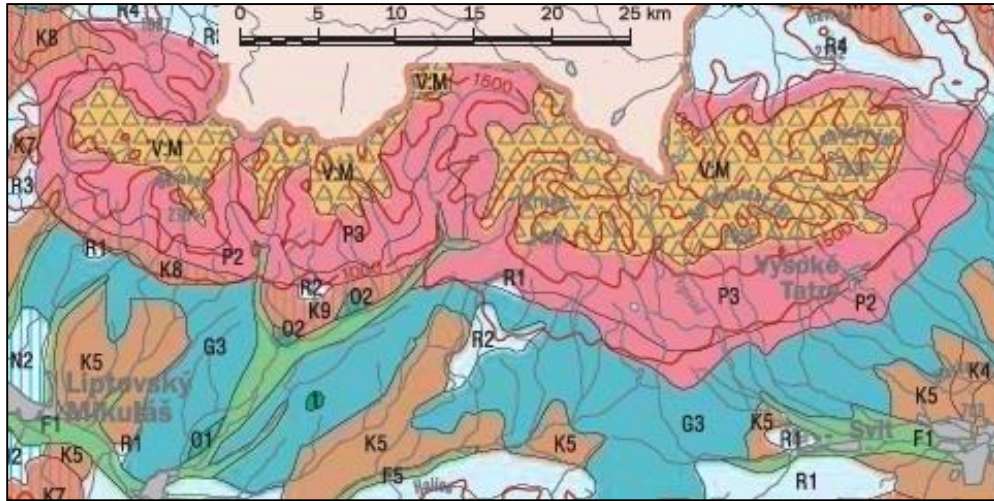




V oblasti krystalinika se nacházejí zásoby puklinových podzemních vod. Množství zásob je podmíněno stupněm rozpukání hornin, velikostí a hloubkou puklin a jejich vzájemnou propojeností (Porubský, 1991). Puklinové prameny mají malé vydatnosti, většinou pouze 0,1-0,3 l.s<sup>-1</sup>. Větší zásoby podzemních vod se váží na mezozoické horniny oblasti Belianských Tater, prameny mají větší vydatnosti, např. Šumivý pramen s kolísající vydatností 16-65 l.s<sup>-1</sup> (Porubský, 1991). Značné zásoby podzemních vod jsou akumulovány v glaciálních a glacifluviálních sedimentech v předpolí pohoří a v nivních sedimentech Popradu a Dunajce. V oblasti se lze setkat se dvěma typy pramenů minerálních vod- uhličitě a sirovodíkové vody. Běžnějším typem jsou uhličitě vody (kyselky), vystupují v oblasti Podtatranského zlomu (Starý Smokovec a Nový Smokovec), přičemž prameny mají malé vydatnosti a jejich teploty se pohybují okolo 9°C (Porubský, 1991).

## 2.6 Půdní poměry

Půdní kryt Vysokých Tater je výsledkem komplexního vlivu mnoha faktorů, z kterých se nejvíce ve vysokohorském prostředí uplatňuje geologické podloží, klima a vegetace (Plesník, 1971). Výšková zonálnost půd se v oblasti Vysokých Tater neprojevuje příliš jasně, avšak určité znaky zonálnosti jsou zde evidentní i napříč rozdílnými geologicko-geomorfologickými poměry (Linkeš, 1981). V nejvyšších partiích se vyskytují nejméně vyvinuté půdy (litozemě) a půdní kryt je nesouvislý. Svažité terén podmiňuje slézání povrchových horizontů, což příznivě působí na omlazování půd nad horní hranicí lesa, současně se zvyšuje obsahu skeletu v půdách, což podmiňuje vznik rankerů (Midriak, 1983). Nejrozšířenějším půdním typem jsou podzoly, které jsou vázané na zvětraliny krystalinika (obr. 2.12) (Linkeš, 1981). Půdy vznikající na granodioritech jsou šterko-písčité až hlinité a jsou lehce propustné. Na podloží tvořeném břidlicemi vznikají hlubší a těžší hlinitojílovité půdy. Kambizemě se vyskytují v nižších zalesněných polohách. V blízkosti vodních toků a trvale zamokřených oblastech se vyskytují glejové půdy. Půdy Vysokých Tater se vyznačují velkou retenční schopností (Cambel & Rehák, 2002), mají silně kyselou až extrémně kyselou půdní reakci (Čurlík & Šefčík, 2002).



Obr. 2.12: Převažující půdní typy ve Vysokých Tatrách. Pozn.: M=litozemě, P1-P3= podzoly, R1-R2= rankery, K1-K8= kambizemě, G1-G3=gleje, 01-02= organozemě, F1= fluvizemě (dle Šály & Šurina, 2002, upraveno)

## 2.7 Biogeografická charakteristika

Značné vertikální rozpětí Vysokých Tater spolu s pestrostí geologického podloží a půd příznivě ovlivňuje pestré druhové složení rostlin i živočichů.

Fytogeograficky patří oblast Vysokých Tater do Holartické oblasti, Eurosibiřské podoblasti, Středoevropské provincie a do obvodu Karpatské květeny (Hendrych, 1983). Dle Lukniše (1961) zde roste 1300 druhů vyšších rostlin. Charakteristickým znakem tatranské flóry je množství reliktních a endemitických druhů, např. k třetihorním reliktním a zároveň k západokarpatským endemitům patří lomikámen trvanlivý (*Saxifraga perdurans*) a stračka tatranská (*Delphinium oxysepalum*) (Lukniš, 1961).

Vertikální rozpětí Vysokých Tater podmínilo vznik několika vegetačních stupňů (Kunský, 1974; Mírek & Mirková, 1992; Boltížiar, 2007):

**Podhorské (submontánní) pásmo** dosahuje výšky 800 m n. m., v minulosti bylo odlesněno pro zemědělské účely, v současnosti se zde vyskytují smrkové monokultury s příměsí borovice (Kunský, 1974).

**Horské (montánní) pásmo** sahá přibližně do výšky 1500 m n. m., k horní hranici lesa (viz dále). Původní druhové složení, zastoupeno bučinami (*Fagus sylvatica*), jedlí bílou (*Abies alba*) a smrkem ztepilým (*Picea abies*), se v současnosti zachovalo pouze v oblasti Belanských Tater (Kunský, 1974).

**Subalpínské pásmo** je charakteristické kosodřevinovými porosty tvořenými borovicí horskou (*Pinus mugo*) (Boltížiar, 2007) a vyvinulo se nad horní hranici lesa (viz dále), až

do poloh, kde se souvislé porosty kosodřeviny rozpadají na jednotlivé solitéry (1850-1900 m n. m.).

**Alpínské pásmo** zasahuje do 2300-2400 m n. m., přičemž se zde nachází 250 druhů rostlin, z nichž asi 25 druhů je endemických (Černík & Sekyra, 1969), např. pampeliška tatranská (*Leontodon pseudo taraxici*) nebo lžičník lékařský (*Cochlearia officinalis ssp. tatrae*).

**Subnivální pásmo** zabírá nejvyšší partie pohoří nad 2350 m n. m. a pro tento stupeň jsou charakteristické hlavně lišejníkové porosty (např. *Rhizocarpon geographicum*) pokrývající skalní povrch (Boltižiar, 2007).

Pro pozici horní hranice lesa ve Vysokých Tatrách je charakteristické její značné vertikální kolísání, zapříčiněné různými činiteli (orientace reliéfu a s ní spojené teplotní a srážkové poměry, expozice svahů k padavým větrům, průběh lavinových drah atd.). Její průměrná nadmořská výška je odhadována na 1412 m n. m. (Plesník, 1971), v oblasti dolin se severní orientací se její pozice pohybuje ve výšce okolo 1500 m n. m., zatímco na jihozápadních svazích se pohybuje okolo 1690 m n. m. (Midriak, 1983). Nemalý vliv mělo na její pozici působení lidské činnosti (zejm. pastevectví) a je odhadováno, že za několik posledních století byla její pozice snížena nejméně o 250 m (Plesník, 1978).

Podle zoogeografického členění patří oblast Vysokých Tater do Paleoarktické oblasti, Eurosibiřské podoblasti, provincie listnatých lesů, karpatské subprovincie – západokarpatského úseku (Buchar, 1983).

Zvířenu Vysokých Tater charakterizují reliktní druhy, jako např. kamzík horský tatranský (*Rupicapra rupicapra tatraica*) a svišť horský tatranský (*Marmota marmota latirostris*), významným endemitem je hraboš sněžný tatranský (*Microtus nivalis mirhanreini*). Mezi další významné druhy patří medvěd hnědý (*Ursus arctos*), rys ostrovid (*Lynx lynx*) a jelen karpatský (*Cervus elaphus montanus*) (Černík & Sekyra, 1969). Kromě orla skalního (*Aquila chrysaetos*) zde hnízdí velké množství ptactva- několik druhů sov, např. výr skalný (*Bubo bubo*), dále pak zedníček skalní (*Tichodroma uraria*), zdržující se i v nejvyšších partiích oblasti a velmi vzácný rorýs velký (*Micropus melba*).

## 2.8 Lokality terénního výzkumu

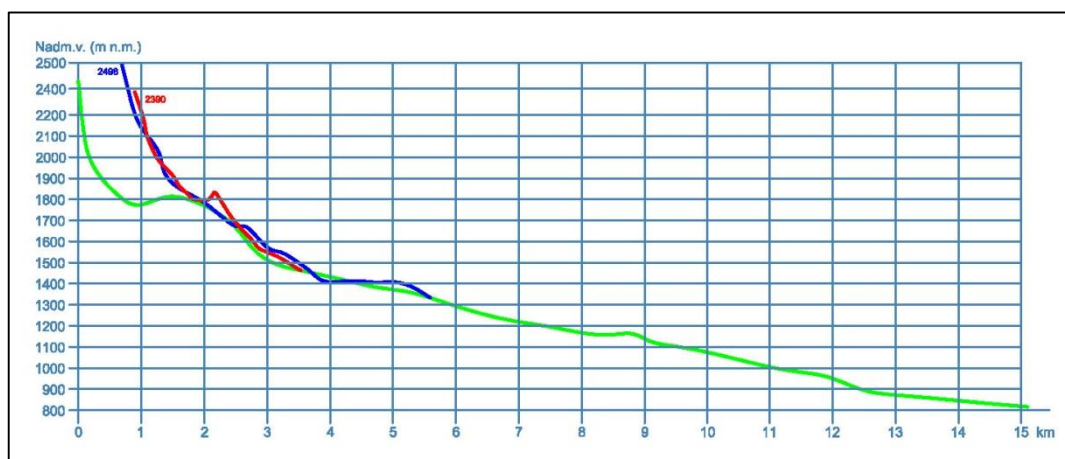
Pro relativní datování (Schmidt Hammer test) byly vybrány lokality v dolinách se severní i jižní orientací (obr. 2.1). Z dolin s jižní orientací byly vybrány Mengusovská dolina, Velká Studená dolina a Malá Studená dolina, Litvorová dolina reprezentuje dolinu se severní orientací. Relativní datování bylo provedeno na glaciálních akumulacích

v karových částech dolin, jedná se o nejvyšší a nejmladší glaciální akumulace na studovaném území. Na vzhledu všech dolin je dobře patrná ledovcová modelace, jak v příčném tak i v podélném profilu. Geomorfologické poměry všech dolin byly podrobně popsány (Lukniš, 1968, 1973) a jsou znázorněny v Příloze 1, 2 a 3.

Nejvyšší partie dolin jsou tvořeny horninami krystalinika, převážně biotickými granodiority a tonality s přechody do muskoviticko-biotických granodioritů (Příloha 4) (Nemčok *et al.*, 1994). Dna údolí jsou pokryty různě mocnými sedimenty glaciálního původu, které jsou na některých místech překryty deluviálními a koluviálními sedimenty, převážně hlinito-šterkovitého charakteru, s větším obsahem úlomků. Předpolí dolin je tvořeno glaciálními sedimenty, které přecházejí do sedimentů glaci-fluviálních.

Studované lokality se nacházejí nad horní hranicí lesa, v oblastech nad 1700 m n. m., kde během roku panují specifické klimatické podmínky (nižší průměrné roční teploty, vyšší srážkové úhrny a dlouho trvající sněhová pokrývka). Doliny s jižní orientací vykazují vyšší průměrné roční teploty (o 1 °C) než doliny se severní orientací, ve kterých jsou naopak zaznamenány vyšší roční srážkové úhrny (viz část 2.4).

**Mengusovská dolina** – Mengusovský ledovec dosahoval délky 11,5 km, odhadované mocnosti 250 m a zasahoval z vysokotatranských ledovců nejnižší - do 915 m n. m. (Lukniš, 1961, 1973). Trog Mengusovské doliny patří k nejlépe vyvinutým trogům ve Vysokých Tatrách. Délka trogu je 5,5 km a jeho hloubka činí 200 m (Lukniš, 1973). Podélný profil je značně nevyrovnaný (obr. 2.13).



Obr. 2.13: Podélný profil Mengusovské doliny (zeleně), doliny Žabích ples (červeně) a Zlomiskové doliny (modře) (dle Lukniš, 1973, upraveno).

Pod skalním prahem má trog šířku 750 m, v jeho dolní části, kde jsou úbočí lemována bočními morénami, jeho šířka činí 1,5 km. Nad skalním stupněm se nacházejí dva složené kary - kar Hincových ples (1800-2170 m n. m.) a kar Žabích ples (1875-2000

m n. m.) (obr. 2.14), které jsou od sebe oddělené hřebenem Mengusovského Volovce. Karový amfiteátr Hincových ples má plochu 2,3 km<sup>2</sup> (Lukniš, 1973). Mohutný oblík dělí oblast karu na dvě části - nižší oblast Malého Hincova plesa a vyšší oblast Velkého Hincova plesa. V obou karových uzávěrech se nacházejí ledovcová plesa, přičemž Velké Hincovo pleso je co do objemu i hloubky největší jezero ve slovenské části Vysokých Tater. Pramenní zde zdrojnice řeky Poprad, která vzniká jejich soutokem v Mengusovské dolině. Relativní datování bylo provedeno na akumulacích v oblasti karového amfiteátru Velkého Hincova plesa, v oblasti Malého Hincova plesa a v oblasti Žabích ples.

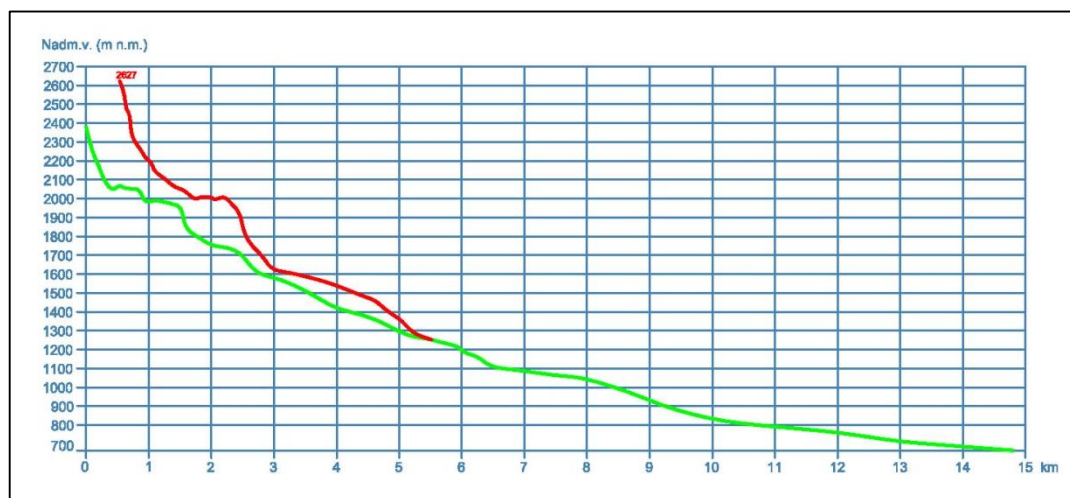


*Obr. 2.14: Pohled na karový stupeň Žabích ples a trog Mengusovské doliny. Na karovém stupni se nachází morénový val, kde bylo provedeno relativní datování (Z. Engel)*

**Velká a Malá Studená dolina** - během mohutnějších glaciálů docházelo ke spojení ledovců Malé a Velké Studené doliny, v období posledního glaciálu dosáhl ledovec délky 9,8 km a mocnosti 220 m. Trog Velké Studené doliny začíná v místě, kde se zkoncentrovaly ledovcové splazy z karového amfiteátru. V místě spojení jednotlivých ledovcových splazů byl ledovec široký 2,3 km, při vyústění do trogu se jeho šířka snížila na 500 až 600 m (Lukniš, 1973). Ledovec v Malé Studené dolině byl značně menší než ve Velké Studené dolině, v nejširším místě dosahoval šířky 1 200 m, směrem k soutoku s ledovce z Velké Studené doliny se zužoval na 440 m (Lukniš, 1955). Oba trogy mají

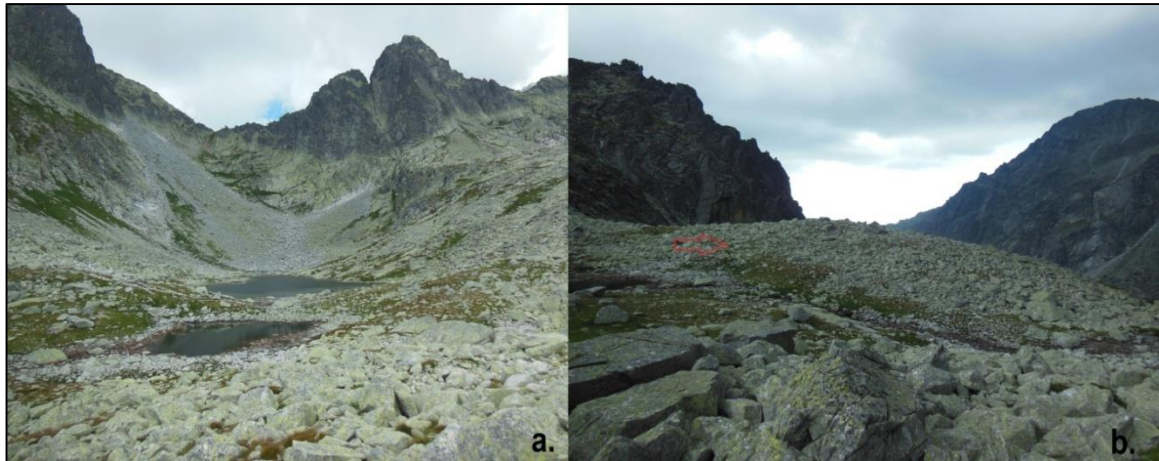


v podélném profilu dva skalní stupně (obr. 2.15), ve výšce 1 460 m n. m. se trog Malé Studené doliny napojuje 140 m vysokým skalním stupněm do trog Velké Studené doliny.



Obr. 2.15: Podélný profil Velkou (zeleně) a Malou (červeně) Studenou dolinou (dle Lukniš, 1973, upraveno)

V závěrech obou dolin se nacházejí mohutné karové amfiteátry. Dno amfiteátru Velké Studené doliny má plochu více než 4 km<sup>2</sup> a jeho střední nadmořská výška je 2 000 m n. m.. Žádná jiná dolina v oblasti Vysokých Tater nemá nad 2 000 m n. m. větší plochu, jako Velká Studená dolina, což mělo výrazný vliv na vývoj zalednění. Složený kar je výrazně asymetrický, díky skutečnosti, že k největšímu prohloubení (o 300-500 m) došlo v oblasti zastíněné Slavkovským štítem v oblasti mylonitové zóny (Lukniš, 1973). Karový amfiteátr je složený z několika menších karů - kar Střeleckých ples, kar Sivých ples, kar pod Prielomem, kar pod Javorovým štítem, kar Pustých ples a nejnižše položený kar Vareškového plesa. Vysoko nad trogem visí kar Jáma na Štrbavém hřebeni. Kar pod Javorovým štítem, složený ze čtyř stupňů, sleduje mylonitovou zónu. Nacházejí se zde Starolesnianské a Ledové pleso. Ledové pleso je zahrazeno od jihu a východu morénovým valem, kde bylo provedeno relativní datování. Dalšími lokalitami relativního datování byly moréna hradící Vareškové pleso od severu, a moréna na hraně karového stupně u Sivého plesa.



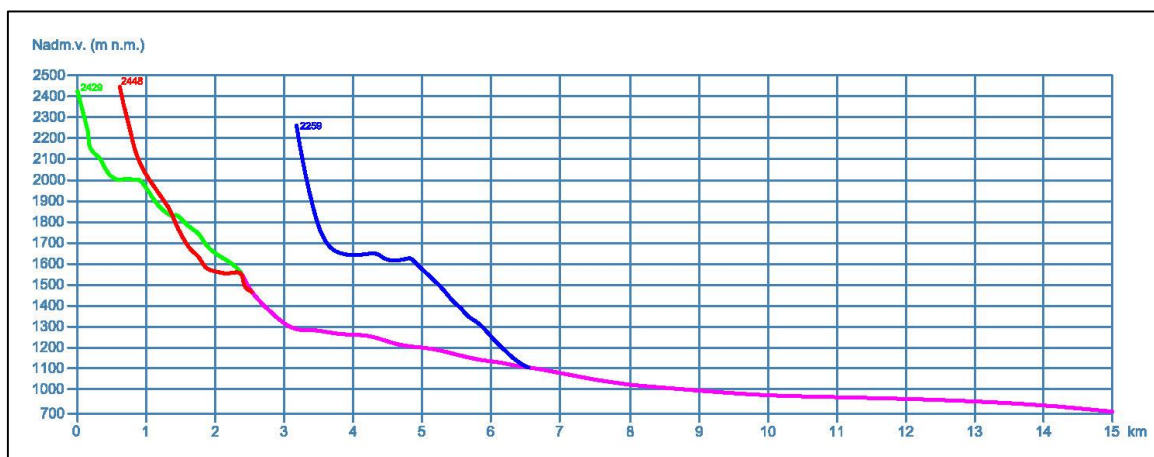
*Obr. 2.16: Pohled na lokalitu karu Sivých ples (a.) a hranu karu (b.) pokrytou suťovým pokryvem, kde bylo provedeno relativní datování. (Mida, P.)*

Složený kar Malé Studené doliny je podobně asymetrický jako karový amfiteátr Velké Studené doliny, avšak dosahuje pouze poloviční rozlohy (Lukniš, 1955). Průměrná výška dna karového amfiteátru je 2090 m n. m. Z hlavního hřebene obklopujícího kar vystupují krátké hřebeny, které dělí kar na tři části - kar pod Pyšným Štítem, kar Pěti Spišských ples a kar Modrého plesa. Pro relativní datování byly vybrány morény z oblasti karu Modrého plesa (obr. 2.17). Jedná se o kar složený ze dvou stupňů, na vyšším stupni se nachází Modré pleso hrazené morénovým valem, na dně nižního stupně se nachází další morénová akumulace (Lukniš, 1973). Kar Modrého plesa má velmi výhodnou pozici, zastínění stěnou Prostředního hřebene vytváří vhodné podmínky pro přetrvání sněhové pokrývky po delší část roku, než v jiných lokalitách. Výrazné prohloubení zde umožnila také procházející mylonitová zóna (Lukniš, 1973).



*Obr. 2.17: Pohled na kar Modrého plesa (a) a druhý nižší karový stupeň (b.). Testovány byly bloky na morénovém valu hradící pleso a na nižším karovém stupni. (Mida, P.)*

**Litvorová dolina** – je relativně krátká a plošně menší dolina. Přes skalní stupeň ústí do Bělovodské doliny z pravé strany na společnou karovou plošinu Zeleného plesa. Na této plošině docházelo během glaciálů ke spojování ledovcových splazů z okolních žlabů do tělesa Bělovodského ledovce. Během posledního glaciálu byl Bělovodský ledovec s délkou 13 km, šířkou 1,5 km a hloubkou až 280 m nejmohutnějším ledovcem v oblasti Vysokých Tater. Působení Bělovodského ledovce se výrazně projevilo v přemodelování Bělovodské doliny (obr. 2.18).



*Obr. 2.18: Podélný profil Bělovodskou dolinou (fialově), Litvorovou dolinou (zeleně), Kačací dolinou (červeně) a Dolinou Žabího potoka (modře). (dle Lukniš, 1973, upraveno)*

Složený kar Litvorové doliny se skládá z výše položené pánve Zamrznutého plesa (2047 m n. m.) a z nižší pánve Litvorového plesa (1863 m n. m.). Pro relativní datování byly vybrány tři morény. První lemuje severní okraj Zamrznutého plesa a byla uložena na skalním stupni pod plesem (Lukniš, 1973). Druhé dvě se nacházejí v okolí Litvorového plesa (obr. 2.19).





*Obr. 2.19: Pohled na karový stupeň Lytvorového plesa. Jižní část je překryta osypovými kužely z okolních skalních stěn. Relativní datování bylo provedeno na morénovém valu hradící pleso od severu a na druhém valu nacházejícím se východně od plesa.*

## 3 Zalednění Vysokých Tater

### 3.1 Historie výzkumu zalednění Vysokých Tater

Studium zalednění Vysokých Tater začalo už v roce 1856, kdy byla Zejsnerem poprvé popsána koncová moréna v Bystré dolině (Romer, 1931). Na konci 19. Století působil v oblasti studia zalednění Stache, který jako první sestavil geologickou mapu Vysokých Tater a jejich předpolí (Lukniš, 1973). Na práci Stacheho navázali s výzkumem J. Partsch (1882, 1907 a 1923), Uhlig (1899), Roth (1885) a Rehman (1983). Partsch (1882) jako první shrnul poznatky o zalednění, přičemž jako hlavní cíl své vědecké kariéry si uložil zodpovědět otázku o počtu pleistocenních zalednění. Ve svém posledním díle *Die Hohe Tatra zur Eiszeit* (1923) Partsch opouští původní myšlenku o třech stádiích zalednění a vyčleňuje pouze dvě fáze. Romer (1929) na rozdíl od Partsche vyčleňuje čtyři fáze zalednění. V oblasti výzkumu zalednění působil rovněž F. Vitásek, který mimo jiné jako první podal spolehlivý přehled stop po zalednění Belanských Tater (1929). Významné je Vitáskovo dílo *Naše hory ve věku ledovém* (1924), kde popsal glaciální formy reliéfu ve Vysokých Tatrách. V oblasti Západních Tater působil R. Lucerna (1908), který se pokusil o odhad chronologie zalednění korespondující s hlavními stádii zalednění v Alpách.

V druhé polovině 20. století se objevují práce M. Klimaszewského (1948), který působil především v polské části Vysokých Tater. Výzkum na slovenské straně reprezentuje M. Lukniš se svými pracemi z let 1955 a 1964. K největším syntetizujícím dílům o reliéfu Vysokých Tater patří díla M. Lukniše (1973) a M. Klimaszewského (1988). Obě knihy patří i v současnosti k nejvýznamnějším pracím zabývajícím se detailně reliéfem a zaledněním Vysokých Tater. Avšak jejich nevýhodou je fakt, že každá z prací se zaobírá pouze částí Vysokých Tater nacházející se na státním území daného autora (Lukniš – Slovensko, Klimaszewski – Polsko) a nepřinášejí tak syntetizující pohled na celou oblast Vysokých Tater. Vývojem hřebenové části Vysokých Tater se zabýval ve své práci J. Kalvoda (1974).

Současně probíhající výzkum v oblasti zalednění se ubírá několika směry: posledním (würmským) zaledněním a jeho ústupovými fázemi se zabývají např. R. Halouzka (1977) a M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba (1997, 2001 a 2002). Novější studie o počtu a časovém zařazení glaciálů jsou podepřeny i metodami absolutního datování (termoluminiscencí (TL) - např. práce L. Lindnera *et al.* (1994, 2003), který datoval glacifluviální akumulace na severním úbočí Vysokých Tater.

Práce Makose *et al.* (2013a, 2013b, 2014) představují moderní studie aplikující současné metody geomorfologického výzkumu (zejména metody absolutního datování) při studiu pozůstatků a chronologie posledního zalednění. Makos (2014) přináší jako první výsledky numerického datování ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) z vysokotatranské oblasti (viz dále). Detailnější obraz o vývoji zalednění během období posledního glaciálního maxima přináší práce Zasadniho a Klapoty (2014), která shrnuje předešlé poznatky o zalednění ve formě mapy. V oblasti Západních Tater působí P. Klapyta (2013), zabývá se relativním datováním (Schmidt Hammer testem).

Přehled nejdůležitějších prací spolu s autory zabývajících se zaledněním ve Vysokých Tatrách je uveden v příloze 5.

## **3.2 Časové zařazení zalednění Vysokých Tater**

### **3.2.1 Starší zalednění Vysokých Tater**

Lukniš (1973) ve shodě s Klimaszewskim (1987) popisují tři etapy pleistocenního zalednění. Oproti tomu výzkum Lindnera *et al.* (2003) vyčleňuje na základě geologických a geomorfologických dat osm fází zalednění Tater. Ve starší literatuře je použita klasická alpská terminologie pro jednotlivé glaciály. V současnosti se v odborné literatuře opouští od používání této terminologie, její použití má spíše orientační charakter díky chybějícímu bližšímu časovému zařazení jednotlivých období. Pro lepší představu o časovém zařazení lze hlavní fáze zalednění vyčleněné Luknišem (1973) korelovat takto: mindel (MIS 12), riss (MIS 6-10) a würm (MIS 5d-2) (Cohen & Gibbard, 2012).

Tab. 3.1: Stratigrafické členění kvartéru v oblasti Vysokých Tater, Alp, v Polské nížině a Severozápadní Evropě. Šedě jsou zvýrazněny glaciály. (Lindner et al. 2003, Leszczek, 2011, Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 milion years, v. 2012[online], cit. 9.2.2015).

Věk (Ma)	Alpy	Tatry	Polská nížina	Severozápadní Evropa	Stupně MIS
0,01	holocene	holocene	holocene	holocene	
0,1	würm	würm	Vistulian	Weichselian	5d - 2
	R/W	R II /W	Eemian	Eemian	
0,2	riss	riss II	Wartanian	Saalian	6
		R I/R II	Lubavian		
		riss I	Odranian		8
		pre-R/R I	Zbójnian		
		pre-riss	Livician		10
0,4	M/R	M/R	Mazovian	Holstenian	
	mindel	mindel	Sanian 2	Elsterian	12
0,6	G/M	G/M	Ferdynandovian	Cromerian complex	
	günz	günz	Sanian 1		14
			Malopolanian		16
			Nidanian		18
0,8	D/G	D/G	Podlasian	Bavelian complex	
	donau	donau	Narevian	Menapian	22 - 32
1,5			Celestynovian	Waalian	
			Otwockian	Eburonian	58
	B/D	B/D	Ponurzycian	Tigian	
2,6	biber	biber	Rózcian	Praetigian	100 - 96

Nejstarší glaciál **biber** (MIS 100-96) byl v oblasti Vysokých Tater identifikován pouze ve slovenské části a je reprezentován nejvyššími glaciáluviálními terasami (Lindner et al., 2003).

Pozůstatky po glaciálu **donau** (MIS 60-32) reprezentují pouze glaciáluviální akumulace, nejlépe zachované jsou v oblasti Štrbského plesa a Starého Smokovce. Akumulace se vyskytují 55 m nad současným dnem údolí a dosahují mocnosti 6 m (Lindner et al., 2003).

Po glaciálu **günz** (MIS 18-14) jsou zachovaná nižší patra glaciáluviálních teras, dobře zachované se nacházejí v jižním předpolí hor jižně od Starého Smokovce (Lindner et al., 2003). Glaciáluviální akumulace vystupují až 14 m nad úroveň údolního dna.

Glaciál **mindel** (MIS 12) reprezentují nejstarší boční a koncové morény v oblasti Vysokých Tater. Vyskytují se pouze na slovenské části území, dobře zachované jsou zejména v oblasti mezi Starým Smokovcem a Tatranskou Lomnicí a východně od Štrbského plesa (Lindner et al., 2003). Podle rozložení koncových morén, značících limity

zalednění, lze usuzovat na větší rozsah v porovnání se staršími zaledněními, v některých případech poukazují na jeho maximální rozsah vůbec. S glaciálem mindel jsou spojeny nejvyšší stupně glaci-fluviálních teras, které jsou zachované v severním i jižním předpolí. V povodí Bílého Dunajce byly datovány pomocí termoluminiscence (TL) do období 443-328 tisíc let BP (Lindner *et al.*, 1993).

Glaciál **pre-riss** (MIS 10) zanechal stopy zejména v podobě glaci-fluviálních uloženin v slovenské části pohoří. Nedostatek evidencí o koncových morénách svědčí o menším rozsahu oproti mindelskému zalednění (Lindner *et al.*, 2003).

Koncové morény i glaci-fluviální uloženiny glaciálu **riss I** (MIS 8) reprezentují maximální rozsah zalednění v oblasti Vysokých Tater (Lukniš, 1973). Na severním úbočí morény po tomto zalednění představují nestarší dochované morény vůbec (Lindner *et al.*, 2003). Lukniš (1973) ve shodě s dalšími autory (Kalvoda, 1974, Midriak 1983) konstatuje, že zalednění během glaciálu riss I bylo nejrozsáhlejší ze všech pleistocenních zalednění. Ledovce tehdy byly o 0,5-2,5 km delší než v průběhu posledního zalednění. Pozice sněžné čáry byla pravděpodobně o 50 až 100 m niž, než během posledního zalednění (Kalvoda, 1974). Glaci-fluviální akumulace severního předpolí z oblasti doliny Bílého Dunajce byly datovány pomocí termoluminiscence (TL) do období 228±44 ka až 263±36 ka BP (Lindner *et al.*, 2003).

Morény po glaciálu **riss II** (MIS 6) byly rozpoznány pouze na jižním předpolí hor, zatímco glaci-fluviální sedimenty se nacházejí na obou předpolích. Ve starší literatuře (Lukniš, 1973) jsou morény označovány jako produkty posledního zalednění, avšak novější studie to vyvracejí (Lindner *et al.*, 2003). Na jižním předpolí morény obklopují fragmenty glaci-fluviálních akumulací, které byly datovány pomocí TL metody do období v rozmezí 143±21 tisíce až 185±27 tisíce lety BP, které odpovídá wartaniánskému glaciálu (pozdní sálské zalednění).

### 3.2.2 Poslední zalednění v oblasti Vysokých Tater

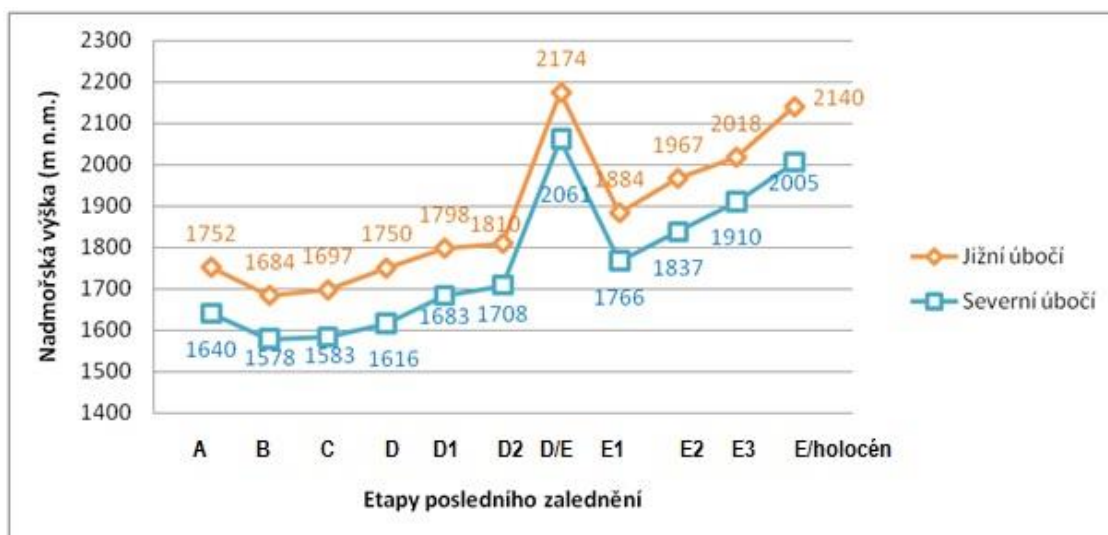
Nejzachovalejší stopy jsou po posledním (**würmském**) zalednění (MIS 4 a 2), což umožnilo jeho detailnější členění. Poslední tatranské zalednění začalo před 70 tisíci lety a skončilo přibližně před 8 tisíci lety (Lukniš, 1973). Na severním úpatí Lindner *et al.* (1993) vyčleňuje tři glaciální oscilace – Sucha Woda (110-80 tisíc let), Bystra (70-50 tisíce lety BP) a Bialka (30-10 tisíce lety BP). Lukniš člení würmské zalednění do pěti chladných oscilací (stadiálů A-E, tab. 3.2) na základě poloh valů koncových morén.

Tab. 3.2: Členění würmského zalednění Vysokých Tater a jeho korelace s Alpským členěním a s oblastí Střední Evropy (Lukniš, 1973).

Absolutní věk (ka)	Vysoké Tatry			Alpy	Střední Evropa
7	holocén			postglaciál	boreál
7,9				egesen	preboreál
	E	E3 Pol'ana p. Vysokou II	pozdní würm	daun	mladý dryas
		E2 Pol'ana p. Vysokou I		gschnitz	
8		E1 Ústie Rybího p.		schlern	
10	D/E Senná kopa interstadiál			achen (teplá oscilace)	oteplení
	D	D2 Prostřední Pol'ana II		ammersee (bühl)	starší dryas
12		D1/D2		spiezer (teplá osc.)	bölling
14		D1 Prostřední Pol'ana I	schlieren	nejstarší dryas	
20		stadiál Veža (Spálený vrch)		würm 3	
	C/D interstadiál		vrcholný würm	W 2/3	paudorf
	C	stadiál T. Lomnica (Varta)		würm 2	
	B/C interstadiál				göttweig
	B	stadiál Štósý (Uhlisko)			
56	A/B interstadiál		časný würm	W 1/2	oteplení
70	A	stadiál Rakytovec		würm 1	amersfoort

Největšího rozsahu dosáhlo poslední zalednění během stadiálu B (54-44 tisíc let BP, *sensu* Lukniš, 1973). Naopak Lindner *et al.*, (1993) považuje stadiál Bystrá (70-50 tisíc let BP) za nejchladnější období, během kterého došlo k nejvýznamnějšímu postupu ledovců. Novější studie (Makos *et al.*, 2014) podepřené o výsledky numerického datování kladou období největšího rozvoje zalednění do období posledního glaciálního maxima.

Na rozsah zalednění měla vliv i poloha klimatické sněžné čáry. Změny klimatických podmínek během chladných a teplých oscilací posledního zalednění zapříčily kolísání klimatické sněžné čáry (obr. 3.1). V oblasti střední Evropy byly během posledního glaciálního maxima průměrné roční teploty o 8-15 °C a průměrné roční srážkové úhrny o 25-75 % menší v porovnání se současnými podmínkami (Makos *et al.*, 2014). Značný rozdíl byl i mezi severním a jižním úbočím, kdy na jižním úbočí Tater panovaly vyšší průměrné roční teploty (o 1°C) a nižší srážkové úhrny (o 15 %) oproti severnímu úbočí (Makos *et al.*, 2014).

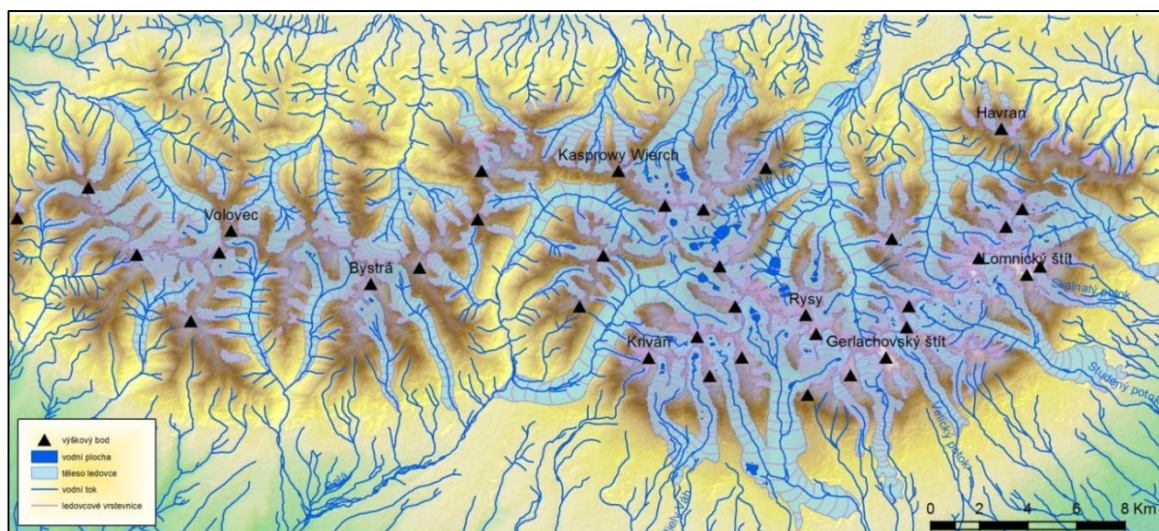


Obr. 3.1: Poloha klimatické sněžné čáry během chladných a teplejších oscilací posledního zalednění. (Lukniš, 1973).

Zasadni a Klapyta (2014) přinášejí první detailnější mapu rozsahu zalednění během období posledního glaciálního maxima (LGM, MIS 2). Výsledná mapa byla zrekonstruována na základě syntézy doposud publikovaných poznatků a map, nikoli na základě vlastního výzkumu autorů. LGM odpovídá období, kdy došlo k nejmohutnějšímu rozvoji zalednění v globálním měřítku. Avšak v rámci jednotlivých oblastí lze vymezit tzv. lokální LGM, tedy období, kdy dosáhly ledovce největšího rozsahu v dané oblasti. Výsledky numerického datování (Makos *et al.*, 2014, Makos *et al.*, 2013a) poukazují na to, že ledovce dosáhly své maximální pozice před 26-21 tisíci let. Nástup LGM v oblasti Vysokých Tater časově koresponduje s Alpami, Jižními Karpatami a horskými oblastmi Anatolského poloostrova (Makos *et al.*, 2013a).

Během LGM bylo v oblasti Tater vyvinuto 55 údolních a karových ledovců (obr. 3.2), které pokrývaly plochu 279,6 km<sup>2</sup> (Zasadni & Klapyta, 2014). Ledovce dosahovaly největší mocnosti v horních úsecích trogů (obr. 3.3), kde docházelo ke spojení více ledovcových splazů, naopak nejmenší mocnosti se vyskytovaly při vyústění údolí do předpolí. Průměrná mocnost ledovců byla 88m (Zasadni & Klapyta, 2014). Zalednění na jižním úbočí bylo rozsáhlejší (148,5 km<sup>2</sup> celé Tatry), zároveň ledovce zasahovaly do nižších nadmořských výšek oproti ledovcům severního úbočí (tab. 3.3), kde zaledněná plocha byla 126,8 km<sup>2</sup>- bez Belanských Tater (Zasadni & Klapyta, 2014). Příčinou asymetrie zalednění může být rozdílná topografie jednotlivých úbočí, kdy na jižním úbočí se zdrojové oblasti nacházejí ve vyšších nadmořských výškách (více jak 2000 m n. m.) oproti severnímu úbočí (Křížek & Mida, 2013).



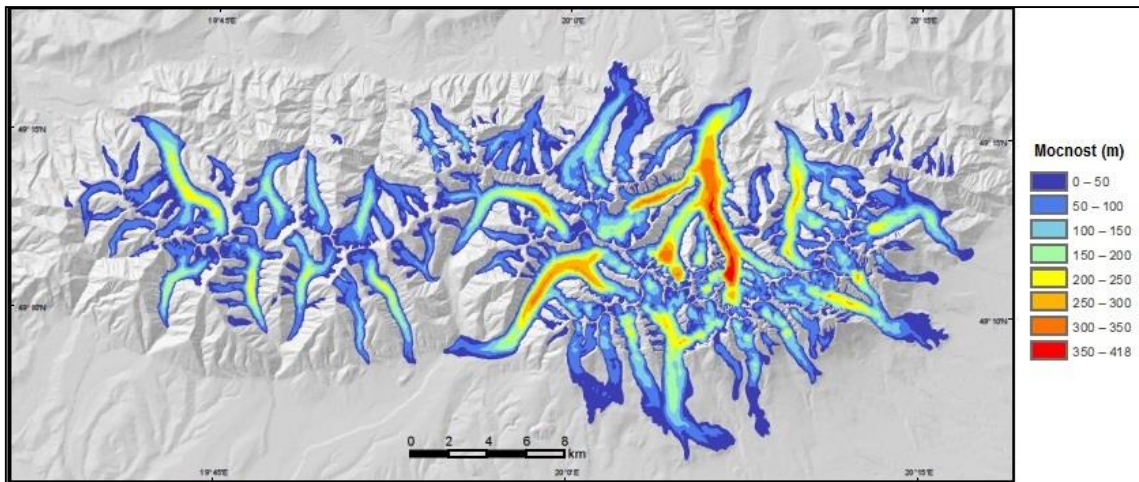


Obr. 3.2: Rozsah zalednění během období posledního glaciálního maxima. (dle Zasadni & Klapyta, 2014)

Tab. 3.3: Kvantitativní charakteristiky vybraných ledovců ve Vysokých Tatrách. (Lukniš, 1973).

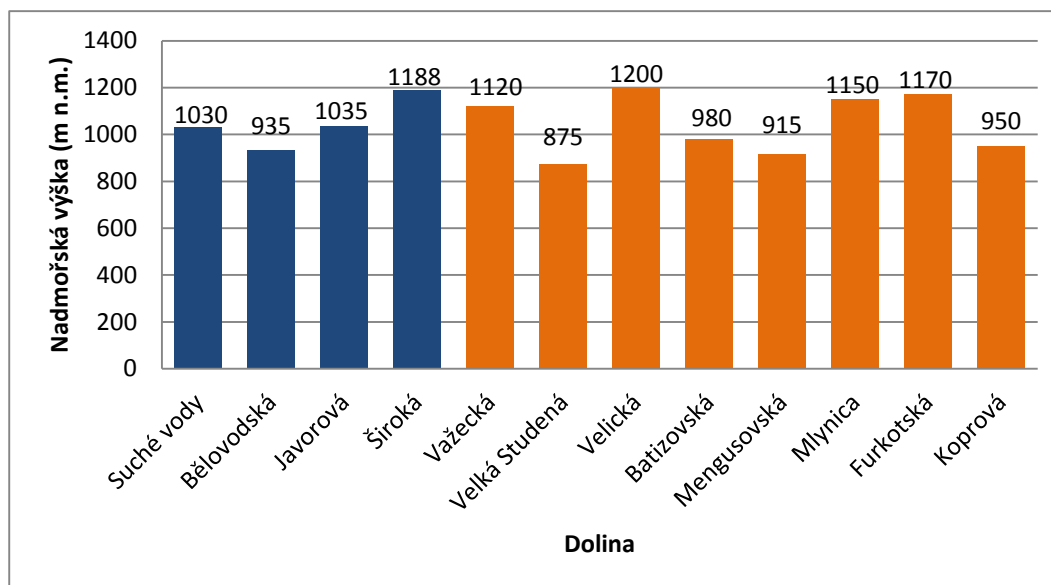
Dolína		Plocha ledovce (ha)	Délka ledovce (km)		Mocnost ledovce (m)	
			riss	würm	riss	würm
Severní úbočí	Suché vody	1 282	-	-	-	-
	Bělovodská	3 369	14,4	13	330	280
	Javorová	1 369	10,1	9,1	240	190
	Široká	159	3,8	3,5	-	80
	Jahňaci	32	-	1,5	-	-
	Babilovská	10	-	1	-	-
Jižní úbočí	Studená	1 339	10,9	9,8	240	220
	Velická	315	6,8	5,4	-	160
	Batizovská	427	-	6,2	-	150
	Mengusovská	1 519	13,4	10,7	250	200
	Mlynic	652	9,1	8	-	150
	Furkotská	312	-	5,2	-	80
	Koprová	1 714	13,4	12,5	-	250





Obr. 3.3: Mocnosti ledovců během LGM. Hodnoty mocností ledovců byly odvozeny na základě rozdílů mezi digitálním modelem reliéfu ledovců a DMR současného povrchu (Zasadni & Klapysa, 2014).

Většina čel ledovců dosáhla do nadmořské výšky 1000-1250 m n. m. (obr. 3.4), nicméně několik ledovců zasáhlo pod hranici 1000 m n. m. – ze severního úbočí to byl pouze Bělovodský ledovec. Oproti tomu vhodnější podmínky (krátká a strmá údolí) jižního úbočí umožnily dosah ledovců pod 1000 m n. m. - ledovec Bystré, Koprové, Mengusovské, Batizovské, Velké Studené doliny a doliny Kežmarské Bílé vody. Bělovodský ledovec byl největší v mnoha ohledech – plocha: 43,6 km<sup>2</sup>, délka: 13,4 km, maximální mocnost: 400 m, nejnižší dosah: 914 m n. m. (dle Zasadni & Klapysa, 2014, jednotlivé parametry se liší v různých zdrojích).



Obr. 3.4: Nadmořské výšky koncových splazů vybraných ledovců během posledního zalednění. Doliny se severní orientací jsou znázorněny modře, doliny s jižní orientací oranžově (dle Lukniše, 1973).

Na konci LGM dochází k všeobecné regresi ledovců, která byla přerušena dvěma chladnými oscilacemi – před 17 tisíci a před 12 tisíci lety během období mladšího dryasu (Makos *et al.*, 2013a). Podle Lidnera *et al.* (2003) malé ledovce přetrvaly v oblastech karů až do období před 8,5 tisíci let.

### 3.3 Ledovcová modelace ve Vysokých Tatrách

#### 3.3.1 Ledovcová eroze a příslušné formy reliéfu

Erozní činnost ledovců vedla z hlediska makroforem reliéfu ke vzniku karů a ledovcových údolí - trogů. Účinky této činnosti jsou patrné v prohloubení a rozšíření údolí, vlivem vývoje karů a trogů dochází k zúžení hřebenových částí pohoří a k opracování skalních stupňů – vzniku oblíků.

Vysokotatranské kary mají přibližně kruhový tvar, svou délkou nepřesahují 2 km a výškou 1 km (Křížek & Mida, 2013). Na jižním úbočí se kary nacházejí ve vyšších nadmořských výškách (1900-2050 m n. m.) oproti severnímu úbočí (1700-1750 m n. m.). S narůstající nadmořskou výškou se zmenšuje rozloha karů, jedním z možných vysvětlení je fakt, že kary ve vyšších polohách neměly tolik prostoru pro vývoj a rozšiřování v porovnání s kary v nižších polohách (Křížek & Mida, 2013). Kary severního úbočí mají v porovnání s kary jižního úbočí větší průměrnou rozlohu a objem – představují tak lépe vyvinuté tvary, což svědčí o tom, že překonaly intenzivnější či déle trvající zalednění v porovnání se zaledněním jižního úbočí (Křížek & Mida, 2013). Morfologie karů je

ovlivněna kromě topografie pohoří dalšími činiteli, a to puklinatostí masivu, průběhem a směrem zlomů a mylonitových zón (Mida, 2011). Opakované zalednění Vysokých Tater vedlo ke vzniku složených karů (např. v závěru Bělovodské doliny a Doliny Suché vody).

Šířky karů (400-2400 m) jsou v porovnání s šířkou trogových údolí větší (200-1200 m), výjimkou jsou nejmladší kary po posledním zalednění (Kalvoda, 1974). V místě největší aktivity ledovců v karech došlo k výraznému prohloubení a vzniku pánví. Některé z pánví byly po odtátí ledovce zatopeny vodou a došlo ke vzniku ledovcových jezer. Průměrné hloubky jezerních pánví se pohybují v rozmezí od 10-25 m, k největšímu prohloubení došlo v oblasti Velkého Hincova plesa (až 60 m; Kalvoda, 1974). Primární tvary pánví jsou ovlivněny strukturně (průběhem mylonitových zón, prahy odolnějších hornin), současný tvar pánví ovlivňují hlavně recentní svahové procesy, především zasypávání suťovými akumulacemi a materiálem transportovaným lavinami a murami (*debris flow*) z přilehlých svahů (Gregor, 2005). Karový stupeň odděluje akumulaci část bývalého ledovce (oblast karu) od trogového údolí.

Díky působení ledovců došlo ke kvalitativním změnám jak v příčném, tak v podélném profilu jednotlivých údolí. Dle Kalvody (1974) skutečné prohloubení údolí nepřesahuje 200 m (většinou 100-180 m), avšak jiní autoři se přiklánějí k většímu prohloubení, a to až 400 m (Lukniš, 1973). Tvar příčného profilu ledovcem přemodelovaných údolí je přirovnáván k písmenu „U“, pro průběh podélného profilu dříve zaledněných údolí je charakteristická jeho nevyrovnanost. Častý je výskyt skalních stupňů, které se mohou vyvíjet v oblastech na rozhraní odolnějších a méně odolných hornin (Lukniš, 1955). V dolinách jižního úbočí jsou skalní stupně až o 200 m vyšší oproti dolinám severního úbočí (Lukniš, 1973). V místech spojení ledovců z bočních údolí s ledovcem hlavního údolí, vznikala v důsledku různé erozní síly ledovců visutá údolí. Příkladem je Bělovodská dolina, kde je výška visutého údolí nade dnem hlavního údolí 150 m (Klimaszewski, 1987), dalším příkladem je vyústění Malé Studené doliny do Velké Studené doliny (výrazný skalní stupeň je vysoký 140 m).

V místech urychlení a usměrnění ledovcové eroze podél karových uzávěrů došlo ke zdůraznění odolnějších částí hornin v podobě oblíků, popřípadě se zde vyskytují menší nunataky a jednoduché skalní stupně s ledovcovými ohlasy (Kalvoda, 1974). Oblíky vystupují nad povrchem zhlazeném ledovcem v místech odolnějších hornin, kde ledovce disponovaly menší erozivní silou. Nejlépe zachované ohlazené skalní plochy se vyskytují před vyhloubenými jezerními pánvemi karových ples (příkladem jsou ohlasy u Velkého Spišského plesa v závěru Malé Studené doliny (obr. 3.5)). Příkladem zachovalých

nunataků je Dračí hřeben mezi karem Dračího plesa a Rumanového plesa a nunatak Hrubé věže mezi Litvorovou a Svišťovou dolinou (Lukniš, 1973).



Obr. 3.5: Složený kar v závěru Malé Studené doliny (a.), detailní záběr ledovcového ohlazu (b.) a pohled na ohlazený skalní stupeň mezi Velkým Spišským plesem a Nižným Spišským plesem. (foto: P. Mida)

### 3.3.2 Ledovcová akumulace a příslušné formy reliéfu

V oblasti Vysokých Tater se uchovaly známky po pleistocenním zalednění v podobě různých **typů glaciálních a glacifluviálních akumuláčnických tvarů**.

Z glaciálních akumuláčnických tvarů jsou v oblasti Vysokých Tater zastoupené bazální morény, boční morény, koncové a čelní morény, ústupové morény a ablační morény (Lukniš, 1973). Dalším akumuláčnickým tvarem ledovcové činnosti jsou drumliny, v oblasti Vysokých Tater nejsou zastoupené díky menším rozměrům bývalých ledovců (Klimaszewski, 1987).

Lukniš (1973) dle stupně zvětrání a přetvoření povrchu morén procesy svahové modelace rozlišuje tři skupiny morén.

**Morény starších zalednění (MIS 12-6)** – povrch morén je značně zredukován erozně-denudačními procesy. Předposlední zalednění zanechalo na severním i jižním úbočím pozůstatky bočních a čelních morén a eratik. Nejnižší nalezené eratikum (820 m n. m.) po sobě zanechal Mengusovský ledovec, jedná se o nejnižší doložený výskyt v celých Karpatách (Lukniš, 1973). Části morén po starších zaledněních jsou zachované po obvodě

bočních morén posledního zalednění, které převyšují o 50-100 výškových metrů (Lukniš, 1973).

**Morény posledního zalednění (MIS 5d-2)** se oproti morénám staršího zalednění liší relativní čerstvostí materiálu i povrchových tvarů. Pro ukládání a zachování morén hrály důležitou roli morfologické podmínky jednotlivých údolí. Doliny s jižní orientací měly oproti severním rozsáhlejší a výše položené vyživovací oblasti ledovců, zároveň jsou tyto doliny strmější a kratší, což se projevilo větším zásahem ledovců do předpolí (Lukniš, 1973). Při každém dosahu ledovce do předpolí docházelo k ukládání čelních morén, tok ledovce už nebyl usměrňován stěnami trogu, a tak mohl ledovec téct různými směry a ukládat čelní morény na novém místě. Během každého postupu ledovce mohly být čelní morény ukládány na novém místě, docházelo tak minimálně k erodování morén po starších postupech ledovce. Během ústupu zalednění vzniklé vodní toky díky strmému reliéfu rychle prorazily či obtekly morénové valy a tekly dále do předpolí. Z tohoto důvodu jsou v slovenské části pohoří valy čelních morén zachovány lépe než v polské části (např. předpolí Mengusovské a Velické doliny). Doliny severního úbočí mají mírnější sklon a větší hloubku, což ovlivňovalo pohyb ledovce a neumožnilo změnu jeho toku. Čela ledovců nevystoupila z trogů a nedocházelo tak k jejich větvení. Každá nová oscilace ledovců téměř kompletně přemodelovala tvary po starších zaledněních/oscilacích. Při ústupu zalednění vzniklé vodní toky měly divočící charakter a následně docházelo k rozplavování morénových valů. Odlišné byly také podmínky pro ukládání a zachování bočních morén uvnitř trogů, které byly méně příznivé v dolinách jižních svahů, kde strmé skalní stěny údolí omezovaly ukládání bočních morén. Naopak, lepší podmínky pro ukládání bočních morén poskytly širší úseky dolin severního úbočí (Lukniš, 1973).

**Morény z konce posledního zalednění** – jedná se o morény dvou chladných oscilací ze stadiálu D (viz výše), z období ústupové fáze ledovců. Po této oscilaci ledovce ustoupily do závěrových částí údolí a karů. Ve výše položených karech ledovce mohly stagnovat ještě delší období, o čemž svědčí výskyt ústupových morén. Ledovce znovu opustily své zdrojové oblasti během poslední oscilace E, avšak morény této oscilace už nejsou tak mohutné, jako morény po předešlých oscilacích a vyskytují se především v zadních částech trogů, nebo pouze ve výše položených karech (Lukniš, 1973). V dolinách s méně příznivými podmínkami pro vznik zalednění během této fáze přetrvaly pouze firmové ledovce. Firmové ledovce byly značně pokryté sutí, při jejich ablaci docházelo k nepravidelnému sesedávání sutin a došlo tak k vytvoření ablačních morén s chaoticky rozčleněným povrchem.



Dle velkého objemu morén v dolních částech údolí lze usuzovat, že ablační část ledovců zakrývalo velké množství sutin, pod kterým mohly přetrvávat větší kusy ledu, které se oddělovaly od tělesa ledovce během jeho ústupu (Lukniš, 1973). Při tání skrytého ledu docházelo k nerovnoměrnému sesedání morény a došlo k vytvoření prostředí kopečkové morény, příkladem jsou například koncové morény před Velkou Studenou (obr. 3.6), Velickou či Mengusovskou dolinou (Lukniš, 1973).



*Obr. 3.6: Prostředí kopečkové morény Studených dolin. Dle Lukniše (1973) moréna ze stadiálu B.*

Z **glacifluviálních akumuláčních tvarů** jsou oblasti Vysokých Tater popsány eskery na vyústění Kolové a Batizovské doliny, esker zde tvoří několik desítek metrů dlouhý a úzký hřbet (Lukniš, 1973). Dalším příkladem je kamová terasa v dolině Kežmarské Bílé vody, dosahuje délky 600 m a výšky 24 m (Lukniš, 1973). Střídání glaciálních a interglaciálních cyklů podmiňuje vznik systému teras glacifluviálních akumulací. Mladší akumulace se vkládají do starších, a tak nejstarší terasy budují dnes nejvýše položené části (Lukniš, 1973).

Podobně jako v případě morén, lze od sebe rozlišit štěrkové glacifluviální akumulace předposledního a posledního zalednění. Mladší akumulace se vkládají do starších. Nejlépe zachované akumulace po posledním zalednění jsou nejširší v místech, kde se napojují na úpatí koncových morén, příkladem je předpolí Velké Studené nebo Velické doliny (Lukniš, 1973). V současnosti jsou glacifluviální sedimenty rozrušovány činností vodních toků, kdy dochází k zahlubování a rozšiřování koryt boční erozí, přičemž toky během holocénu vyhloubily svá koryta o 3-7 m pod úroveň glacifluviálních sedimentů (Lukniš, 1973).

### 3.3.3 Postglaciální období

V současnosti lze konstatovat, že rysy glaciálního reliéfu jsou stírány postglaciálními a recentními procesy – dochází k vyrovnávání profilů vyhloubených údolí, denudaci morénových valů a k modelaci glaciálních a glacifluviálních sedimentů (Kalvoda, 1974). Na vyrovnávání příčných a podélných profilů se podílí zejména svahové procesy - v současnosti jsou nejvíce aktivní mury (*debris flow*) a skalní řízení (Kapusta *et al.*, 2010).

S ústupem zalednění souvisí vznik kamenných ledovců (*rock glaciers*). Kamenné ledovce lze definovat jako lalokovitá nebo jazykovitá tělesa složená z různě velkých sutin spojených intersticiálním ledem, které se vlivem deformace tohoto ledu pohybují směrem po sklonu svahu (French, 2007). Výskyt kamenných ledovců lze spojit i s možným výskytem vysokohorského permafrostu. Kamenné ledovce se rozlišují na aktivní, pasivní a fosilní formy (Whalley, 2006). U aktivních forem je zaznamenán pohyb, rychlosti pohybu jsou většinou do 1m/rok. V oblasti Vysokých Tater je několik lokalit výskytu reliktních kamenných ledovců, jedním z nejlepších příkladů je kamenný ledovec v okolí Velkého Hincova plesa pod Koprovským štítem (obr. 3.7). Příznivé podmínky pro vznik a aktivní vývoj kamenných ledovců v Tatrách panovaly na konci posledního zalednění (stadiál E *sensu* Lukniš, 1973). Kamenné ledovce se formovaly zejména v oblastech karů se severní orientací (Nemčok & Mahr, 1974).



*Obr. 3.7: Kamenný ledovec z oblasti Velkého Hincova plesa.*

Období těsně po ústupu zalednění je označováno jako paraglaciální období (Benn&Evans, 1998), během kterého dochází k přizpůsobení přírodního prostředí novým podmínkám. Dochází k přemodelování glaciálních tvarů reliéfu a rozrušování skalního povrchu. Spolu s ústupem zalednění dochází k intenzivním svahovým pochodům (skalní říčení). V důsledku odlehčení skalních stěn karů a trogů po odtátí ledovce došlo k uvolnění a rozpadu skalních stěn, jednotlivé blokové akumulace se hromadily na dnech údolí a vznikaly tak akumulace zvaná zlomiska (Lukniš, 1973). Zlomiska v oblasti Vysokých Tater jsou z období po posledním zalednění, největší vznikla v místě spojení Velké a Malé Studené doliny (Lukniš, 1973). V současnosti spolupůsobením fyzikálního zvětrávání a gravitace dochází ke hromadění opadu ze skalních stěn v podobě suťových kuželů (osypů).



## 4 Datovací metody v glaciálním prostředí

### 4.1 Metody relativního datování

Pomocí metod relativního datování je možné získat informaci o době vzniku určité formy reliéfu ve vztahu k ostatním formám reliéfu nacházejících se na studované lokalitě. Existuje široká škála metod relativního datování, které je možné využít v glaciálním i periglaciálním prostředí. Tyto metody (tab. 4.1) jsou založeny na studiu změn fyzikálních charakteristik testovaného povrchu. Testovaný povrch se v důsledku probíhajícího zvětrávání mění v čase, dochází u něj ke změnám barvy či tvrdosti, k vývoji zvětrávacích jamek či zvětralé krusty, a také ke kolonizaci skalního povrchu vegetací, zejména lišejníky (Hubbard & Glasser, 2005).

Tab. 4.1: Charakteristika vybraných metod relativního datování. Princip a použití jednotlivých metod je popsán dle Hubbarda & Glassera (2005).

Metoda	Princip	Postup
Schmidt Hammer test	Po ústupu zalednění je čerstvě obnažený povrch vystaven procesu zvětrávání, postupem času dochází ke změnám mechanických vlastností povrchu, zejména ke snížení jeho tvrdosti.	Při použití přístroje dojde k odjištění pružiny, která je následně odražena od testovaného povrchu. Na číselníku je odečtena hodnota odrazu v podobě R hodnoty ( <i>rebound value</i> ).
Mocnost zvětralé kůry	Na čerstvě obnaženém povrchu se postupem času začne vyvíjet zvětralá kůra, její mocnost je přímo úměrná délce odkryvu skalního povrchu.	Pomocí geologického kladívka je odloupnuta část zvětralé krusty, u které je následně změřena tloušťka pomocí posuvného měřítka v nejširším místě.
Fáze vývoje zvětrávacích jamek	Zvětrávací jamky vznikají v důsledku rozdílného zvětrávání způsobeného rozdíly v litologii a změnách struktury testovaného povrchu. Čím déle jsou skalní povrchy vystavené zvětrávání, tím vyšší stupeň vývoje	U vybraných zvětrávacích jamek je změřen jejich průměr a hloubka
Lichenometrie	Využití lišejníků při datování je založeno na principu, že existuje přímý vztah mezi velikostí stélky lišejníku a jeho stářím (čím větší stélka, tím starší lišejník).	Nejběžněji používanou metodou je změření průměru pěti největších stélek lišejníků, z nichž je následně vypočítána průměrná hodnota. Nejčastěji používaný druh lišejníku je <i>Rhizocarpon geographicum</i>

### 4.2 Schmidt Hammer jako nástroj relativního datování

Tvrdoměrné kladivo Schmidt Hammer bylo původně vynalezeno pro nedestruktivní testování tvrdosti betonu ve stavebnictví (Hubbard & Glasser, 2005), avšak postupem času dostalo své využití i v geomorfologickém výzkumu jako nástroj relativního datování. Schmidt Hammer lze využít k určení stupni zvětrání, kterému byl testovaný povrch vystaven (Goudie, 2006). Za předpokladu existence vztahu mezi stupněm zvětrání a délkou odkryvu testovaného povrchu lze Schmidt Hammer použít jako nástroj relativního datování. Nicméně tento vztah není jednoduché jednoznačně určit, jelikož rychlost

zvětrávání není konstantní, ale postupem času se mění (nejčastěji zmenšuje; White *et al.*, 1998). Využití Schmidt Hammeru jako nástroje relativního datování má své výhody i nevýhody (tab. 4.2).

Tab. 4.2: Výhody a nevýhody využití Schmidt Hammeru jako nástroje relativního datování (dle Goudie, 2006)

Výhody	Nevýhody
Nízké náklady na pořízení přístroje, provoz i vyhodnocení dat	Extrémní citlivost na diskontinuity ve zkoumaném povrchu (štěpitelné, hustě foliované a vrstevnaté horniny lze touto metodou zkoumat velmi obtížně)
Jednoduchost použití přístroje	
Přenosnost (díky nízké hmotnosti: 1,7- 2,3 kg)	Citlivost na přítomnost vlhkosti v hornině, zvláště u méně odolných hornin
Možnost získání velkého množství dat za relativně krátký čas při práci v terénu	
Korelace R hodnot s dalšími charakteristikami hornin	Výsledné R hodnoty mohou být ovlivněny texturou povrchu, kdy hladké a ploché povrchy dávají větší hodnoty než hrubší
	Vliv velikosti testovacích bloků
R hodnoty nejsou výrazně ovlivňovány teplotou	Vliv polohy přístroje při měření

Matthews a Shakesby (1984) poprvé využili Schmidt Hammer test při studiu glacienních sedimentů. R hodnoty byly tehdy použity ve spojení s lichenometrií na morénových akumulacích v jižním Norsku. Použití metody Schmidt Hammer testu v glaciálním prostředí má svá rizika spojená s působením paraglaciálních a postglaciálních procesů. Významnými paraglaciálními i postglaciálními procesy jsou svahové pochody, během nichž se na morénu může dostat materiál odlišného stáří a genetického původu. Pro snížení rizika testování jiného než chtěného materiálu v rámci morény je vhodné vybírat si testované bloky mimo dosah svahových procesů. Vybrané bloky pro testování by měly být z vrcholových partií morénového valu, jelikož na úpatí morénového valu je větší pravděpodobnost výskytu nepůvodního materiálu. Při výběru testovaných bloků je třeba brát v úvahu vliv fluviální činnosti, díky které je rozplavován a erodován materiál čelních a koncových morén. Po odtátí ledovce se může dlouho dobu vyskytovat v moréně tzv. mrtvý led. Oteplení vede k postupnému tání tohoto ledu a následnému sesedání materiálu morény, což může vést k odkryvu mladšího (méně zvětralého) materiálu uvnitř morény. Při výběru testovaných bloků je třeba brát na zřetel všechny výše zmíněné faktory.

Nejednotnost názorů panuje ohledně metodiky sběru dat při terénních pracích i v následném statistickém zpracování naměřených R hodnot. Pro minimalizaci nežádoucích

vlivů při měření Schmidt Hammerem byly navrženy různé zásady a doporučení (e.g. Hubbard & Glasser, 2005; Winkler, 2005; Goudie, 2006):

- Testované horniny jednoho měření by měly odpovídat stejnému typu z litologického i petrologického hlediska.
- Jednotlivé bloky by měly být pevně ukotvené s váhou přesahující 25 kg
- Před měřením je vhodné upravit povrch brusným kamenem či elektrickou bruskou, díky čemuž dojde k eliminaci chyb daných nerovnostmi testovaného povrchu. Engel (Černá & Engel, 2011) upozorňuje na žádoucí vliv upravení povrchu před měřením. Zbroušením povrchu lze zlepšit rozlišovací schopnost Schmidt hammeru, bylo prokázáno, že R hodnoty (míra zvětrání) jsou stabilní v prvních 5 cm hloubky testovaného povrchu.
- Přístroj by měl být aplikován kolmo k povrchu horniny.
- Každé měření by mělo být vykonané na novém místě dopadu úderníku Schmidt Hammeru v rámci testovaného bloku.
- Pro měření by měly být vybrány hladké horizontální povrchy, neporušené puklinami a bez vegetačního pokryvu.
- Měření provádět minimálně 6-15 cm od okrajů a trhlin v testovacím bloku horniny.
- Minimalizovat rozdíly mezi jednotlivými měřeními, tj. používat stejný typ přístroje, dodržovat stejný postup, vybírat podobně velké bloky.
- Pro posouzení kvality výsledků a identifikaci metodologických chyb musí být data doprovázena dodatečnou statistickou informací, obvykle směrodatnou odchylkou a 95% intervalem spolehlivosti.
- Provádět pravidelné kalibrace přístroje.

Pro výpočet výsledné R hodnoty bylo navrženo několik postupů, které se od sebe liší v počtu testovaných bloků i v počtu měření Schmidt Hammerem na jednotlivých blocích. Neshoda autorů panuje i v otázce, zda do výpočtu výsledné (průměrné) R hodnoty započítat všechny naměřené hodnoty, nebo některé (např. nejextrémnější) vynechat (tab. 4.3).

Tab. 4.3: Vybrané postupy pro výpočet výsledné R hodnoty:

Autor a rok	Postup
Moon (1984) Engel (2007)	Navrhl změřit 25 R hodnot na každém testovaném povrchu, z kterých se vypočítá průměr. Pět hodnot s největší odchylkou od průměru se vyřadí. Výsledná R hodnota se vypočítá jako průměr ze zbylých (20) hodnot
ISRM (1978) (in Goudie, 2006)	Doporučuje 20 úderů do testovaného bloku, kdy vzdálenost mezi jednotlivými údery musí být minimálně stejně velká jako průměr hrotu. Výsledná R hodnota je spočítána jako průměr 10 nejvyšších hodnot
Winkler (2005)	Provedl vždy jedno měření na 50 vybraných blocích. Při použití velkého čísla testovaných bloků chtěl minimalizovat vliv petrografických nehomogenit a mikroklimatu, které ovlivňují rychlost zvětrávání povrchů, které byly obnaženy ve stejný čas.
Evans et al. (1999)	V moréně bylo vybráno 5-7 bloků, kde bylo provedeno 5 měření. Výsledná R hodnota byla spočítána jako průměr z pěti nejvyšších naměřených hodnot v moréně

### 4.3 Schmidt Hammer test v kombinaci s jinými datovacími metodami

Schmidt Hammer test lze kombinovat s dalšími metodami relativního datování (tab. 4.1) nebo s metodami absolutního datování (tab. 4.4). Z metod relativního datování je Schmidt Hammer test nejčastěji kombinován s lichenometrií (Evanse *et al.*, 1999, Shakesby *et al.*, 2004) nebo s vyhodnocením mocností zvětralé kůry (Böhlert *et al.*, 2011, Engel *et al.*, 2007). Kombinace metod absolutního a relativního datování umožňuje sestrojení kalibračních křivek pro metody relativního datování, nicméně jen s lokální platností (Shakesby *et al.*, 2006, Böhlert *et al.*, 2011, Matthews & Owen, 2010). Přesnost každé věkové kalibrační křivky klesá s narůstajícím stářím testovaného povrchu, což je přisuzováno většímu rozptylu R hodnot u starších povrchů (Matthews & Owen, 2010). Odhadované chyby lze snížit např. použitím většího počtu testovaných povrchů o známém stáří. Matthews & Owen (2010) sestrojili věkovou kalibrační křivku pro oblast Jotunheimen-Jostedalbreen v jižním Norsku. Pro sestrojení křivky použili dva kontrolní body (místa o známém stáří) a samotnou křivku definovali na základně jednoduché lineární rovnice. Při studiu povrchů vzniklých před počátkem holocénu je však přístup, který počítá s lineární mírou zvětrávání, nevhodný, jelikož míra zvětrávání se v souvislosti s kvartérním klimatickým cyklem mění v čase (viz Černá & Engel, 2011). Pro starší povrchy je vhodnější využít exponenciální křivku závislosti R hodnot na narůstajícím věku. Při uvážení nelineární míry zvětrávání lze prodloužit datovací schopnost Schmidt Hammeru do období spodního pleistocénu. Avšak při datování starších povrchů dochází ke zhoršení rozlišovací schopnosti Schmidt Hammeru, jelikož časový interval reprezentující jednu R hodnotu se prodlužuje se stářím testovaného povrchu (Černá & Engel, 2011). Studie Černé a Engela (2011) prokázala schopnost Schmidt Hammeru rozlišit testované povrchy středně pleistocenního stáří od starších povrchů, které se vyskytovaly nad trimline v glaciálních obdobích.

Tab. 4.4: Charakteristika nejčastěji používaných metod numerického datování používaných v kombinaci se Schmidt Hammer testem. Princip a použití jednotlivých metod je popsán dle Hubbarda & Glassera (2005).

Název	Princip	Použití
Expoziční datování - <i>exposure age</i>	Expoziční datování s využitím kosmogenních nuklidů ( $^3\text{He}$ , $^{10}\text{Be}$ , $^{14}\text{C}$ , $^{21}\text{Ne}$ , $^{26}\text{Al}$ a $^{36}\text{Cl}$ ) je založeno na předpokladu, že balvany transportované ledovcem a skalní podloží jsou po ústupu ledovce vystaveny kosmickému záření. Zastoupení jednotlivých nuklidů odráží délku odkryvu testovaného povrchu.	Vzorky testovaných bloků jsou odebrány dlátem či kladívkem, následně jsou testovány v laboratoři. Výběr jednotlivých vzorků by měl být proveden dle doporučení Hubbard & Glasser (2005)
Radio-karbonové datování	Nejpoužívanější metoda pro datování organických materiálů. Během života organismy asimilují uhlík, když zemrou, nahromaděný izotop uhlíku v organismech se začne rozpadat. Při datování je zjišťován poměr $^{12}\text{C}$ (stabilního izotopu) ke zbylému množství $^{14}\text{C}$ .	Na glacigenních sedimentech resp. tvarech reliéfu je nejčastěji použita rašelina, nicméně zjištěné stáří dané formy není příliš přesné, jelikož rašelina se nezačíná tvořit bezprostředně po ústupu ledovce. Čas, po který se začne tvořit rašelina, je závislý na stanovištních faktorech. Odebrané vzorky se dále testují v laboratořích.
Luminescenční metody: Opticky-stimulovaná luminescence / Termo-luminescence	Tato metoda je aplikována na zrna křemene nebo K-živce sedimentu. Tyto minerály absorbují radioaktivní izotopy ( $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ a $^{232}\text{Th}$ a $^{40}\text{K}$ ) do doby než je ukončena jejich expozice vůči světlu. Uloženou dávku radiace lze znovu vyzářit zahřáním (TL) nebo ozářením (OSL). Čím starší je testovaný materiál, tím je vyzářený signál silnější.	Při sběru vzorků sedimentů musí být zamezeno přísunu slunečního záření. Vzorky jsou získávány vložením trubky do sedimentu. U glacigenních sedimentů je třeba brát v úvahu, že materiál transportovaný ledovcem nebyl při transportu vystaven slunečnímu záření a nebyl tak plně „vynulován“.

## 5 Použité metody

### 5.1 Terénní práce a morfometrické charakteristiky bloků

Terénní práce proběhly během léta a podzimu v letech 2013 a 2014. Relativní datování bylo provedeno v karových uzávěrech dolin na jižním (Hincova dolina, Žabí dolina, Kotlina Pěti Spišských ples, Rovenková kotlina, Varešková kotlinka a okolí Sivého plesa) i severním úbočí Vysokých Tater (Litvorová dolina) s využitím metody Schmidt Hammer test. Bohužel v důsledku nepříznivého počasí nebylo možné rozšířit počet zájmových lokalit na předem stanovený počet, díky čemuž se většina zájmových lokalit (12 testovaných akumulací z 15) nachází na jižním úbočí Vysokých Tater.

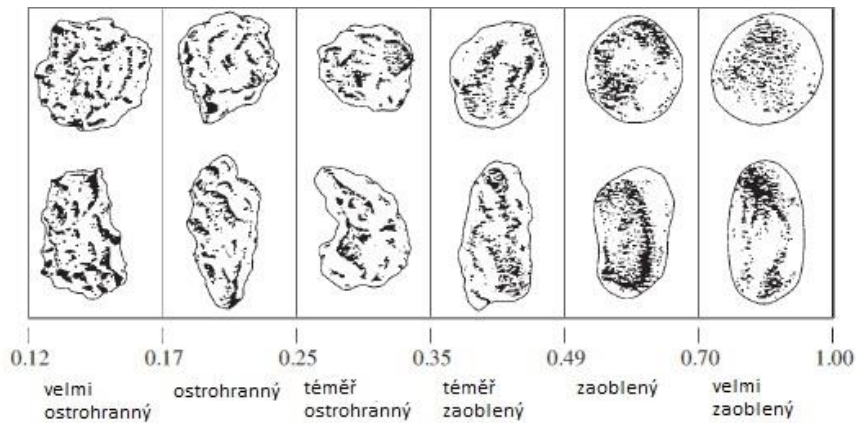
Pro jednotlivá měření byl použit Schmidt Hammer typu N-34. Podle metodiky Engela (2007) bylo na každém morénovém valu vybráno pět bloků, na každém bloku bylo naměřeno 25 R hodnot.

Při výběru jednotlivých bloků byl kladen důraz zejména na velikost bloku a na jeho pozici v rámci morénového valu. Testované bloky byly vybrány z vrcholových partií morénového valu, u nichž byla předpokládána minimální pravděpodobnost postglaciálních pohybů a zároveň byl vyloučen jiný způsob transportu než glaciální. Měření na jednotlivých blocích proběhlo v souladu s doporučeným postupem (dle Hubbard & Glasser, 2005), byly vybírány horizontální plochy, Schmidt Hammer byl aplikován kolmo k testovanému povrchu, měření byla prováděna v dostatečné vzdálenosti (min 6 cm) od hran a puklin, vždy na čerstvém povrchu. Před jednotlivým měřením byl testovaný povrch zbroušen brusným kamenem pro odstranění vegetace a křemenných vyrostlic.

Na vybraných blocích byly zjišťovány následující charakteristiky:

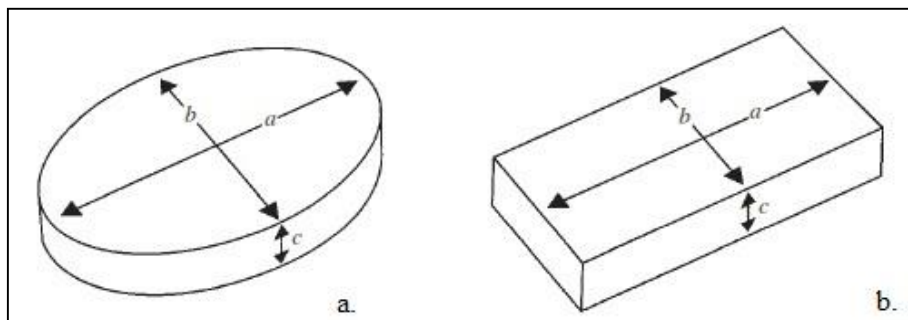
**a) Stupeň zaoblení** (ostrohrannosti) **bloku** byl hodnocen vizuálně (obr. 5.1) dle Powerse (1953 in Hubbard & Glasser, 2005).





Obr. 5.1: Stupeň zaoblení (ostrohrannosti) dle Powerse (1953 in Hubbard&Glasser, 2005), upraveno.

**b) Délky os bloku:** naměřena byla délka nejdelší (osa a) a střední (osa b) osy bloku a výška bloku (osa c) (obr. 5.2).



Obr. 5.2: Měření délky os u zaobleného bloku (a) a ostrohranného bloku (b). (Hubbard&Glasser, 2005, upraveno.)

**c) Geografická poloha bloku** byla zjištěna pomocí přístroje GPS GarminMap 60. Zjištěny byly geografické souřadnice a nadmořská výška testovaného bloku.

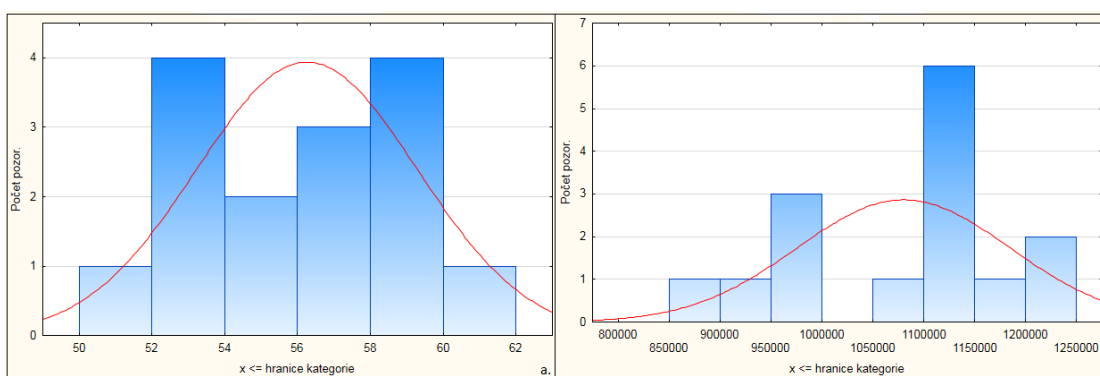
## 5.2 Environmentální charakteristiky lokalit

Charakteristiky vyjadřující orientaci vůči světovým stranám a potenciální solární radiaci testovaných bloků a testovaných akumulací byly zjišťovány s využitím programu ArcMap 10.2 (ESRI, 2013). Poloha testovaných akumulací byla vymezena na základě ortofot s rozlišením 1x1m) v prostředí programu ArcMap. Základem pro další analýzu byl digitální model reliéfu ASTER s horizontálním rozlišením 10x10m (autorem DMT je Marcin Guzik, Tatrzański Park Narodowy). S využitím extenze 3D *Analysis tools* byla vytvořena mapa orientace svahů vůči světovým stranám (funkce *Aspect*) a

mapa potenciální solární radiace (funkce *Solar radiation*). Potenciální solární radiace udává množství slunečního záření dopadajícího na jednotku plochy (pixel) v určitém časovém období. Pro tuto analýzu bylo uvažováno časové období jednoho roku. S využitím extenze *Spatial analysis tools* (funkce *Zonal statistic as-table*) byly hodnoty jednotlivých environmentálních charakteristik zjištěny pro jednotlivé testované bloky a testované akumulace a následně vstupovaly do statistické analýzy dat.

### 5.3 Statistické zpracování dat

Statistické zpracování dat bylo provedeno v programu STATISTICA 12 (StatSoft, Inc., 2012). Pro statistické zpracování dat má důležitou roli předpoklad normálního rozdělení dat. Normalita vstupních souborů dat byla ověřena vizuálně pomocí analýzy histogramu (sensu Hendl, 2004) a také pomocí Shapiro-Wilkova testu normality. Všechny vstupní soubory dat pro testované bloky se uspokojivě přibližují normálnímu rozdělení. Avšak data pro jednotlivé akumulace vykazují bimodální rozdělení (obr. 5.3). Metody Pearsonovy korelace a Analýza rozptylu (ANOVY) jsou však dostatečně „robustní“ a striktně nevyžadují normalitu dat.



Obr. 5.3: Histogramy pro: a, průměrné R hodnoty testovaných akumulací,  $p=0,58076$ , Shapiro-Wilk. test= 0,95348. b, hodnoty potenciální solární radiace testovaných akumulací,  $p=0,57480$ , Shapiro-Wilk. test=0,95312.

Pro všechny naměřené R hodnoty (25 na každém bloku) byly spočítány základní popisné statistiky (aritmetický průměr, medián a směrodatná odchylka). Následně bylo z naměřených R hodnot odstraněno pět R hodnot s největší odchylkou od aritmetického průměru. Pro takto vzniklý soubor dat (20 R hodnot pro každý blok) byly znovu spočítány základní popisné statistiky, a výsledné průměrné R hodnoty byly dále podrobeny statistickému zpracování.

Pomocí Pearsonova korelačního koeficientu byly zjišťovány korelace mezi R hodnotami a dalšími environmentálními charakteristikami testovaných akumulací (nadmořská výška, orientace a potenciální solární radiace), signifikantnost těchto korelací byla testována t-testem na hladině významnosti  $p=0,05$ .

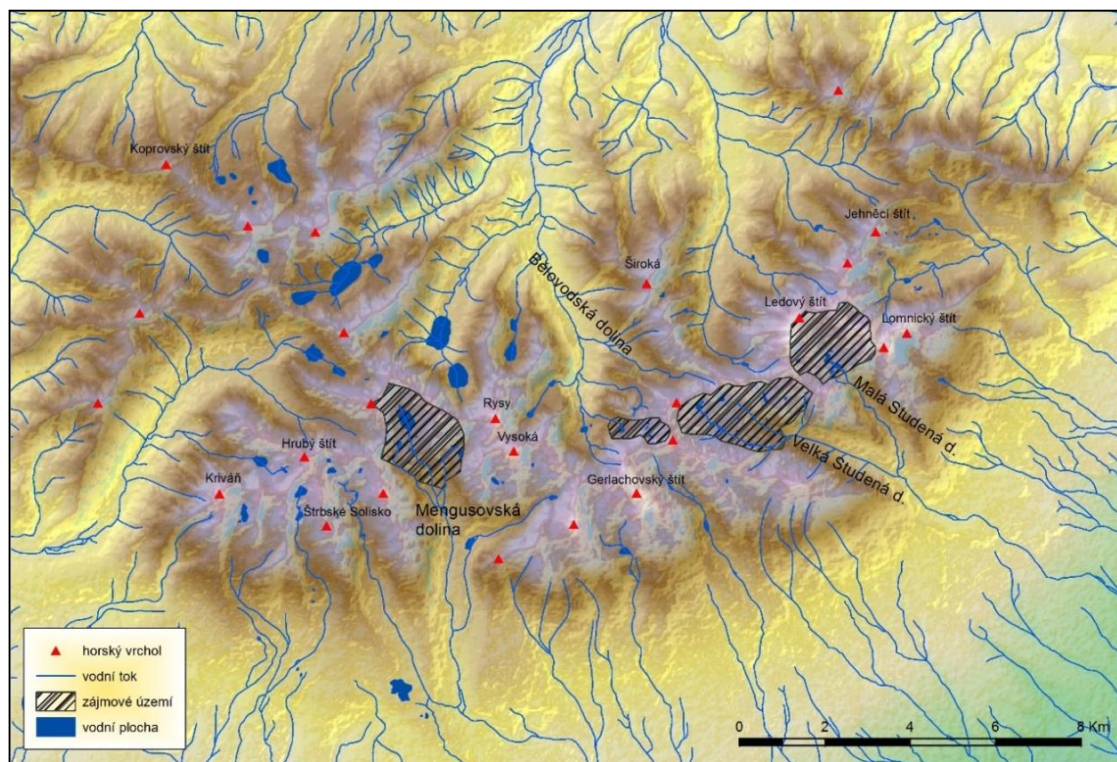
Pomocí analýzy rozptylu (ANOVA – *Analysis of variance*) je možné posoudit významnost jednotlivých zdrojů variability v daném souboru dat (Meloun & Militký, 2002). V této práci byla použita analýza rozptylu při jednoduchém třídění ANOVA (tzv. jednocestná ANOVA). Síla testu je vyjádřena pomocí hodnoty F-statistiky (F-test), která při daných stupních volnosti měří globální odchylku dat od nulové hypotézy o rovnosti průměrů (Hendl, 2004). V této práci byl pomocí analýzy rozptylu zjišťován rozdíl mezi naměřenými R hodnotami testovaných akumulací. Dále byl zjišťován vliv orientace testované akumulace a na průměrné R hodnoty testovaných akumulací.

## 6 Výsledky

### 6.1 R hodnoty testovaných akumulací

Pro provedení relativního datování pomocí Schmidt Hammer testu byly vybrány nejmladší glacigenní akumulace v karových uzávěrech vybraných dolin Vysokých Tater (obr. 6.1). Lukniš (1973) zařadil vznik testovaných akumulací do období konce posledního zalednění s přesahem do holocénu (viz tab. 3.2). Celkem bylo testováno patnáct akumulací. Na každé akumulaci bylo vybráno pět bloků pro testování. Testované bloky odpovídají stejnému litologickému složení (převážně biotické granodiority a tonality s přechody do muskoviticko-biotických granodioritů). Testované bloky jsou středně zrnité, až na výjimku u lokality MD\_VH1, u které mají bloky jemnozrnnou strukturu.

Průměrné R hodnoty testovaných akumulací jsou v rozmezí od 51,97–61,85 (tab. 6.1). Absolutně nejvyšší naměřená R hodnota reprezentuje čelní morénu před Velkým Hincovým plesem (MD\_VH1,  $R=61,85$ ) v závěru Mengusovské doliny. Naopak nejmenší průměrná R hodnota byla naměřena na moréně nacházející se na druhém nižším stupni karu Modrého plesa (MSD\_3, 51,97) v závěru Malé Studené doliny. Hodnoty směrodatných odchylek jsou v rozmezí od 3,49–7,74. Největší směrodatná odchylka byla zjištěna u lokality VSD\_2, naopak nejmenší u lokality BD\_LP2.



Obr. 6.1: Zájmová území v oblasti Vysokých Tater.

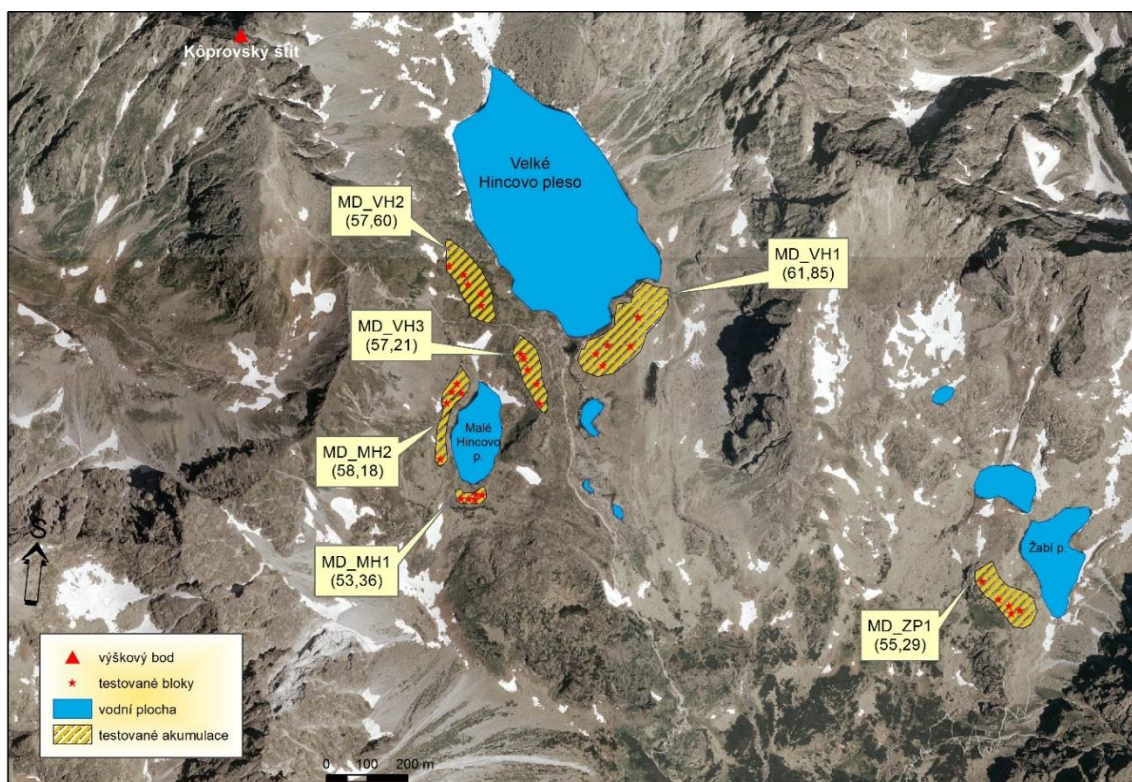
Tab. 6.1: Environmentální charakteristiky a základní míry středu a rozptýlenosti naměřených R hodnot testovaných akumulací a bloků v zájmovém území.

Lokalita	Nadmořská výška (m n.m.)	R hodnoty					Orientace vůči svět. stranám	Potenciální solární radiace (kWh/m <sup>2</sup> /rok)	Stupeň zaoblení bloku
		Průměr	Min.	Max.	Medián	Směrodatná odchylka			
Severní úbočí Vysokých Tater									
BD_LP1	1860-1871	58,91	55,20	63,55	59	4,486	SZ	948972,01	-
BD_LP1_B1	1865	55,20	50	60	54,5	3,140	V	926027,875	SR
BD_LP1_B2	1867	58,55	50	65	59	3,993	SZ	985194,875	SA
BD_LP1_B3	1870	61,10	55	67	60	3,448	SZ	926027,875	SR
BD_LP1_B4	1871	63,55	56	68	63,5	3,186	SZ	926027,875	SR
BD_LP1_B5	1860	56,15	52	60	56	2,220	SZ	926027,875	SR
BD_LP2	1800-1876	60,00	56,90	61,95	59	3,497	JZ	990530,21	-
BD_LP2_B1	1857	60,00	54	64	60,5	3,332	Z	985194,875	SR
BD_LP2_B2	1856	61,95	56	67	62	3,217	Z	926027,875	SA
BD_LP2_B3	1876	58,10	53	62	59	2,567	JZ	985194,875	SA
BD_LP2_B4	1800	56,90	52	64	58	3,632	J	985194,875	SA
BD_LP2_B5	1873	58,80	55	64	59,5	2,249	JZ	1078068,875	SA
BD_ZP1	2047 - 2068	56,7	53,60	58,00	57	4,709	JV	982826,42	-
BD_ZP1_B1	2048	58,00	52	65	58	3,780	SV	1112100,625	SA
BD_ZP1_B2	2047	57,00	49	65	56	5,187	S	1112100,625	SA
BD_ZP1_B3	2051	56,20	49	62	57	4,534	J	1112100,625	SA
BD_ZP1_B4	2059	57,45	52	66	57	4,080	J	1112100,625	SA
BD_ZP1_B5	2069	53,60	48	60	52,5	3,929	JZ	1112100,625	A
Jižní úbočí Vysokých Tater									
MSD_1	2069-2071	58,85	50,80	62,40	59,5	7,216	JV	1057783,64	-
MSD_1_B1	2069	50,80	44	58	51	4,226	V	1134730,5	SA
MSD_1_B2	2070	59,10	52	68	59,5	4,603	V	1134730,5	A
MSD_1_B3	2070	62,40	57	67	63	2,518	V	1134730,5	SA
MSD_1_B4	2071	62,10	55	69	62,5	3,506	JV	1134730,5	SA
MSD_1_B5	2071	59,86	52	66	60,5	3,897	V	1134730,5	A
MSD_2	2177-2210	52,6	51,6	53,8	52	6,382	J	1241991,38	-
MSD_2_B1	2210	52,05	45	60	52	4,056	JV	1119332,375	SA
MSD_2_B2	2210	53,8	45	63	53	5,192	J	1119332,375	SA
MSD_2_B3	2186	51,6	45	61	51	5,229	JV	1119332,375	SR
MSD_2_B4	2197	53,3	48	59	53,5	3,378	JV	1119332,375	SR
MSD_2_B5	2177	52,25	46	62	51	5,281	JV	1119332,375	SA
MSD_3	2146-2158	51,97	50,35	53,95	52	5,601	JV	1113953,73	-
MSD_3_B1	2158	51,5	45	59	51,5	4,478	J	1126260,625	A
MSD_3_B2	2154	53,05	46	61	53,5	4,674	J	1126260,625	SA
MSD_3_B3	2155	53,95	48	61	53	3,369	J	1126260,625	A
MSD_3_B4	2146	50,35	44	55	50,5	3,260	J	1126260,625	A
MSD_3_B5	2156	51	44	56	51	2,793	J	1126260,625	SA
VSD_1	2070-2100	55,27	51,95	60,4	57	5,420	V	1112625,93	-
VSD_1_B1	2070	54,4	49	62	53,5	4,443	V	1205478	A
VSD_1_B2	2075	57,05	49	64	57,5	4,769	J	1205478	A
VSD_1_B3	2074	52,55	46	60	51,5	4,387	V	1205478	A
VSD_1_B4	2069	60,4	57	65	60	2,289	J	1205478	A
VSD_1_B5	2100	51,95	43	61	52,5	5,590	J	1205478	SA
VSD_2	2022-2031	53,64	49,4	55,3	53	7,747	V	874933,56	-
VSD_2_B1	2031	55,3	46	64	55,5	5,823	JZ	1210433,75	SA
VSD_2_B2	2027	49,4	39	56	49,5	4,152	JZ	1210433,75	SR
VSD_2_B3	2027	54,7	42	66	55	6,739	J	1210433,75	SA
VSD_2_B4	2022	53	48	60	52	3,834	JZ	1210433,75	A
VSD_2_B5	2025	55,8	47	64	56,5	5,297	J	1210433,75	SA
VSD_3	1888-1902	52,42	49	55,1	52	6,395	J	1217518,19	-
VSD_3_B1	1897	52,5	46	59	51	4,249	SV	874933,5625	SA
VSD_3_B2	1888	54,7	49	61	54,5	3,348	SV	874933,5625	SR
VSD_3_B3	1898	55,1	46	61	56	4,636	SV	874933,5625	SR
VSD_3_B4	1895	49	42	58	49	4,336	SV	874933,5625	SA
VSD_3_B5	1902	50,8	46	57	49	3,750	SV	874933,5625	A
MD_VH1	1960-1971	61,85	61,85	62,35	62	4,902	J	1134782,69	-
MD_VH1_B1	1963	61,85	51	69	64	5,790	JZ	1122146,875	SR
MD_VH1_B2	1960	58,3	51	66	58,5	4,232	JV	1122146,875	SA
MD_VH1_B3	1962	62,8	53	68	63	3,829	JZ	1122146,875	SR
MD_VH1_B4	1971	62,05	54	70	63	5,220	SV	1122146,875	SR
MD_VH1_B5	1962	62,35	55	67	64	3,705	J	1122146,875	SA
MD_VH2	2022-2031	57,60	54,1	60,15	58	4,554	JV	1123914,16	-
MD_VH2_B1	1999	59,6	53	65	59,5	2,922	JV	1092453,125	SA
MD_VH2_B2	2003	57,05	49	64	58,5	4,811	JV	1092453,125	SR
MD_VH2_B3	1986	60,15	51	68	61,5	5,218	V	1092453,125	SR
MD_VH2_B4	1996	57,1	51	62	57	3,315	JV	1092453,125	SR
MD_VH2_B5	2000	54,1	49	59	54,5	3,239	V	1092453,125	SR
MD_VH3	1958-1974	57,21	54,8	62	58	5,341	JZ	1181518,75	-
MD_VH3_B1	1958	55,75	45	66	57	6,818	JZ	1172974,25	SA
MD_VH3_B2	1974	62	58	65	62	2,145	JZ	1172974,25	SR
MD_VH3_B3	1968	54,8	48	63	54	4,106	JZ	1172974,25	SR
MD_VH3_B4	1967	56,45	48	64	57	4,965	JV	1172974,25	SR
MD_VH3_B5	1963	57,05	50	64	57	4,307	SZ	1172974,25	SA

Lokalita	Nadmořská výška (m n.m.)	R hodnoty					Orientace vůči svět. stranám	Potenciální solární radiace (kWh*m <sup>2</sup> /rok)	Stupeň zaoblení bloku
		Průměr	Min.	Max.	Medián	Směrodatná odchylka			
MD_MH1	1919-1921	53,36	50	55,6	53	4,068	Z	1105061,36	-
MD_MH1_B1	1921	54,05	46	63	54,5	5,334	Z	1105061,375	SR
MD_MH1_B2	1921	50	46	54	51	2,408	Z	1105061,375	SA
MD_MH1_B3	1920	54,05	49	59	54,5	2,765	Z	1105061,375	SA
MD_MH1_B4	1919	55,6	50	60	57	3,397	Z	1105061,375	SR
MD_MH1_B5	1921	53,1	48	59	53	3,463	Z	1105061,375	SR
MD_MH2	1937-1958	58,18	56,3	61,95	58	4,620	JV	1134221,08	-
MD_MH2_B1	1937	57,85	52	65	57,5	4,316	V	1134221,125	SR
MD_MH2_B2	1949	56,3	49	63	56,5	4,291	SV	1134221,125	SA
MD_MH2_B3	1942	58	50	65	59	5,040	SZ	1134221,125	SA
MD_MH2_B4	1938	61,95	54	68	62	4,466	SZ	1134221,125	SR
MD_MH2_B5	1958	56,8	52	60	57	2,135	V	1134221,125	SA
MD_ZP1	1956-1959	55,29	52,05	58,95	55,5	4,719	JV	982826,42	-
MD_ZP1_B1	1959	54,35	45	62	54,5	4,651	JV	982826,4375	SR
MD_ZP1_B2	1958	53,6	48	58	54	3,292	SV	982826,4375	SR
MD_ZP1_B3	1956	52,05	46	58	52	3,626	J	982826,4375	SR
MD_ZP1_B4	1957	58,95	50	65	60,5	4,685	SV	982826,4375	SR
MD_ZP1_B5	1959	57,5	50	63	57	3,354	JZ	982826,4375	SR



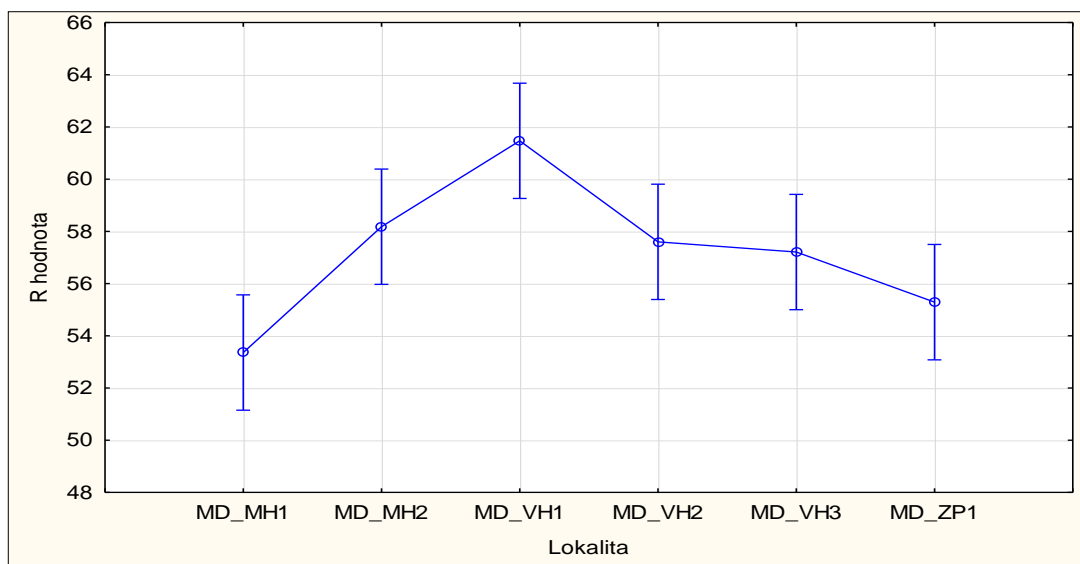
V závěru **Mengusovké doliny** (Hincova a Žabí dolina) bylo testováno pět akumulací (obr. 6.2). Testované akumulace reprezentují pozůstatky čelních (MD\_ZP1, MD\_VH1 a MD\_MH1) a bočních (MD\_MH2) morén. Další testované akumulace (MD\_VH2 a MD\_VH3) představují nevýrazné valy nacházející se na dvou stupních výrazného prahu mezi Velkým Hincovým a Malým Hincovým plesem. Nejvyšší průměrná R hodnota testované akumulace (61,85) reprezentuje čelní morénu před Velkým Hincovým plesem v nadmořské výšce v rozmezí 1959–1971 m n. m. Naopak nejnižší průměrná R hodnota testované akumulace (53,36) byla naměřena na čelní moréně před Malým Hincovým plesem v nadmořské výšce 1920 m n. m.



*Obr. 6.2: Testované akumulace v závěru Mengusovké doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.*

Výsledky analýzy rozptylu ukázaly, že z průměrných R hodnot testovaných akumulací v závěru Mengusovské doliny bylo prokázáno nejvíce signifikantních rozdílů mezi lokalitou MD\_VH1 (nejvyšší R hodnota na této lokalitě) a lokalitou MD\_MH1 (nejnižší R hodnota na této lokalitě) vzhledem k ostatním testovaným akumulacím (obr. 6.3). Zatímco lokality MD\_MH2, MD\_VH2, MD\_VH3 a MD\_ZP1 jsou statisticky nerozlišitelné (tab. 6.2).



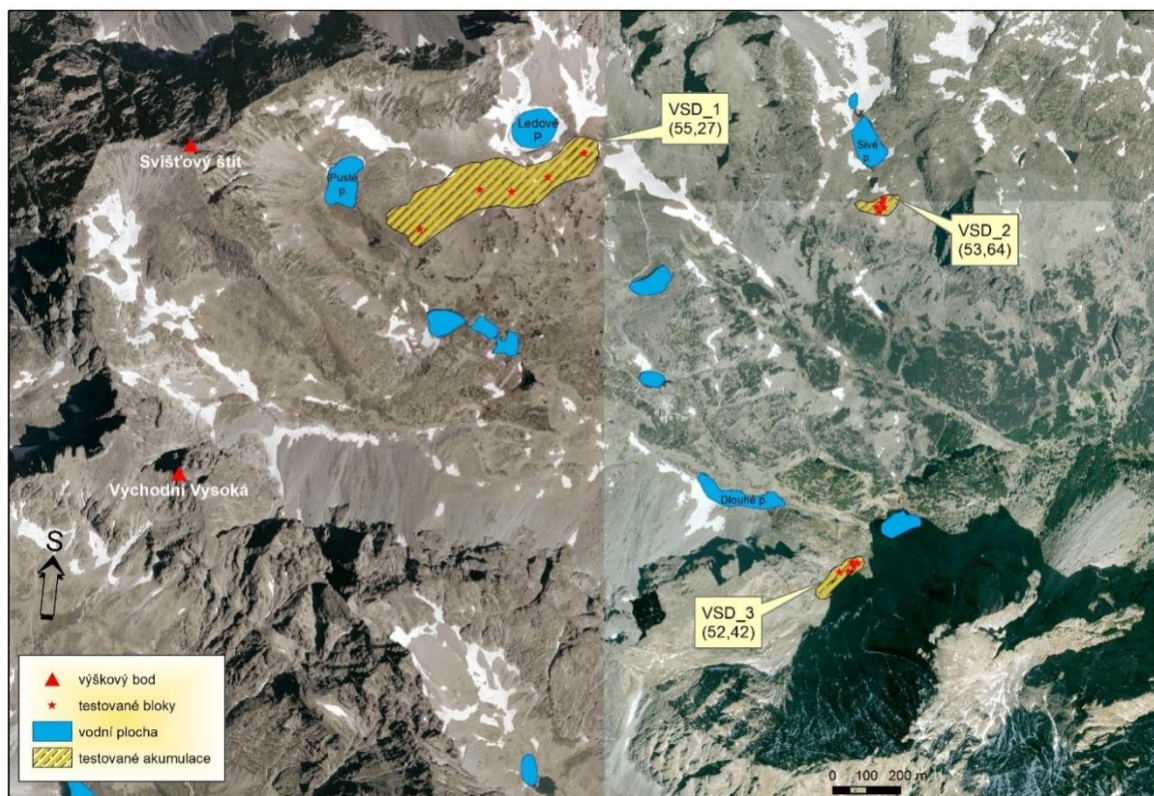


Obr. 6.3: Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Mengusovské doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Tab. 6.2: Signifikance rozdílů (na hladině významnosti  $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých lokalit v závěru Mengusovské doliny. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 6,5883 při daných stupních volnosti rovných 5.

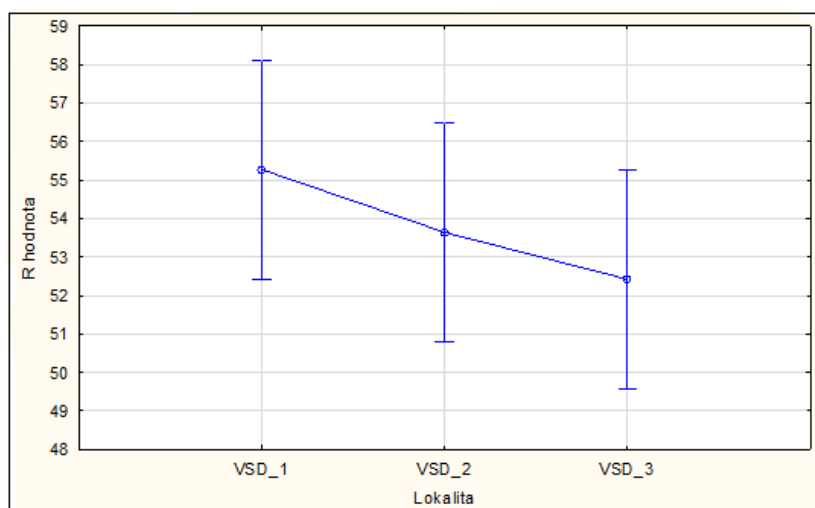
	MD_MH1	MD_MH2	MD_VH1	MD_VH2	MD_VH3	MD_ZP1
MD_MH1	x	0,003993	0,000017	0,009910	0,017846	0,214547
MD_MH2		x	0,039854	0,704994	0,527752	0,068282
MD_VH1			x	0,017325	0,009610	0,000428
MD_VH2				x	0,798893	0,140100
MD_VH3					x	0,216856
MD_ZP1						x

V závěru **Velké Studené doliny** (Varešková kotlinka a okolí Sivého plesa) byly testovány tři akumulace (obr. 6.4). Testovaná akumulace VSD\_1 představuje suťový val na druhém, vyšším karovém stupni hradící Ledové pleso. Nachází se v nadmořské výšce v rozmezí 2069–2100 m n. m.. Na této lokalitě byla naměřena nejvyšší průměrná R hodnota (55,27). Lokalitu VSD\_2 tvoří suťová akumulace nacházející se na hraně karu Sivých ples. Poslední testovaná akumulace VSD\_3 se nachází na dně karu nad Vareškovým plesem v nadmořské výšce 1888–1902 m n. m., pro měření byly vybrány bloky nacházející se na dně karu. Jedná se o lokalitu, kde byla naměřena nejnižší R hodnota (52,42).



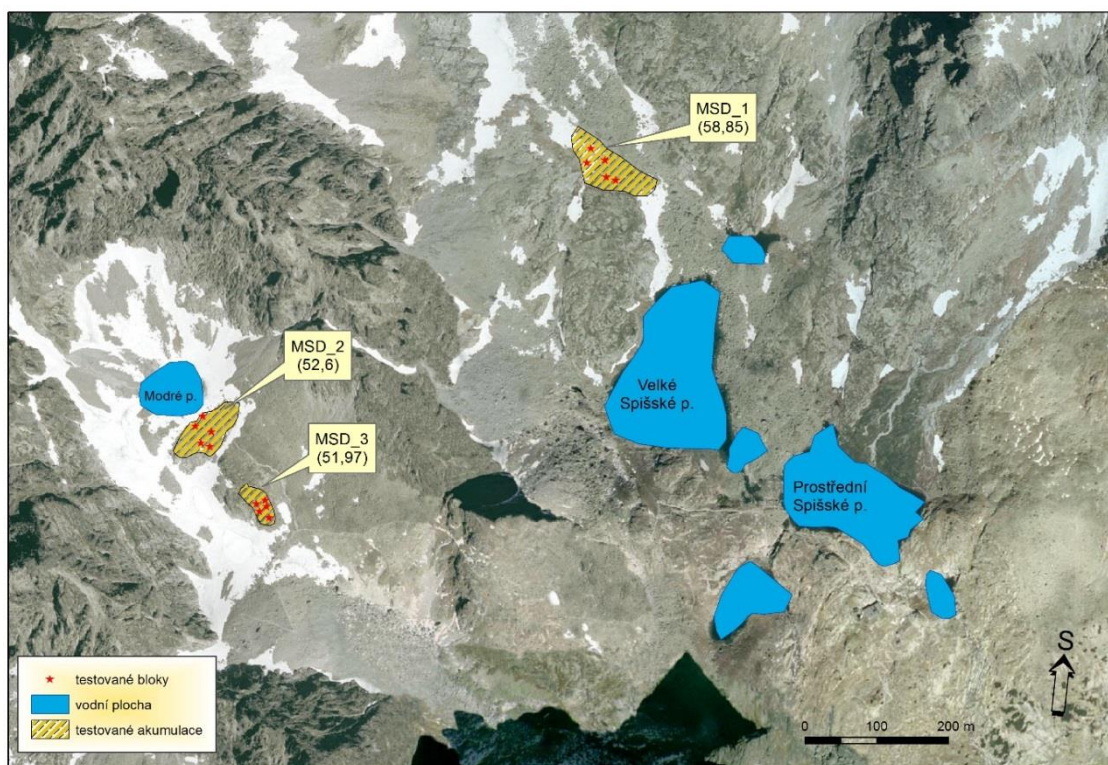
Obr. 6.4: Testované akumulace v závěru Velké Studené doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu

Výsledky analýzy rozptylu ukázaly, že mezi testovanými akumulacemi nejsou signifikantní rozdíly průměrných R hodnot (obr. 6.5).



Obr. 6.5: Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Velké Studené doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.

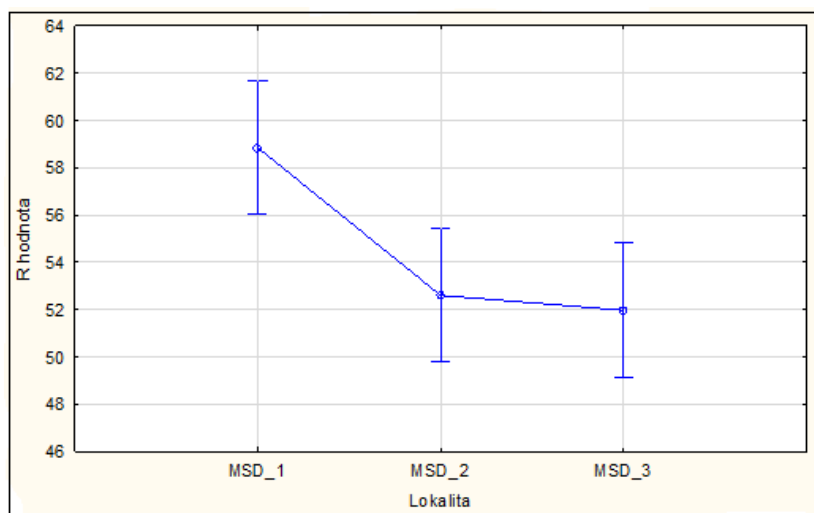
V závěru **Malé Studené doliny** (kotlina Pěti Spišských ples) byly vybrány tři akumulace pro provedení relativního datování pomocí Schmidt Hammeru (obr. 6.6). Na první lokalitě (MSD\_1) byly pro testování vybrány bloky nacházející se co nejbližší ose údolí. Na této lokalitě byla naměřena nejvyšší průměrná R hodnota (58,85), nachází se v nadmořské výšce v rozmezí 2069–2071 m n. m. Na druhé lokalitě (MSD\_2) byly testovány bloky pokrývající karový stupeň zahrazující Modré pleso. Třetí lokalitu (MSD\_3) nacházející se v nadmořské výšce 2145–2158 m n. m. reprezentuje druhý, nižší stupeň karu Modrého plesa. Nejnižší průměrná R hodnota (51,97) v rámci Malé Studené doliny byla naměřena na této lokalitě.



Obr. 6.6: Testované akumulace v závěru Malé Studené doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.

Výsledky analýzy rozptylu ukázaly, že z průměrných R hodnot testovaných akumulací v závěru Malé Studené doliny se signifikantně odlišuje lokalita MSD\_1 od ostatních lokalit (obr. 6.7). Zatímco mezi lokalitami MSD\_2 a MSD\_3 nebyl signifikantní rozdíl na dané hladině významnosti prokázán (tab. 6.3).



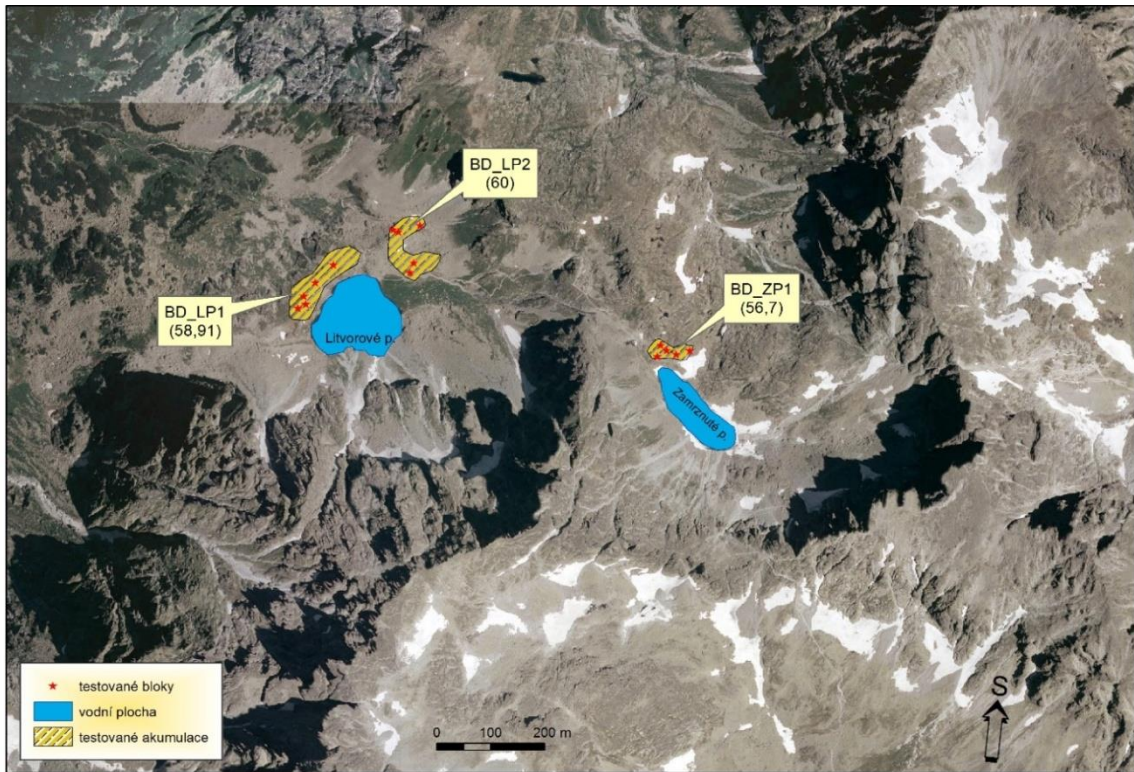


Obr. 6.7: Průměrné R hodnoty bloků testovaných morén v závěru Malé Studené doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Tab. 6.3: Signifikance rozdílů (na hladině významnosti  $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých lokalit v závěru Malé Studené doliny. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 8,574 při daných stupních volnosti rovných 2.

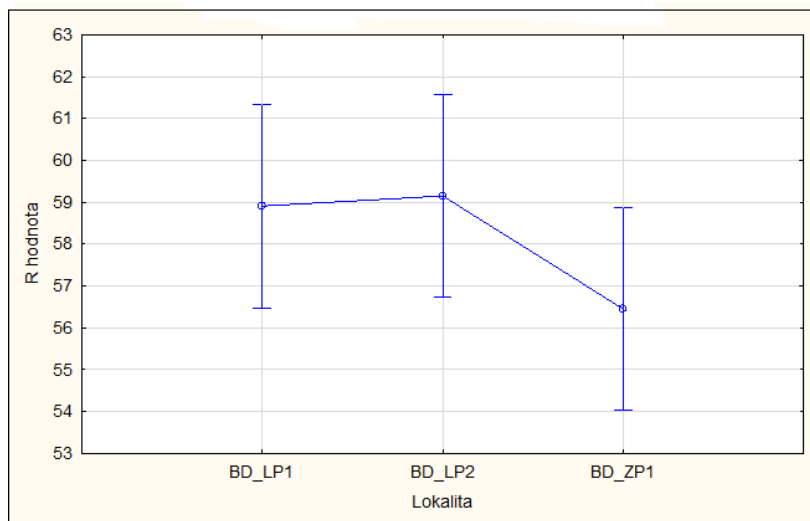
	MSD_1	MSD_2	MSD_3
MSD_1	x	0,005246	0,002795
MSD_2		x	0,737612
MSD_3			x

V závěrové části **Litvorové doliny** byly testovány celkem tři akumulace (obr. 6.8), dvě v oblasti Litvorového plesa (BD\_LP1 a BD\_LP2) a jedna v oblasti Zamrznutého plesa (BD\_ZP1). Lokalita BD\_LP1 reprezentuje morénový val hradící Litvorové pleso od severozápadu. Na lokalitě BD\_LP2 byla naměřena nejvyšší průměrná R hodnota (60), tato testovaná akumulace reprezentuje mladší morénový val. Poslední lokalitu BD\_ZP1 reprezentuje morénový val hradící Zamrznuté pleso. Na této lokalitě byla naměřena nejnižší R hodnota (56,7), testovaná akumulace se nachází v nadmořské výšce 2047–2068 m n. m.



Obr. 6.8: Testované morény v závěru Litvorové doliny. Hodnota v závorce pod označením testované akumulace značí naměřenou průměrnou R hodnotu pro danou lokalitu.

Výsledky analýzy rozptylu ukázaly, že mezi testovanými morény není signifikantní rozdíl průměrných R hodnot (obr. 6.9, tab. 6.4).



Obr. 6.9: Průměrné R hodnoty bloků jednotlivých testovaných akumulací v závěru Litvorové doliny. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Tab. 6.4: Signifikance rozdílů (na hladině významnosti  $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami bloků jednotlivých testovaných akumulací v závěru Litvorové doliny. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 1,7967 při daných stupních volnosti rovných 2.

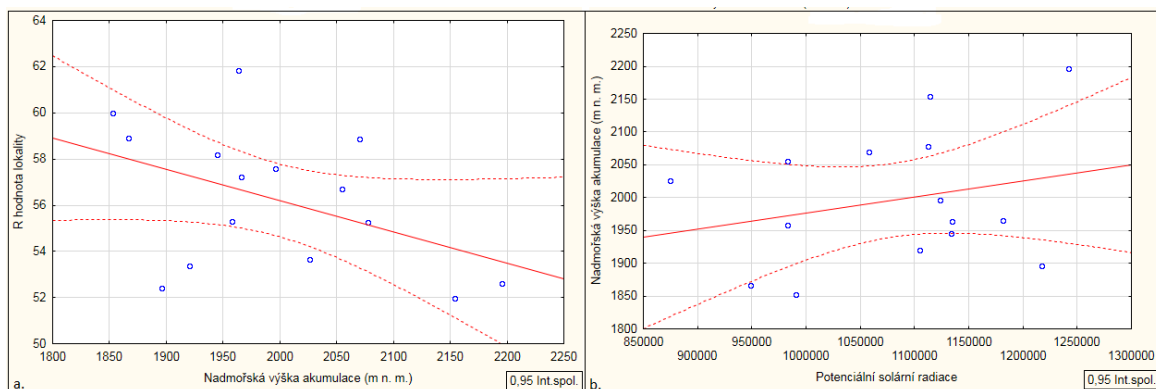
	BD_LP1	BD_LP2	BD_ZP1
BD_LP1	x	0,881543	0,144674
BD_LP2		x	0,112506
BD_ZP1			x

## 6.2 Vliv environmentálních faktorů na naměřené R hodnoty

Testované akumulace se nacházejí v nadmořských výškách v rozmezí od 1800–2210 m n. m., mají rozdílnou orientaci vůči světovým stranám a rozdílný příkon slunečního záření (tab. 6.1). Testovaná akumulace MSD\_2 reprezentuje nejvýše položenou akumulaci v zájmovém území (2177–2210 m n. m.), naopak testovaná akumulace BD\_LP2 se nachází v nejnižších nadmořských výškách, a to v rozmezí od 1800–1876 m n. m.. Příkon slunečního záření lze vyjádřit hodnotami potenciální solární radiace, které se pro testované akumulace nacházejí v rozmezí od 874933–1241991 kWh\* m<sup>2</sup>/rok. Nejvyšší hodnoty potenciální solární radiace vykazují akumulace s J orientací, naopak nejmenší hodnoty mají akumulace s V orientací. Vzájemné vztahy mezi naměřenými R hodnotami a environmentálními charakteristikami byly posuzovány pomocí Pearsonova korelačního koeficientu. Mezi jednotlivými charakteristikami a R hodnotami nebyly prokázány žádné signifikantní korelace, příčinou je pravděpodobně malý soubor dat (15 akumulací). Záporná korelace byla prokázána mezi R hodnotou a nadmořskou výškou testované akumulace, naopak kladná korelace byla prokázána mezi nadmořskou výškou a potenciální solární radiací testované akumulace (tab. 6. 5, obr. 6.10).

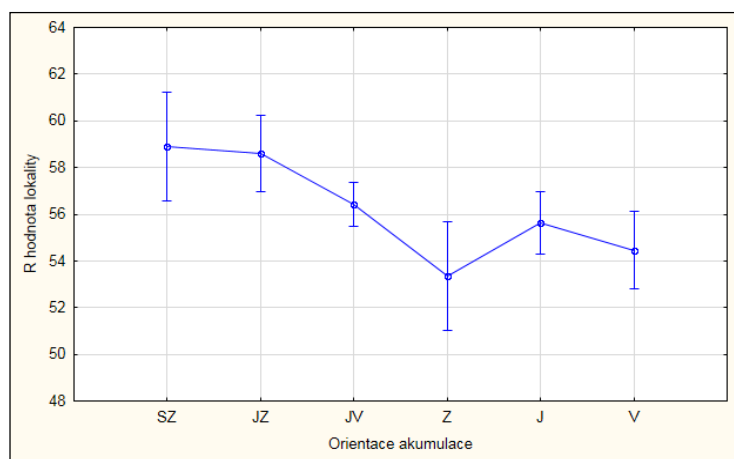
Tab. 6.5: Vztahy mezi průměrnou R hodnotou, nadmořskou výškou a potenciální solární radiací testovaných akumulací vyjádřené Pearsonovým korelačním koeficientem ( $r$ ).

	Nadmořská výška akumulace (m n. m.)	R hodnota akumulace	Potenciální solární radiace ak.
Nadmořská výška akumulace (m n. m.)	1,000000	-0,445011	0,253403
R hodnota akumulace	-0,445011	1,000000	-0,215234
Potenciální solární radiace ak.	0,253403	-0,215234	1,000000



Obr. 6.10: Bodový graf korelací mezi R hodnotou a nadmořskou výškou testované akumulace (a.) a mezi nadmořskou výškou a potenciální solární radiací testované akumulace (b).

Pomocí analýzy rozptylu byla zjišťována rozdílnost průměrných R hodnot testovaných akumulací v závislosti na orientaci akumulace. Nejvyšší průměrné R hodnoty byly naměřeny u akumulací se SZ a JZ orientací (obr. 6.11), u kterých bylo prokázáno nejvíce signifikantních rozdílů od ostatních testovaných akumulací (tab. 6.6). Naopak nejmenší průměrné R hodnoty byly naměřeny u akumulací se Z a V orientací.



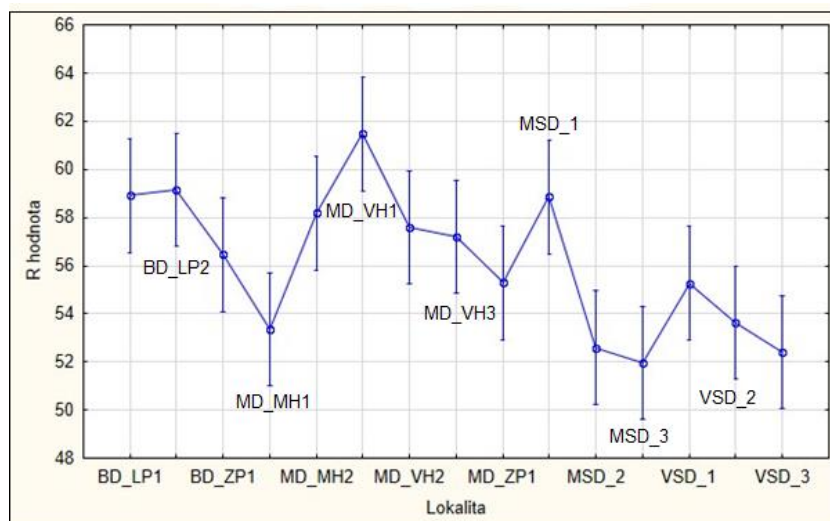
Obr. 6.11: Průměrné R hodnoty testovaných morén s rozdílnou orientací vůči světovým stranám. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.



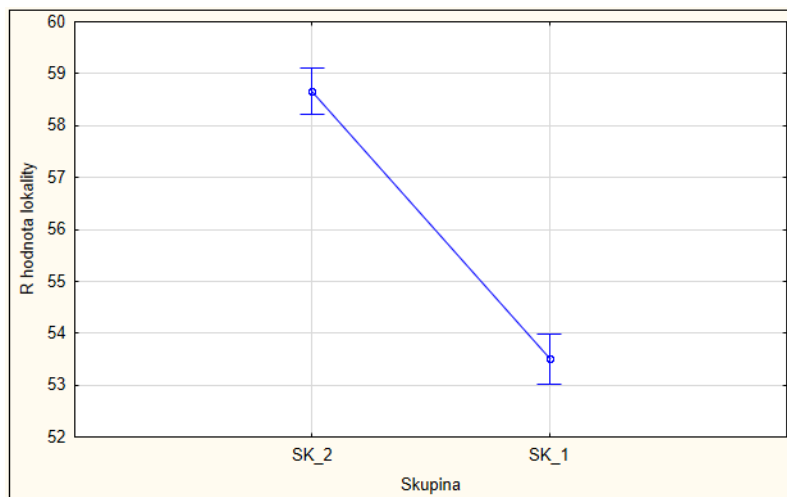
Tab. 6.6: Signifikance rozdílů (na hladině významnosti  $p=0,05$ ) mezi průměrnými R hodnotami testovaných morén dle orientace vůči světovým stranám. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 4,9911 při daných stupních volnosti rovných 5.

	SZ	JZ	JV	Z	J	V
SZ	x	0,832502	0,054512	0,001331	0,017864	0,002793
JZ		x	0,026391	0,000504	0,006915	0,000727
JV			x	0,017962	0,333201	0,042801
Z				x	0,099260	0,448552
J					x	0,279046
V						x

Na základě signifikantních rozdílů mezi R hodnotami (obr. 6.12, tab. 6.7) testovaných akumulací lze v celém souboru dat vymezit dvě skupiny (SK\_1 a SK\_2). Průměrné R hodnoty testovaných akumulací SK\_1 jsou signifikantně nižší ( $F(1,73)=240,9$ ,  $p<0,0001$ ) než R hodnoty naměřené na akumulacích SK\_2 (obr. 6.13).



Obr. 6.12: Průměrné R hodnoty testovaných bloků na jednotlivých lokalitách (testovaných akumulacích). Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti. Pozn. zkratky značí názvy jednotlivých testovaných akumulací Popis akumulací je uveden na začátku podkapitoly 6.1.



*Obr. 6.13: Průměrné R hodnoty testovaných akumulací mezi dvěma skupinami testovaných akumulací. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.*

	BD_LP1	BD_LP2	BD_ZP1	MD_MH1	MD_MH2	MD_VH1	MD_VH2	MD_VH3	MD_ZP1	MSD_1	MSD_2	MSD_3	VSD_1	VSD_2	VSD_3
BD_LP1	x	0,885845	0,144693	0,001471	0,662575	0,129338	0,434405	0,311240	0,033610	0,972049	0,000351	0,000100	0,032678	0,002430	0,000247
BD_LP2		x	0,110053	0,000946	0,562273	0,168551	0,355517	0,248463	0,023829	0,858259	0,000219	0,000061	0,023141	0,001582	0,000153
BD_ZP1			x	0,068329	0,302852	0,003756	0,492330	0,649639	0,488590	0,154330	0,024179	0,009209	0,481156	0,096693	0,018523
MD_MH1				x	0,005273	0,000008	0,013444	0,024179	0,250883	0,001636	0,649639	0,407022	0,255773	0,866988	0,574392
MD_MH2					x	0,052712	0,728742	0,562273	0,087677	0,688126	0,001393	0,000426	0,085558	0,008361	0,001000
MD_VH1						x	0,023483	0,013034	0,000452	0,120965	0,000002	0,000000	0,000434	0,000015	0,000001
MD_VH2							x	0,815562	0,170365	0,455128	0,003887	0,001271	0,166752	0,020564	0,002847
MD_VH3								x	0,253319	0,328066	0,007463	0,002562	0,248463	0,036044	0,005545
MD_ZP1									x	0,036476	0,111349	0,050655	0,990454	0,325566	0,089840
MSD_1										x	0,000393	0,000112	0,035474	0,002694	0,000277
MSD_2											x	0,706425	0,113977	0,534498	0,914252
MSD_3												x	0,052018	0,319784	0,787835
VSD_1													x	0,331418	0,092046
VSD_2														x	0,466479
VSD_3															x

Tab. 6.7: Signifikance rozdílů mezi průměrymi R hodnotami na hladině významnosti  $p=0,05$  mezi testovanými bloky u jednotlivých lokalit. Signifikantní rozdíly prokázané na dané hladině významnosti jsou zvýrazněny červeně. Hodnota F-statistiky (F-testu) je 6,1473 při daných stupních volnosti 14.

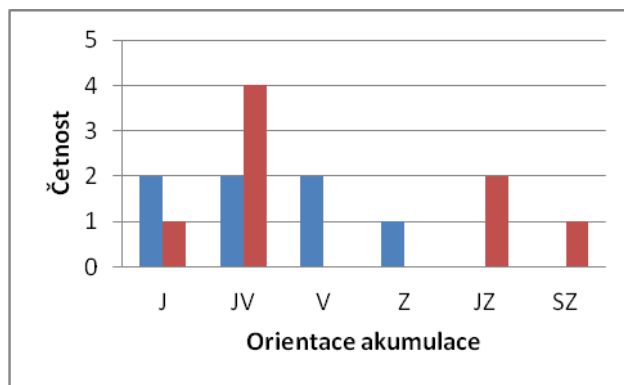
První skupinu (SK\_1) tvoří 7 akumulací, u kterých byly naměřeny R hodnoty v rozmezí  $53,5 \pm 1,2$  (tab. 6.7). Druhou skupinu (SK\_2) tvoří 8 akumulací s R hodnotami  $58,6 \pm 1,5$  (tab. 6.9). Testované akumulace v rámci jednotlivých skupin mají rozdílné orientace, nejvíce jsou zastoupeny akumulace s JV orientací u skupiny SK\_2 (obr. 6.14).

Tab. 6.8: Environmentální charakteristiky testovaných akumulací skupiny SK\_1.

Lokalita	Nadmořská výška (m n.m.)	R hodnota	Orientace vůči svět. stranám	Potenciální solární radiace (kWh*m <sup>2</sup> /rok)
MSD_2	2177-2210	52,6	J	1241991,38
MSD_3	2146-2158	51,97	JV	1113953,73
VSD_1	2070-2100	55,27	V	1112625,93
VSD_2	2022-2031	53,64	V	874933,56
VSD_3	1888-1902	52,42	J	1217518,19
MD_MH1	1919-1921	53,36	Z	1105061,36
MD_ZP1	1956-1959	55,29	JV	982826,42

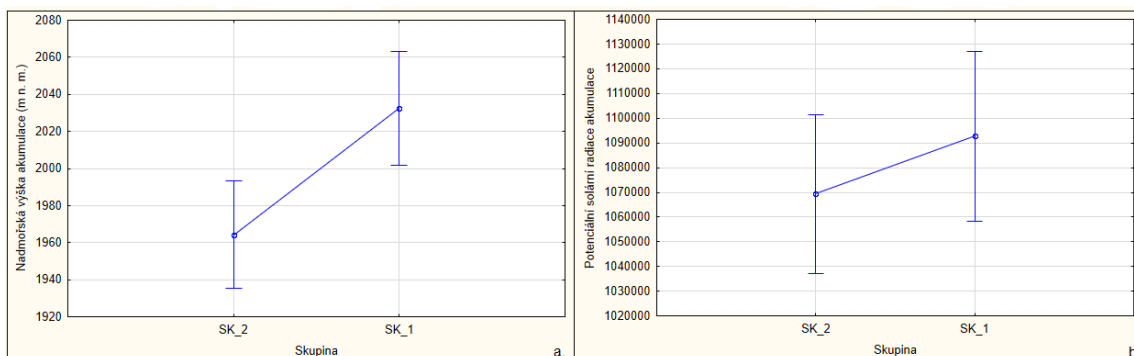
Tab. 6.9: Environmentální charakteristiky testovaných akumulací skupiny SK\_2.

Lokalita	Nadmořská výška (m n.m.)	R hodnota	Orientace vůči svět. stranám	Potenciální solární radiace (kWh*m <sup>2</sup> /rok)
BD_LP1	1860-1871	58,91	SZ	948972,01
BD_LP2	1800-1876	60,00	JZ	990530,21
BD_ZP1	2047 - 2068	56,7	JV	982826,42
MD_VH1	1960-1971	61,85	J	1134782,69
MD_VH2	2022-2031	57,60	JV	1123914,16
MD_VH3	1958-1974	57,21	JZ	1181518,75
MD_MH2	1937-1958	58,18	JV	1134221,08
MSD_1	2069-2071	58,85	JV	1057783,64



Obr. 6.14: Počet testovaných akumulací v rámci jednotlivých kategorií orientace vůči světovým stranám. Modře jsou zvýrazněny akumulace skupiny SK\_1, červeně jsou zvýrazněny akumulace skupiny SK\_2.

Pomocí analýzy rozptylu byly posuzovány rozdíly v environmentálních charakteristikách, které jsou kvantitativně vyjádřeny (nadmořská výška, potenciální solární radiace) mezi dvěma skupinami akumulací SK\_1 a SK\_2. Signifikantní rozdíly byly prokázány u nadmořských výšek ( $F(1, 73) = 10,16$ ,  $p = 0,002109$ ), naopak nebyly prokázány v hodnotách potenciální solární radiace, nicméně vyšší průměrné hodnoty odpovídají skupině SK\_1 (obr. 6.15).



Obr. 6.15: Průměrná nadmořská výška (a.) a průměrná potenciální solární radiace (b) pro skupiny akumulací SK\_1 a SK\_2. Vertikální sloupce zobrazují 95% interval spolehlivosti.

## 7 Diskuze

### 7.1 Posouzení vlivu environmentálních faktorů na naměřené R hodnoty

Na variabilitě R hodnot testovaných akumulací se mohou podílet i odlišné zvětrávací podmínky v jednotlivých údolních uzávěrech. Testované akumulace se nacházejí v různých nadmořských výškách v rozmezí od 1860–2210 m n. m., mají rozdílnou orientaci a s tím také spojený rozdílný přísun slunečního záření. Pomocí korelační analýzy bylo prokázáno, že s narůstající nadmořskou výškou klesá naměřená R hodnota. Za předpokladu, že testované akumulace jsou stejně staré lze tvrdit, že ve vyšších nadmořských výškách je díky extrémnějším mikroklimatickým podmínkám větší intenzita zvětrávání. Toto tvrzení lze doložit na lokalitách v závěru Litvorové doliny. Na níže položených lokalitách BD\_LP1, resp. BD\_LP2 (v 1866, resp. 1852 m n. m.) byly naměřeny vyšší R hodnoty ( $R=58$ , resp.  $60$ ) než na lokalitě BD\_ZP1 ( $R=56,7$ ) nacházející se ve 2054 m n. m. Tento fakt potvrzuje i práce Loweho a Walkera (1997), kteří dokumentovali různou intenzitu zvětrávání s měnící se nadmořskou výškou, avšak bez konkrétních příkladů změn intenzity zvětrávání. Extrémnější mikroklimatické podmínky podmiňují větší intenzitu zejména fyzikálního zvětrávání. Další změny v intenzitě zvětrávání souvisejí s delší dobou trvání sněhové pokrývky a následným táním sněhu, které více podmiňují chemické zvětrávání (Hall, 1993). Tyto změny však nejsou podmíněny pouze nadmořskou výškou, důležitá je i orientace vůči světovým stranám (Hall, 1993).

Důležitou roli hraje přísun slunečního záření (ovlivňující teplotu testovaného povrchu), který lze aproximovat hodnotami potenciální solární radiace. Příjem slunečního záření je symetrický podle osy sever- jih, avšak rozložení teplot symetrické není. Svahy osluněné odpoledne mají větší maximální teploty než svahy osluněné ráno, a tak je dosaženo maximálních teplot u JZ orientovaných svahů a minimálních teplot u svahů se SV orientací (McCune, 2007).

Na základě analýzy rozptylu bylo možné posoudit vliv rozdílné orientace testovaných akumulací na naměřené R hodnoty. Nejvyšší průměrné R hodnoty byly naměřeny u akumulací se SZ a překvapivě s JZ orientací. V zájmovém území jsou tři akumulace s těmito orientacemi, dvě z nich (BD\_LP2 s JZ orientací a BD\_LP1 se SZ orientací) se nacházejí v závěru Litvorové doliny (na severním úbočí Vysokých Tater), kde panovaly nejpříhodnější podmínky (zastíněný kar s převládající SZ orientací) pro formaci ledovců i během posledního chladného výkyvu (mladší dryas: 12,9–11,5 ka; Klapyta,

2013) a tak lze předpokládat, že na základě naměřených R hodnot patří tyto akumulace k nejmladším akumulacím v zájmovém území. Třetí lokalitu (MD\_VH3) reprezentuje akumulace na nižším skalním prahu Z od Velkého Hincova plesa. Nejmenší průměrné R hodnoty byly naměřeny u akumulací se Z orientací. Díky průměrně vyšším teplotám svahů se Z orientací (oproti svahům se S a V orientací) lze předpokládat, že na těchto lokalitách došlo k odlednění dřív v porovnání s ostatními lokalitami. Avšak v zájmovém území se nachází pouze jedna lokalita se západní orientací (MD\_MH1), nízké R hodnoty na této lokalitě mohou být způsobeny větším stupněm zvětrání testovaných bloků, kdy vyšší teploty skalních povrchů zvyšují intenzitu termálního zvětrávání (Summerfield, 1991). V oblastech s „teplejší“ orientací (J-Z) má větší efektivitu chemické a termální zvětrávání, zatímco v chladných podmínkách (oblasti se S a V orientací) dominuje fyzikální zvětrávání (Summerfield, 1991). Nelze jednoznačně určit, u které orientaci je zvětrávání nejintenzivnější, jelikož u každé orientace dominuje jiný typ zvětrávání.

## 7.2 Relativní datování

Rozdíly v průměrných R hodnotách testovaných akumulací ( $R=51,97-61,85$ ) lze přisoudit odlišnému stáří testovaných akumulací, avšak za předpokladu, že Schmidt Hammer je schopen zachytit rozdíly mezi takto mladými akumulacemi. Výzkum holocenních glacigenních akumulací (5000 let BP) Winklera *et al.* (2005) dokumentuje, že maximální časové rozlišení, kterého je Schmidt Hammer schopen, je 200 až 300 let. Proti tomu jsou názory, že metoda Schmidt Hammer testu je vhodná pouze pro rozlišení míst odledněných během Malé doby ledové od míst odledněných během posledního glaciálu a ranního holocénu (McCarroll & Nesje, 1993 in Goudie, 2006).

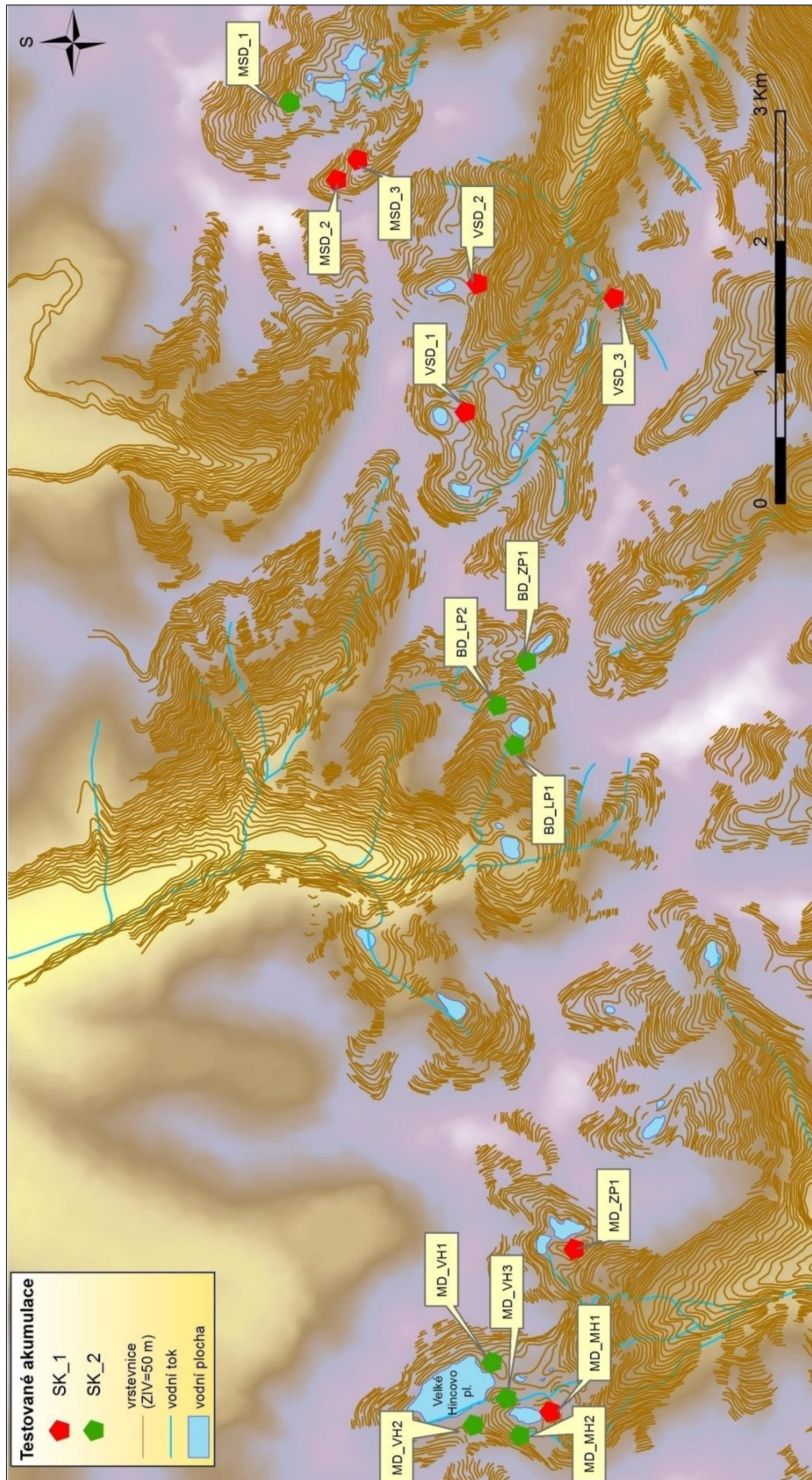
R hodnoty naměřené na stejně starých akumulacích mohou vykazovat značnou variabilitu. Böhlert *et al.* (2011) aplikoval Schmidt Hammer na morény z období pozdního glaciálu a počátku holocénu v oblasti východního Švýcarska (Albula region). Naměřené R hodnoty pro akumulace z období mladšího dryasu (stadiál egesen v alpské terminologii,  $10,7\pm 0,9$  ka BP) byly v rozmezí od 36,8–41. Velmi podobné R hodnoty získal Shakesby *et al.* (2006) ve své studii z jižního Norska, kdy pro glacigenní akumulace z období mladšího dryasu až preboreálu byly naměřené R hodnoty v rozmezí 34,2–42,8. V další studii z oblasti Krkonoš Engel *et al.* (2014) naměřil pro morénu vzniklou během období mladšího dryasu R hodnoty v rozmezí od 40,8–44,3. Rozdíly v průměrných R hodnotách na testovaných akumulacích stejného stáří mohou být dané rozdílnou geografickou polohou, a tedy rozdílnými podmínkami pro zvětrávání, rozdílnými litologickými



vlastnostmi testovaných bloků nebo rozdílným metodickým postupem měření (a rozdílným typem použitého Schmidt Hammeru). A proto je důležité pro porovnání naměřených R hodnot vybrat data, která byla získána stejným metodickým postupem v zájmové oblasti, kde panují stejné environmentální podmínky (nadmořská výška, průměrné roční teploty a úhrny srážek a akumulace sněhu).

Hodnoty směrodatných odchylek R hodnot na jednotlivých lokalitách v zájmovém území nabývají poměrně vysokých hodnot. Největší směrodatné odchylky byly zjištěny u lokality VSD\_2 (7,747) a MSD\_1 (7,216). Lokalita VSD\_2 reprezentuje pozůstatek morénového valu na hraně karu Sivých ples. Lokalita MSD\_1 reprezentuje akumulaci z ostrohranných bloků nacházející se blízko osy údolí. Naopak nejmenší směrodatná odchylka byla naměřena u lokality BD\_LP2 (3,497), která reprezentuje mladší morénový val v blízkosti Litvorového plesa. Vyšší hodnoty směrodatných odchylek mohou být způsobeny testováním bloků odlišného stáří či odlišného genetického původu. I za předpokladu, že testované bloky byly vybírány primárně v nejvyšších partiích morénového valu, je možné připustit, že se mezi testovanými bloky vyskytl blok odlišného genetického původu (např. ze skalního říčení). V případě lokality VSD\_2, resp. MSD\_1 byl do výpočtu výsledné R hodnoty brán blok s výrazně nižší R hodnotou ( $R=49,4$ , resp.  $R=50,8$ ), což významně navýšilo hodnotu směrodatných odchylek.

Na základě signifikantních rozdílů mezi naměřenými R hodnotami testovaných akumulací byly tyto akumulace rozděleny do dvou skupin (SK\_1 a SK\_2; obr. 7.1). Mezi vymezenými skupinami byl prokázán signifikantní rozdíl v hodnotách nadmořských výšek, kdy akumulace SK\_1 se nacházejí ve vyšších nadmořských výškách oproti akumulacím SK\_2. V hodnotách potenciální solární radiace nebyl signifikantní rozdíl mezi skupinami prokázán, přestože u skupiny SK\_2 jsou průměrné hodnoty potenciální solární radiace nižší v porovnání se skupinou SK\_1. Příčinou této odlišnosti může být i rozdílná okolní topografie testovaných akumulací (např. větší zastínění u lokalit skupiny SK\_2) a rozdílné sklonitostní poměry a orientace testovaných akumulací vůči světovým stranám. Na základě těchto skutečností lze tvrdit, že nadmořská výška více determinuje rozdělení akumulací do skupin než hodnoty potenciální solární radiace. Avšak je nutné zdůraznit, že rozdíl průměrných nadmořských výšek mezi oběma skupinami je pouze 70 m a rozpětí nadmořských výšek se značně překrývá (tab. 7.1). Skupiny akumulací nelze rozlišit ani na základě rozdílné orientace (severní versus jižní orientace), jelikož orientace téměř všech akumulací se pohybuje v rozsahu JV-JZ, výjimkou je jediná lokalita se SZ orientací (BD\_LP1 ze skupiny SK\_2).



Obr. 7.1: Rozdělení testovaných akumulací na základě odlišné R hodnoty: SK\_1 = 53,5±1,3 a SK\_2 = 58,6±1,5

Naměřené R hodnoty na akumulacích v zájmových lokalitách se prokazatelně odlišují od R hodnot naměřených na glacienních akumulacích v dolních částech údolí. Mida (2011) ve své diplomové práci určoval R hodnoty glacienních akumulací v Batizovské (B\_L1 až B\_L3) a Velické dolině (V\_L2 až V\_L5), naměřené R hodnoty pro akumulace ze starších chladných výkyvů posledního zalednění jsou výrazně nižší, než R hodnoty naměřené na glacienních akumulacích v této práci (SK\_1 a SK\_2; tab. 7.1).

Tab. 7.1: Průměrné R hodnoty a nadmořské výšky glacienních akumulací reprezentující starší chladné výkyvy posledního zalednění (Mida, 2011).

Lokalita	Nadmořská výška (m n. m.)	R hodnota (průměr)	Stadiál podle Lukniše (1973)
B_L1	1080	38,73	C
B_L2	1030	37,83	B
B_L3	1270	36,76	A
V_L2	1250	37,58	B
V_L3	1525	35,95	A
V_L4	1565	41,1	D
V_L5	1670	43,3	E1
SK_1	1896-2195	53,51	W/H
SK_2	1852-2070	58,66	W/H

Studie Engela *et al.* (2015), přinášející nejnovější výsledky radiometrického datování z oblasti Velké a Malé Studené doliny, také dokumentuje nižší R hodnoty v dolních částech dolin. Např. R hodnota=38,5 byla naměřena na koncové moréně z období posledního glaciálního maxima (LGM). Další R hodnoty morén, dokumentující postup zalednění po období LGM, jsou v rozmezí od 34,2-39 (Engel *et al.*, 2015).

Klapyta (2013), ve své studii ze Západních Tater, aplikoval Schmidt Hammer na glacienní akumulace z období posledního glaciálního maxima (LGM:  $R=40,1\pm 1,1$ ) a z třech fází pozdního glaciálu (LG1:  $R=46\pm 0,5$ ; LG2:  $R=53,5\pm 1$  a LG3:  $R=60,5\pm 0,3$ ). Na základě podobnosti výsledných R hodnot akumulací z Klapytovy studie lze zařadit vznik testovaných akumulací v této práci do posledních dvou fází pozdního glaciálu (LG2 a LG3). Toto srovnání vyvrací Luknišovo (1973) zařazení testovaných akumulací do období konce posledního zalednění s přesahem do holocénu (viz tab. 3.2). Avšak porovnání (zařazení vzniku testovaných akumulací) s Klapytovou studií (2013) je jen velmi přibližné, a i když testované bloky odpovídají stejnému litologickému složení (granodiorit), lokality se odlišují v environmentálních charakteristikách (nižší nadmořské výšky, rozdílné mikroklimatické podmínky a odlišná konfigurace okolního reliéfu).

Absolutně nejvyšší R hodnotu v zájmovém území reprezentuje čelní moréna před Velkým Hincovým plesem (MD\_VH1,  $R=61,85$ ) v závěru Mengusovské doliny.

Pozůstatky této čelní morény se nacházejí v nadmořské výšce v rozmezí 1960-1996 m n. m. a má jižní orientaci. Vyšší průměrná R hodnota na této lokalitě může být způsobena specifickými petrologickými vlastnostmi testovaných bloků, které mají rozdílnou (jemnozrnnou) texturu oproti ostatním testovaným blokům. Podobně vysoké R hodnoty byly naměřeny i na dalších lokalitách, a to v závěru Litvorové doliny (lokality BD\_LP1 a BD\_LP2), v závěru Malé Studené doliny na lokalitě MSD\_1 a na dalších třech lokalitách v závěru Mengusovské doliny (lokality MD\_MH2, MD\_VH2 a MD\_VH3). Překvapivě vysoká R hodnota (MSD\_1, R=58,85) byla naměřena na jediné lokalitě v závěru Malé Studené doliny. Na základě výsledků současně probíhajícího výzkumu lze tuto akumulaci označit za reliktní kamenný ledovec (ústní sdělení, Uxa, T., student PřF UK, Albertov 6, Praha 2, 128 00, 31.7.2015). Vyšší R hodnoty v okolí Velkého Hincova plesa lze přisoudit delšímu přetrvání ledovce oproti jiným lokalitám. Závěr Mengusovské doliny představuje jeden z nejrozsáhlejších karových amfiteátrů ve Vysokých Tatrách, přičemž velikost karu je přímo ovlivňována velikostí zalednění (větší ledovce více modelují původní reliéf a naopak, čím je zdrojová oblast větší, tím větší ledovec může vzniknout; Křížek & Mida, 2013). O mohutnosti zalednění vypovídá i poloha koncových morén, která značí maximální dosah ledovce. Koncová moréna ledovce Mengusovské doliny z období posledního glaciálu se nachází v nadmořské výšce 915 m n. m., což odpovídá velmi rozsáhlému zalednění (délka údolního ledovce byla 10,7 km). Nižší dosah (835 m n. m.) byl zaznamenán pouze u ledovce Studených dolin s přibližnou délkou ledovce odpovídající 9,8 km. Nižší dosah ledovce byl ovlivněn více strmými spádovými poměry Velké a Malé Studené doliny (v porovnání s Mengusovskou dolinou). S narůstající plochou ledovce roste i jeho tepelná kapacita (větší ledovce mají pomalejší odezvu na změnu klimatických podmínek) a tak lze předpokládat, že finální aktivita ledovce v závěru Mengusovské doliny trvala déle, než např. v údolním uzávěru Malé Studené doliny a v dalších údolních uzávěrech na jižním úbočí pohoří. Závěr Litvorové doliny představuje jedinou lokalitu ze severního úbočí Vysokých Tater s převládající orientací k severozápadu. Příznivá orientace mohla mít zásadní vliv na delší přetrvání ledovců / formaci ledovců i během poslední chladné fáze posledního zalednění (podobně jako v Krkonoších; Engel *et al*, 2014). Na poslední lokalitě (BD\_ZP1) byla naměřena nižší R hodnota (56,7) v porovnání s ostatními lokalitami v tomto údolním uzávěru (R=58 a 60). Nižší R hodnota může být způsobena vyšší nadmořskou výškou lokality, kde díky extrémnějším mikroklimatickým podmínkám panuje větší míra zvětrávání. Tyto lokality (skupiny SK\_2) reprezentují nejmladší glacienní akumulace v oblasti Vysokých Tater. Na základě hodnoty průměrných R hodnot

lze tyto testované akumulace zařadit do poslední chladné fáze pozdního glaciálu LG3 dle Klapyty (2013), tedy do období mladšího dryasu (12,9–11,5 ka BP).

Absolutně nejnižší R hodnota byla naměřena na lokalitě MSD\_3 (51,97), která reprezentuje morénu na druhém nižším stupni karu Modrého plesa v závěru Malé Studené doliny. Nachází se v nadmořské výšce 2146–2158 m n. m., má jihovýchodní orientaci. Podobné R hodnoty byly naměřeny na lokalitách VSD\_3 (52,42.), VSD\_2 (53,67) a MSD\_2 (53,35). Nízké R hodnoty byly naměřeny i u dvou lokalit v závěru Mengusovské doliny, a to na lokalitě MD\_MH1 (53,36) a MD\_ZP1 (R=55,29). Je velmi pravděpodobné, že v období, kdy v okolí Hincových ples přetrvával ledovec, v oblasti karu Žabích ples (lokalita MD\_ZP1) se díky kombinaci nepříznivé orientace a nižší nadmořské výšky karu ledovec již nevyskytoval. Naměřené R hodnoty na lokalitách v karu Velké a Malé Studené doliny jsou překvapivě nízké. Na základě skutečnosti, že oba kary mají největší plochu nad 2000 m n. m., tj. nejvýše položenou vyživovací oblast v porovnání s ostatními kary ve Vysokých Tatrách, by se dalo předpokládat, že ledovce zde přetrvávají déle než v jiných údolních uzávěrech. Navíc kar Velké Studené doliny má příhodnější orientaci, jelikož je z velké části zastíněn rozsochou Slavkovského štítu. I přes tyto skutečnosti zde byly naměřeny nejnižší R hodnoty. Na základě průměrných R hodnot lze předpokládat, že vznik těchto testovaných akumulací koresponduje s fází LG2 v Západních Tatrách dle Klapyty (2013), který koresponduje s fází „Dwoisty Staw“ na severním úbočí Vysokých Tater (období staršího dryasu, 16,5–13,7 ka BP; Baumgart-Kotarba&Baumgart, 2001).

## **7.1 Průběh deglaciace v oblasti Vysokých Tater a v dalších pohořích Evropy**

Přechod z glaciálních podmínek LGM do současného interglaciálního období byl charakterizován všeobecným ústupem ledovců, který byl přerušen sérií chladných oscilací a s nimi spojenými postupy ledovců. V oblasti Vysokých Tater byly zaznamenány dva významné chladné výkyvy, a to v období přibližně před 17 tisíci lety (starší dryas) a v období před 12 tisíci lety (mladší dryas) (Makos *et al.*, 2013a). Obě chladné oscilace se projeví i v jiných horských oblastech Evropy, např. v oblasti východních Alp (stadiál gschnitz a egesen; Ivy-Ochs *et al.*, 2008), kde byly zaznamenány významné postupy ledovců do údolí. Naopak v oblasti Vysokých Tater nebyly chladné výkyvy natolik výrazné, aby došlo k vývoji větších údolních ledovců (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001). Studie Engela *et al.* (2015) dokumentuje, že v období přibližně před 15,5 tisíci lety

se nacházel v závěru Velké Studené doliny karový ledovec. Jinak tomu bylo v oblasti Malé Studené doliny, kde byl ledovec větší a přesáhl hranice karu. Po odeznění chladné oscilace staršího dryasu došlo pravděpodobně k uložení morén skupiny SK\_1.

V období mladšího dryasu byly ledovce soustředěny pouze v karových uzávěrech dolin (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 2001, Engel *et al.*, 2015), kde došlo k uložení nejmladších glacigenních akumulací (skupina morén SK\_2). Na základě vyšších R hodnot morén skupiny SK\_2 lze usuzovat, že k finální deglaciaci v závěru Litvorové doliny a v závěru Mengusovské doliny došlo později oproti karům Velké a Malé Studené doliny. Obdobně tomu tak bylo i v oblasti Krkonoš, kde došlo k formování ledovců pouze v severně orientovaných karech (př. Velká Sněžná jáma), zatímco v jižně orientovaných karech se vyskytovala pouze sněžná pole (Úpská jáma; Engel *et al.*, 2014). Malé karové ledovce ve vysoko položených karech a v zastíněných polohách přetrvaly až do počátku holocénu, finální deglaciace v oblasti Vysokých Tater vyvrcholila před 8,5 tisíci lety (Lindner *et al.*, 2003). Podobně tomu tak bylo i v Krkonoších, kde deglaciace vyvrcholila v raném holocénu před 8,4 tisíc lety (Engel *et al.*, 2011).

Se závěrečnou fází zalednění je spjat vznik kamenných ledovců. Vlivem zhoršení klimatických podmínek (nárůstu průměrné roční teploty a poklesu průměrného ročního úhrnu srážek) se mění poměr v přísunu sněhu a sutin ve zdrojové oblasti ledovce. Na povrchu ledovce tak postupně vzniká sutinový pokryv, který s narůstající mocností odizoluje ledové jádro budoucího kamenného ledovce a zamezí tak jeho tání. Tímto způsobem vznikají kamenné ledovce typu „*glacier-derived rock glacier*“ (tzv. glaciální model; Whalley, 2006). V oblasti Vysokých Tater je poslední fáze aktivity kamenných ledovců kladena do období mladšího dryasu (Kotarba, 2007). Z testovaných akumulací v této práci je možné dvě akumulace identifikovat jako fosilní kamenné ledovce (MSD\_1 a MD\_MH2; ústní sdělení, Uxa, T., doktorand PŘF UK, Albertov 6, Praha 2, 128 00, 31. 7. 2015).

## 8 Závěr

Získání hodnot relativního stáří nejmladších glacigenních akumulací a nastínění vývoje závěrečných stádií zalednění ve vybraných dolinách Vysokých Tater, jakožto hlavní cíle práce byly splněny. Hlavní poznatky vyplývající z práce lze shrnout takto:

- R hodnoty naměřené na morénách v karových uzávěrech dolin se signifikantně odlišují od R hodnot naměřených na morénách v nižších nadmořských výškách.
- Na základě SH měření lze mezi testovanými morény rozlišit dvě skupiny morén odlišného stáří (SK\_1:  $53,5 \pm 1,2$  a SK\_2:  $58,6 \pm 1,5$ ). K uložení morén skupiny SK\_1 došlo pravděpodobně po odeznění chladné fáze staršího dryasu. Mladší morény skupiny SK\_2 byly uloženy po skončení chladné fáze mladšího dryasu.
- Vznik testovaných morén byl Luknišem (1973) zařazen do konce posledního zalednění s přesahem do holocénu, avšak výsledky SH měření toto tvrzení nepodporují.
- Nižší R hodnoty naměřené v závěrech Malé a Velké Studené doliny dokládají dřívější odlednění těchto údolních uzávěrů, oproti údolním uzávěrům Mengusovské a Litvorové doliny. Příznivá orientace (SZ) Litvorové doliny měla hlavní vliv na vznik ledovců i během poslední chladné fáze posledního zalednění. V případě Mengusovské doliny hrála významnou roli velikost zalednění, rozsáhlý karový amfiteátr v závěru Mengusovské doliny nasvědčuje mohutnému zalednění během LGM, a tak je pravděpodobné, že i přes nepříznivou J orientaci zde ledovec přetrvával i během fáze všeobecného ústupu ledovců a vyskytoval se zde i v období mladšího dryasu.
- Bylo prokázáno, že s narůstající nadmořskou výškou se zvyšuje intenzita zvětrávání. Tento fakt potvrzují morény v závěru Litvorové doliny, kde u testované morény (BD\_ZP1), nacházející se ve vyšší nadmořské výšce, byla naměřena nižší R hodnota (56,7) než u níže položených morén (BD\_LP1 a BD\_LP2, R=58 a 60).
- Vliv orientace vůči světovým stranám na intenzitu zvětrávání nebylo možné kvantifikovat, jelikož většina akumulací má orientaci v rozmezí JV-JZ.

Vhodným pokračováním této práce by bylo provedení měření na větším počtu zájmových lokalit. Dále by bylo vhodné zkombinovat Schmidt-hammer test s některou



z metod absolutního datování (např. expoziční datování pomocí  $^{10}\text{Be}$ ), a získat tak přesný časový údaj o vzniku testovaných akumulací a nastítnit chronologii deglaciace i na jižním úbočí Vysokých Tater.

## SEZNAM ZDROJŮ:

- Baumgart-Kotarba, M., Kotarba, A. (2002): Deglaciation in the High Tatra Mountains (Biala and Sucha Woda valleys as example). *Geologica Carpatica*, 53, Special Issue – Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava
- Baumgart-Kotarba, M., Kotarba, A (2001): Deglaciation in the Sucha Woda and Panszczyca valleys in the Polish High Tatras. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, 7-38.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*, Edward Arnold, London, 134.
- Boltížiar, M. (2007): Štruktúra vysokohorskej krajiny Tatier, Univerzita Konštantína Filozofa v Nitre, Nitra, 247.
- Böhlert, R., Egli, M., Maisch, M., Brandová, D., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Haeberli, W. (2011): Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape of the Albula region (eastern Switzerland). *Geomorphology*, 127, 1-13.
- Brennand, (2006): Glacifluvial, In: Goudie, A. S. (Ed): *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge Ltd., London, 459-465.
- Buchar, J. (1983): *Zoogeografie*. SPN Praha, 199.
- Černá, B., Engel, Z. (2011): Surface and sub-surface Schmidt hammer rebound variation for a granite outcrop. *Earth surface processes and landforms*, 36, 170-179.
- Černík, A., Sekyra, J. (1969): *Zeměpis velehor*. Academia, Praha, 396.
- Červený, J.(1984): *Podnebí a vodní režim CSSR*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 416.
- Engel, Z., Jankovská, V., Křížek, M., Tremel, V. (2007): Doklady vývoje Labského dolu v pozdním glaciálu a holocénu. In: ŠTRUSA, J & KNAPIK, R. (eds.), *Geoekologické problémy Krkonoš*. Sborník Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda nad Úpou. Opera Corcontica, 44/1: 89-93.
- Engel, Z., Traczyk, A., Braucher, R., Woronko, B., Křížek, M. (2011): Use of <sup>10</sup>Be exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains, Poland / Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 55, no. 2, p. 175-196
- Engel, Z., Braucher, R., Traczyk, A., Lartitia, L., AsterTeam (2014): <sup>10</sup>Be exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology*, 206, 107-121.

- Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Minár, J., Léanni, L., Aster team (2015): Geomorphological evidence and  $^{10}\text{Be}$  exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 124, 106-123
- Evans, D. J. A., Archer, S., Wilson, D. J. H. (1999): A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating technique based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 18, 13-41.
- French, H.M. (2007): The Periglacial Environment. 3. Ed. Chichester, *John Wiley and Sons*, 458.
- Gadek, B., Grabiec, M. (2008): Glacial ice and permafrost distribution in the Medena kotlina (Slovak Tatras): Mapped with application of GPR and GST measurements. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, 5-22
- Gregor, V. (2005): Morfológické zmeny tatranských plies zanášanim. *Geodetický a kartografický obzor*, 51/93, 1, 9-14.
- Gadek, B., Kedzia, S. (2008): Winter Ground Surface Temperature Regimes in the Zone of Sporadic Discontinuous Permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia). *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 3, 315-321.
- Gadek, B., Kotyrba, A. (2007): Contemporary and fossil metamorphic ice in Medena kotlina (Slovak Tatras), mapped by ground-penetrating radar. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 1, 75-81.
- Greogr, V., Pacl, J. (2005): Hydrológia Tatranských jazier. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6, 1, 161-187.
- Goudie, A. S. (2006): The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30, 6, 703-718.
- Hall, K. (1993): Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snow patches: evidence from Livingstone Island, Antarctica. *Earth processes & landforms*, 18, 121-129.
- Hendrych, R. (1983): Fytogeografie. SPN Praha, 220.
- Hendl, J. (2004): Přehled statistických metod zpracování dat. Analýza a metaanalýza dat. 2.vydání, Portál, Praha, 583.
- Hók, J., Kahan, Š., Aubrecht, R. (2001): Geológia Slovenska. Univerzita Komenského, Bratislava, 43.
- Hubbard, B., Glasser, N (2005): Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. 1. ed. Chichester, *John Wiley and Sons Ltd.*, 400.
- Hydrologické poměry ČSSR. Hydrometeorologický ústav Praha, 1965.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary science*, 23, 559-573.

Janák, M., Plašienka, D., Petřík, I. (2001): Excursion to the Tatra Mountains, Central Western Carpathians: Tectonometamorphic Records of Variscan and Alpine Orogeny. *Geolines*, 13, 141-148.

Kalvoda, J. (1974): Geomorfologický vývoj hřebenové části Vysokých Tater. - Rozpr. Cs. Akad. Věd, Rada mat.přír. věd, ročník 84, sešit 6, Academia, Praha, 65.

Kapusta, J., Stankoviansky, M., Boltížiar, M. (2010): Changes activity and geomorphic effectiveness of debris flows in the High Tatra Mts. within the last six decades (on the example of the Velická dolina and Dolina Zeleného plesa Valleys). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 44, 5 – 33.

Klapyta, P. (2013): Application of Schmidt Hammer relative age dating to Late Pleistocene moraines and rock glaciers in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Catena*, 111, 104-121.

Klimaszewski, M. (1988): Rzeźba Tatr Polskich. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 668.

Klimaszewski, M. (1987): The geomorphological evolution of the Tatra Mountains of Poland. *Z. Geomorph. N.F.*, 1-34.

Kotarba, A. (1991–1992), Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacjacji Tatr Wysokich [Relict rock glaciers and the deglaciation pattern in the High Tatra Mountains], *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. 25–26, 133–150.

Kotarba, A. (2007): Lodowce gruzowe i waly niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr. *Przegląd Geograficzny*, 79, 2, 199-213.

Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D., Mato, L. (1993): Alpínsky vývoj Západných Karpát. Masarykova univerzita Brno, 96.

Králiková, S., Vojtko, R., Sliva, L., Minár, J., Fügenschuh, B., Kováč, M., Hók, J. (2014): Cretaceous-Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. *Geologica Carpathica*, 65, 4, 307-326.

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

Křížek M., Treml, V., Engel, Z. 2007: Zákonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa. Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn.Mez.Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica, 44/1: 67–79.

Křížek, M., Treml, V., Engel, Z. (2010): Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy. Závěrečná zpráva, GAAV KJB301110804.

Křížek, M., Mida, P. (2013): The influence of aspect and altitude on the size, shape and spatial distribution of glacial cirques in the High Tatras (Slovakia, Poland). *Geomorphology*, 198, 57-68.

Kunský, J. (1974): Československo fyzicky zeměpisně. SPN Praha, 251.

Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J. (2002): Klimatické oblasti In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 94.

Leszcek, M (2011): Quaternary glaciations in Poland. In Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P. D.: Quaternary Glaciations – Extent and chronology, a closer look , 1<sup>st</sup> Edition, Elsevier, 299-304.

Lindner, L., Dzierzk, J., Marciniak, B., Nitychoruk, J. (2003): Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geological Quarterly*, Warszawa, 47, 3, 269-280.

Lindner, L., Nitychoruk, J. and Burtym, J. (1993): Liczba i wiek zlodowacen tatrzańskich w swietle datowan termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Przegląd Geologiczny.*, 41, 1, 10-21.

Linkeš, V. (1981): Geografia pôd Vysokých Tatier a ich predpolia. *Geografický časopis*, 33, 32 - 49.

Lowe, J. J., Walker. M. J. C. (1997): Reconstructing Quaternary Environments, 2nd Edn., Longman, London, 446.

Lukniš, M. (1955): Geomorfológia a kvartér Studenovodskej doliny v Tatrách. *Geografický časopis*, 7, 1-2, 45-72.

Lukniš, M. (1961): Nížiny, kotliny a pohoria Slovenska. Osveta, Bratislava, 376.

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

Makos, M., Nitychoruk, J., Zreda, M. (2013a) : Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pieciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, high Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from <sup>36</sup>Cl exposure dating and glacier-climate modelling. *Quaternary International*, 293, 63-78.

Makos, M. Nitychoruk, J., Zreda, M. (2013b): The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modelling. *Boreas*, 42, 3, 745-761.

Makos, M., Dzierzek, J., Nitychoruk, J., Zreda, M. (2014): Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 82, 1, 1-13.

- Matthews, J. A., Owen, G. (2010): Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen-Jostedalbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39, 105-115.
- Matthews, J. A., Shakesby, R.A. (1984): The status of the Little Ice Age in southern Norway: relative-age dating of neoglacial moraines with Schmidt Hammer and lichenometry. *Boreas*, 13, 333-346. In: Shakesby, R. A., Matthews, J. A., Owen, G. (2006): The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2846-2867.
- Mazúr, E., Lukniš, M. 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR 1:500 000, Časť Slovensko. Slovenská kartografia, Bratislava.
- McCarroll, D., Nesje, A. (1993): The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, Western Norway – measuring degree of rock surface weathering. *Boreas*, 22, 255-256. In: Goudie, A. S. (2006): The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30, 6, 703-718.
- McCune, B. (2007): Improved estimates of incident radiation and heat load using non-parametric regression against topographic variables. *Journal of Vegetation Science*, 18, 751-754.
- Meloun, M., Militký, J. (2002): Kompendium statistického zpracování dat. *Academia*, Praha, 764.
- Mida, P. (2011): Glaciálna modelácia karov a stratigrafia morén Vysokých Tatier. Praha, 177s., 22s. príloh. Diplomová práca. Univerzita Karlova v Praze. Vedúcí práce Marek Křížek.
- Mindriak, R. (1983): Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 512.
- Niedzwiedz, T. (1992): Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research and Development*, 12, 2, 131-146.
- Nemčok, A., Mahr, T. (1974): Kamenné l'adovce v Tatrách. *Geografický časopis*, 24, 4, 359-373.
- Osborn, G., McCarthy, D., LaBrie, A., Burke, R.(2015): Lichenometric dating: Science or pseudo-science? *Quaternary research*, 83, 1, 1-12.
- Pacl, J. (2010): Hydrologie In: Baláž, E. Tatry. Praha: Baset, 231-238.
- Plesník, P. (1971): Horná hranica lesa vo Vysokých a Belanských Tatrách. Vydavateľstvo Slovenskej akademie vied, Bratislava, 237.
- Plesník, P. (1978): Man's Influence on the Timberline in the West Carpathian Mountains, Czechoslovakia. *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, 491-504.
- Porubský, A. (1991): Vodné bohatstvo Slovenska. Veda, Bratislava, 318.

Raczkowska, Z. (1995): Nivation in the High Tatras, Poland. *Geografiska Annaler*, 77, 4, 251-258.

Raczkowska, S. (2008): Are there geomorphic indicators of permafrost in the Tatra Mountains? *Geographia Polonica*, 81, 1, 117 – 133.

Rak, J., Šamaj, F. (1982): Vplyv morfológie vysokých pohorí Československých Karpát na ročný chod hlavných klimatických prvkov. *Geografický časopis*, 34, 1, 3-19.

Romer, E. (1931): The Ice Age of the High Tatra Mountains. *The Geographical Journal*, 77, 3, 258-259.

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

Shakesby, R. A., Matthews, J. A., Winkler, S. (2004): Glacier variations in Breheimen, southern Norway: relative-age dating of Holocene moraine complexes at six high-altitude glaciers. *The Holocene*, 14, 6, 899-910.

Summerfield, M. A. (1991): *Global geomorphology*, Longman, Harlow, 547.

Vitásek, F. (1956): Sněžná čára ve Vysokých Tatrách. *Geografický časopis*, 8, 171-176.

Winkler, S. (2005): The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: Potential and limitations of this application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 48, 1, 105-116.

Whalley, B. (2006): Rock glaciers, In: Goudie, A. S. (Ed): *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge Ltd., London, 876-879.

White, K., Bryant, R., Brake, N. (1998): Techniques for measuring rock weathering: application to a data fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surface and Landforms*, 23, 1031-1043.

Zasadni, J., Klapya, P. (2009): An attempt to assess the modern and the Little Ice Age climatic snowline altitude in the Tatra Mountains. *Landform Analysis*, 10, 124-133.

Zasadni, J., Klapya, P. (2014): The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *Journal of Maps*, 10, 3, 440-456.



## **Mapy, Atlasy**

Cambel, B., Reháč, Š. (2002): Priepustnosť a retenčná schopnosť pôd. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, s.108.

Čurlík, J., Šefčík, P. (2002): Pôdnareakcia. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, s. 108.

Majerčáková, O., Ttrubek, J. (2002): Povrchový odtok In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, s. 101.

Nemčok, J., Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Mello, J., Reichwalder, P., Zelman, J. (1994): Geologická mapa Tatier, 1:50 000, GÚDŠ, Bratislava.

Šály, R., Šurina, B. (2002): Pôdy. In: Atlas krajiny Slovenskej republiky. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, s. 106.

## **Online zdroje:**

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2012 [online]. Dostupný z <[http://www.nhm2.uio.no/norges/GTS2012\\_Quaternary-Poster-GSA2012.pdf](http://www.nhm2.uio.no/norges/GTS2012_Quaternary-Poster-GSA2012.pdf)>.[cit. 9.2.2015].

## **Postery:**

Cohen, K.M., Gibbard, P. L. (2012, November): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2012. Poster vision produced for GAS meeting, Charlotte.

## **Ústní sdělení:**

Uxa, Tomáš. Katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, Praha 2, 128 43, 31.7.2015

## **SEZNAM PŘÍLOH:**

Příloha 1: Geomorfologické poměry Mengusovské doliny

Příloha 2: Geomorfologické poměry Velké a Malé Studené doliny

Příloha 3: Geomorfologické poměry Bělovodské doliny

Příloha 4: Geologické poměry zájmových lokalit

Příloha 5: Vybraní autoři zabývající se zaledněním v oblasti Vysokých Tater









**I. FORMS OF WASTING PROCESSES**

**1. FORMS OF THE SLOPE SHAPING**

a) Forms Of The Slope Shaping On Grandiorite

- Escarpment on grandiorite. Gradient of slopes exceeding  $37^\circ$   $eQ_{g}C_{res}$
- Escarpment and uniformly graded slopes on grandiorite. Gradient of slopes lesser than  $37^\circ$   $eU_{g}C_{res}$
- Uniformly graded slopes on grandiorite with mobile periglacial mass-wasting step. Gradient of slopes below  $37^\circ$   $eU_{g}C_{scr}$
- Uniformly graded slopes on grandiorite with fossil talus  $eU_{g}C_{scr}$

b) Forms Of Slope Shaping On Mesozoic And On Basal Palaeogene Sediments

- Rock-face relief on the proof rocks of the Mesozoic and basal Palaeogene  $eU_{g}M_{scr}$
- Uniformly graded slopes on Mesozoic and on the basal Palaeogene sediments in the periglacial area. Gradient of slopes below  $37^\circ$   $eU_{g}M_{scr}$
- Uniformly graded slopes on the Mesozoic and on basal Palaeogene sediments out of the periglacial area. Gradient of slopes below  $37^\circ$   $eU_{g}M_{scr}$

c) Forms Of Slope Shaping On The Flysch

- Uniformly graded slopes on the soft rocks of the Flysch in fault basins and in erosional-denudational furrows  $eU_{g}F_{scr}$

d) Other Forms Of Slope Shaping

- a) Levelled surfaces on grandiorite  $eU_{g}C_{sa}$
- b) Levelled surfaces on Mesozoic and on the basal Palaeogene sediments  $eU_{g}M_{sa}$
- c) Levelled surfaces on the Flysch  $eU_{g}F_{sa}$
- a) Grandiorite scarp of rocks  $eQ_{g}C_{sc}$
- b) Limestone monadnocks  $eU_{g}M_{im}$
- a) Uniformly graded denuded slopes with erratic blocks on grandiorite  $eQ_{g}C_{scr}$
- b) Uniformly graded denuded slopes with erratic blocks on the Mesozoic  $eQ_{g}M_{scr}$

Dells  $eQ_{g}O_{d}$

- a) Slides generally  $eQ_{g}F_{Qd}$
- b) Important block slides  $eQ_{g}F_{Qd}$

Conloirs and erosional furrows  $eQ_{g}F$

**2. FORMS OF NIVEGLACIAL EROSION**

- Glaciated knobs  $eQ_{g}sk$
- Erosional lake  $eQ_{g}sl$
- Bicited step (valley step modelled by the glacier)  $eQ_{g}sp$
- a) Edge of the cirque-cliff sapping  $eQ_{g}nc$
- b) Trough step  $eQ_{g}ns$
- c) Trough edge  $eQ_{g}nk$
- Nunatak  $eQ_{g}m$
- Nivation hollows  $eQ_{g}nh$

**II. FORMS OF ACCUMULATION**

**1. FORMS OF GLACIER, GLACIER-AFFECTED AND NIVATION ACCUMULATIONS**

a) Forms Of Glacier Accumulation Strongly Degraded

- Degraded surface of moraines of the oldest glaciation (Mindelian ?)  $aeQ_{g}mm$
- Degraded surface of moraines of the Penultimate glaciation (Rissian ?)  $aeQ_{g}mm$
- Erratic and other blocks  $aeQ_{g}mcr$

b) Forms Of Glacier Accumulation Slightly Altered By Degradation

- Würm moraine, stadial A  $aQ_{g}mm$
- Würm moraine, stadial B  $aQ_{g}mm$
- Würm moraine, stadial C  $aQ_{g}mm$
- Würm moraine, stadial D  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, stadial D, oscillation D<sub>1</sub>  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, stadial D, oscillation D<sub>2</sub>  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, interstadial D/E  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, stadial E, oscillation E<sub>1</sub>  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, stadial E, oscillation E<sub>2</sub>  $aQ_{g}mm$
- Late-Würm moraine, stadial E, oscillation E<sub>3</sub>  $aQ_{g}mm$
- Névé moraine (Late Würm to Holocene)  $aQ_{g}mm$
- Pro-talus ramparts  $aQ_{g}mtr$
- Sag-and-swell topography (Würm)  $aQ_{g}mas$
- Non-distinguished Würm moraines  $aQ_{g}mm$
- Kettles (moraine depression)  $aQ_{g}mk$
- Moraine lakes (Würm)  $aQ_{g}ml$
- Arcuate walls (Würm)  $aQ_{g}maw$
- Snow-patches  $aQ_{g}msp$

c) Forms Of Glacifluvial Accumulation

- Esker  $aQ_{g}mra$
- Other Accumulated Forms On Moraines
- Moraine basin aggraded by pro-glacial deltas  $aQ_{g}mrb$

**2. FORMS OF ACCUMULATION BY GRAVITATION, AND INTERMEDIARY FORMS**

- Talus cones  $aQ_{g}tc$
- Landslides  $aQ_{g}lsl$
- Rock-streams and natural levees
  - a) On the open slopes  $aeQ_{g}rsl$
  - b) From conloirs on talus cones  $aeQ_{g}rsl$
- Rock-aluvial fans  $aQ_{g}rfl$
- Polygenetic debris accumulation  $aU_{g}rmy$
- Periglacial cones  $aQ_{g}rpe$

**3. FORMS OF GLACIFLUVIAL AND FLUVIAL EROSION AND ACCUMULATION (CONES AND TERRACES)**

a) Deep-cut, Strongly Degraded Cones And Terraces

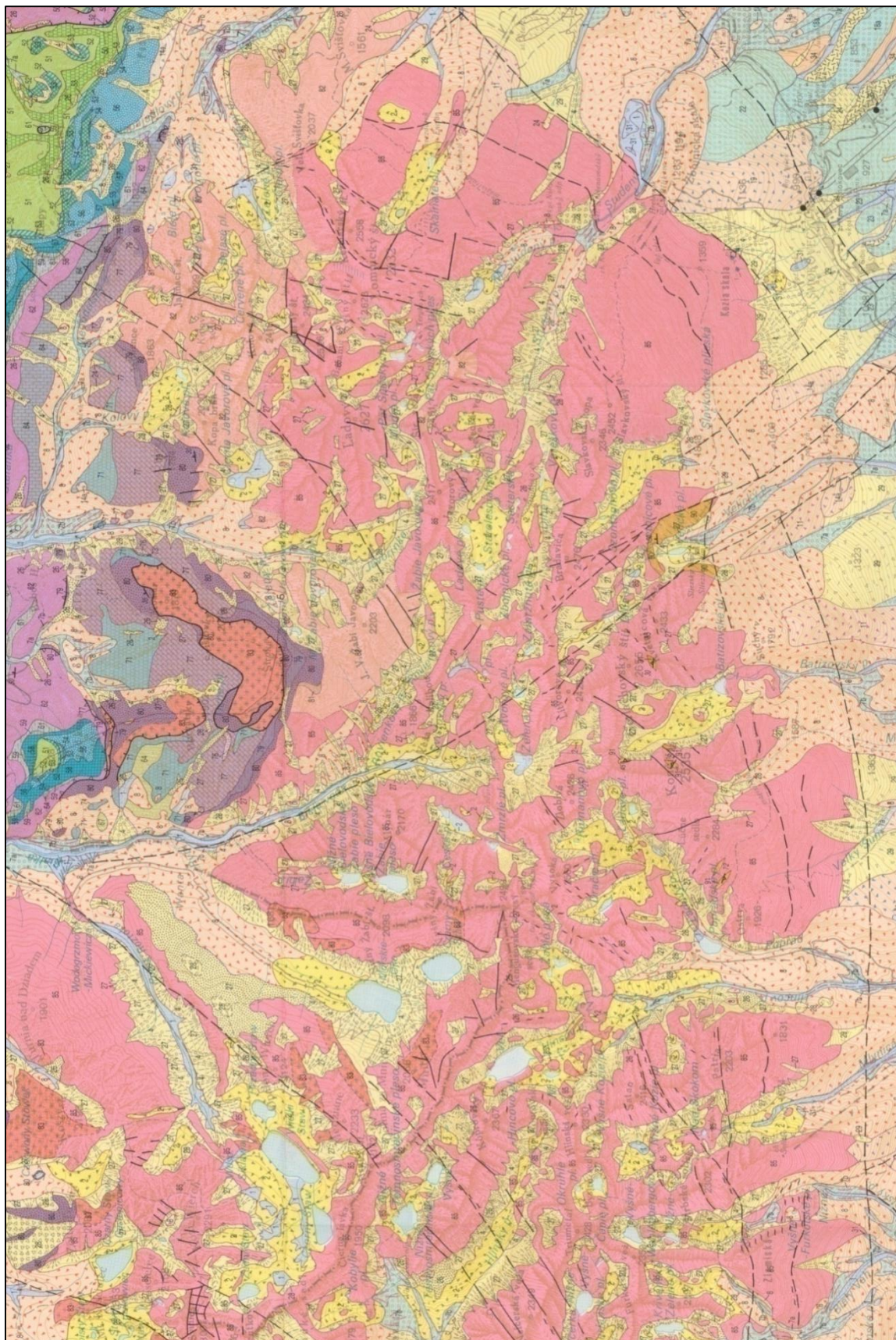
- Exotic pebbles (Pliocene-Old Pleistocene)  $aeU_{g}rwp$
- Glacifluvial complex (Donau — Mindelian)  $aeQ_{g}rwc$
- Glacifluvial complex (Donau ?)  $aeQ_{g}rwc$
- Glacifluvial complex (Günz ?)  $aeQ_{g}rwc$
- Glacifluvial complex (Mindelian ?)  $aeQ_{g}rwc$
- Cones And Terraces, Moderately Cut And Degraded, In Some Places With Surface Accumulated By Slope Debris
- Glacifluvial fans (Rissian, non-divided)  $aeQ_{g}rwc$
- Cone and terrace — Rissian I  $aeQ_{g}rwc$
- Cone and terrace — Rissian II  $aeQ_{g}rwc$

b) Low Terraces And Cones Slightly Cut And Non-cut

- Cone and terrace — the Würm  $aQ_{g}rwc$
- Kame terraces  $aQ_{g}rmt$
- Glacifluvial cone (Late Würm)  $aQ_{g}rwc$
- Holocene river flat  $aQ_{g}rft$



**Příloha 4: Geologické poměry Mengusovské, Velké a Malé Studené a Litvorové doliny. (Nemčok *et al.*, 1994) Pozn. vysvětlivky jsou uvedené na str. 106.**







**Příloha 5: Vybraní autoři a jejich díla o pleistocenním zalednění v oblasti Vysokých Tater. Na základě Lukniše (1973), rozšířeno.**

Autor	Rok vydání	Název publikace
J. Zesner	1856	Über eine alte Längenmoräne im Thale des Bialy Dunajec bei dem hochofen von Zakopane in der Tatra
J. Partsch	1882	Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen ind den Mittelgebirgen Deutschlands
V. Uhlig	1899	Geologie des Tatragebirges
S. Roth	1855	Die einstige Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra
A. Rehman	1893	Eine Moränenlandchaft in der Hohen Tatra und andere Gletscherspuren dieses Gebirge
R. Lucerna	1908	Glacialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen
J. Partsch	1923	Eiszeitin den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet
F. Vitásek	1924	Naše hory ve věku ledovém
E. Romer	1929	Tatzanska epoka lodowa
J. Partsch	1923	Die Hohe Tatra zur Eiszeit
M. Klimaszewski	1948	Polskie Karpaty zachosnie w okresie dyluwialnym
M. Lukniš	1955	Geomorfologia a kvartér Studenovodskej doliny v Tatrách
M. Lukniš	1964	The course of Last Glaciation of the Western Carpathians in relation to the Alps, to the glaciation of the Northern Europe, and to division of the Centra-European Würm into periods
M. Lukniš	1973	Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia
M. Klimaszewski	1988	Rzeźba Tatr Polskich
R. Halouzka	1977	Stratigraphical subdivision of sediments of the Last Glaciation in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with the contemporary Alpine and North European Glaciations.
A. Kotarba	1992	Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains
L. Lindner <i>et al.</i>	1993	Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca
M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba	1997	Würm glaciation in the Biala Woda valley, High Tatra Mountains
M. Baumgart-Kotarba a A. Kotarba	2001	Deglaciation in the Sucha Woda and Panszczyca valleys in the Polish High Tatras
L. Lindner <i>et al.</i>	2003	Outline of the Quaternary glaciations in the Tatra Mts.:their development, age and limits
M. Makos <i>et al.</i>	2013a	Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pieciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, high Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from <sup>36</sup> Cl exposure dating and glacier-climate modelling.
M. Makos <i>et al.</i>	2013b	The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modelling
P. Klapýta	2013	Application of Schmidt Hammer relative age dating to Late Pleistocene moraines and rock glaciers in the Western Tatra Mountains, Slovakia
M. Křížek a P. Mida	2013	The influence of aspect and altitude on the size, shape and spatial distribution of glacial cirques in the High Tatras (Slovakia, Poland)
M. Makos <i>et al.</i>	2014	Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum.