

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



Eva Šebestová

KORELACE MORÉN VE VÝCHODNÍCH KRKONOŠÍCH

CORRELATION OF MORAINES IN THE EASTERN PART OF THE
KRKONOŠE MOUNTAINS

diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Praha 2011

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 16. 8. 2011

Eva Šebestová

Na tomto místě bych ráda poděkovala především vedoucímu diplomové práce RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za množství odborných rad a pomoc při zpracování práce. Dále bych chtěla poděkovat RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za pomoc při statistickém zpracování dat a Správě KRNAP a KPN za umožnění terénního výzkumu na území národních parků. V neposlední řadě bych ráda poděkovala rodině za pomoc při terénních pracích a podporu ve studiu.

ABSTRACT

Diplomová práce je zaměřena na určení relativního stáří morénových akumulací v údolích Łomnice a Łomniczky na území Polska a v Obřím dole na území Česka. Cílem práce je získat ucelený soubor zvětrávacích charakteristik morénových akumulací, na základě kterých bude možné korelovat morénové akumulace v zájmovém území.

Pro zájmové území byly shromážděny mapy ledovcového reliéfu, podle kterých byla určena předběžná poloha morénových akumulací. Morénové akumulace byly následně v terénu přesně zmapovány a byly vybrány vhodné lokality pro měření zvětrávacích charakteristik. Pro stanovení stupně zvětrání balvanů na morénových akumulacích bylo použito Schmidt-hammerové měření. Jako doplňující údaje, které charakterizují stav zvětrání balvanů, byly měřeny rozměry zvětrávacích prohlubní a mocnost zvětrávací kůry. Naměřené údaje o morénových akumulacích byly statisticky vyhodnoceny pomocí korelační analýzy, analýzy rozptylu (ANOVA) a shlukové analýzy.

Na základě naměřených dat a pomocí statistického zpracování se potvrdilo, že sledované morénové akumulace ve třech zájmových lokalitách nevykazují z hlediska zvětrání povrchu výrazné rozdíly. Korelace morénových akumulací ukázala na shodné relativní stáří morén, které leží v nejnižších nadmořských výškách v zájmovém území. Jsou to morény, které byly vytvořeny při maximálním rozsahu ledovce v údolí Łomnice, levá boční moréna v údolí Łomniczky a dvě nejnižže ležící morény v Obřím dole. Korelace tří morénových valů ležících v nadmořské výšce 910–930 m v Obřím dole s morénami v údolí Łomnice není na základě naměřených zvětrávacích charakteristik jednoznačná.

Výsledky práce potvrzují, že dochované morénové akumulace v zájmovém území vznikly ve stejné fázi zalednění.

The master thesis deals with evaluating of moraine accumulations age in Łomnice and Łomniczky valley, Poland, and Obří důl valley, Czechia. The aim of thesis is obtained the set of weathering characteristics of moraine accumulations. Weathering characteristics will be used to correlation of moraines in the study area.

It was set preliminary position of moraine accumulations according to maps of glacial relief, which were collected for studied area. Subsequently, moraine accumulations were precisely mapped in terrain and suitable locations were chosen for measuring of weathering characteristics. Schmidt-hammer measurement was used for determination of weathering

degree of boulders located on moraine accumulations. Proportions of weathering pits and thickness of weathering rind were measured for supplementary data, which characterize state of boulder weathering. Acquired data of moraine accumulations were statistically evaluated using correlation analysis, ANOVA, and cluster analysis.

On basis of measured data and using statistical processing, it was confirmed that observed moraine accumulations of three studied locations don't exhibit distinctive differences according to surface weathering. Correlation of moraine accumulations showed congruent relative age of moraines lying in lowest altitudes in the study area. There are moraines which were formed of maximal extent of glacier in Łomnice valley, the lateral moraine in Łomniczka valley and two moraines lying in the lowest altitudes of Obří důl valley. On basis of measured weathering characteristics isn't unambiguous the correlation of three moraine accumulations lying between 910 and 930 m a.s.l. in Obří důl valley and moraine accumulations in Łomnice valley.

Results of thesis confirm that preserved moraine accumulations of studied areas originated in the same phase of glaciation.

OBSAH

ABSTRACT	4
1 ÚVOD	8
2 CÍLE PRÁCE	9
3 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	10
4 FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	12
4.1 GEOLOGIE	12
4.2 VÝVOJ RELIÉFU A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	15
4.3 KLIMATICKÉ POMĚRY	19
4.4 HYDROLOGICKÉ POMĚRY.....	20
4.5 PŮDNÍ A VEGETAČNÍ POMĚRY	23
5 ZALEDNĚNÍ	26
5.1 CHARAKTER A PŘEDPOKLADY ZALEDNĚNÍ KRKONOŠ.....	26
5.2 CHRONOLOGIE ZALEDNĚNÍ KRKONOŠ	28
5.3 ÚDOLÍ ŁOMNICE.....	29
5.4 ÚDOLÍ ŁOMNICZKY	34
5.5 OBŘÍ DŮL.....	35
6 PETROLOGICKÁ A ZVĚTRÁVACÍ CHARAKTERISTIKA GRANITŮ	41
6.1 PETROLOGIE GRANITŮ.....	41
6.2 TEKTONIKA.....	42
6.3 ZVĚTRÁVÁNÍ GRANITŮ	43
6.4 ZVĚTRÁVACÍ TVARY NA POVRCHU GRANITŮ.....	44
7 POUŽITÉ METODY	47
7.1 ANALÝZA GEOMORFOLOGICKÝ MAP.....	47
7.2 GIS.....	47
7.3 TERÉNNÍ MAPOVÁNÍ A VÝBĚR LOKALIT	48
7.4 SCHMIDT-HAMMEROVÉ MĚŘENÍ	48
7.5 ZVĚTRÁVACÍ PROHLUBNĚ (WEATHERING PITS).....	49
7.6 ZVĚTRÁVACÍ KŮRA.....	50
7.7 STATISTICKÉ ZPRACOVÁNÍ.....	50
8 VÝSLEDKY	52
8.1 VÝVOJ MAPOVÉHO OBRAZU LEDOVCOVÝCH AKUMULACÍ	52
8.2 ZVĚTRÁVACÍ CHARAKTERISTIKY MORÉNOVÉHO MATERIÁLU	57
8.3 STATISTICKÉ ZPRACOVÁNÍ.....	61
9 DISKUZE	70
9.1 ROZŠÍŘENÍ LEDOVCOVÝCH AKUMULACÍ	70
9.2 KORELACE MORÉN V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ.....	72

10 ZÁVĚR.....	81
POUŽITÉ ZDROJE	84
SEZNAM GRAFICKÝCH PRVKŮ V TEXTU	91
PŘÍLOHY.....	93

1 ÚVOD

Podoba pleistocénního zalednění Krkonoš zajímala mnoho vědců již od konce 19. století. Krkonoše se v období chladného klimatu ocitly v nezaledněné oblasti mezi pevninským skandinávským a horským alpským ledovcem. Specifické podmínky pohoří umožnily vznik horskému zalednění, které po sobě zanechalo glaciální relikty rostlin a živočichů i glaciální tvary reliéfu, jako jsou kary, trogy či morény.

První práce o charakteru, rozsahu a době vzniku ledovců vznikly již na konci 19. století (Partsch 1882, 1894), ze kterých se v základních poznatcích vychází dodnes. Další výzkumy probíhaly převážně v druhé polovině 20. století a na počátku století současného. Vzhledem k poloze Krkonoš na státní hranici jsou tyto práce zaměřeny převážně jen na část území – polskou či českou (např. Šebesta, Tremml 1976, Chmal, Traczyk 1999). K ucelenému srovnání vývoje ledovců na severním a jižním svahu Krkonoš doposud nedošlo. Na základě jednotlivých výzkumů z polské a české části Krkonoš byly ledovcové akumulace dlouho považovány za pozůstatek dvojího zalednění z období rissu a würmu. Novější výzkumy tento názor popírají a zařazují vznik většiny ledovcových akumulací do doby posledního lokálního ledovcového maxima na sklonku viselského glaciálu. Pro srovnání vzniku a charakteru ledovcových akumulací severního a jižního svahu se nabízí oblast východních Krkonoš. Vhodné podmínky pro výzkum jsou podpořeny dobře zachovalými morénovými akumulacemi a srovnatelnými geologickými podmínkami v ledovcem přemodelovaných údolích severního i jižního svahu Krkonoš.

2 CÍLE PRÁCE

Předkládaná práce se zabývá korelací morénových akumulací severního a jižního svahu v oblasti východních Krkonoš. Zájmové území bylo vybráno z důvodu geologické stejnorodosti zdrojových oblastí ledovců a četným reliktvům dochovaných morén. Práce je zaměřena na získání uceleného souboru zvětrávacích charakteristik morénových akumulací, které umožní přesněji charakterizovat vývoj ledovců v zájmové oblasti.

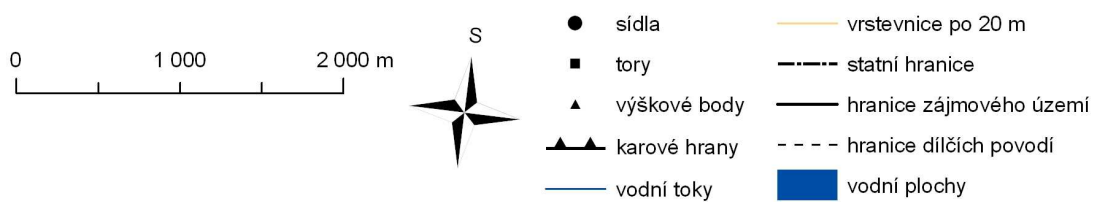
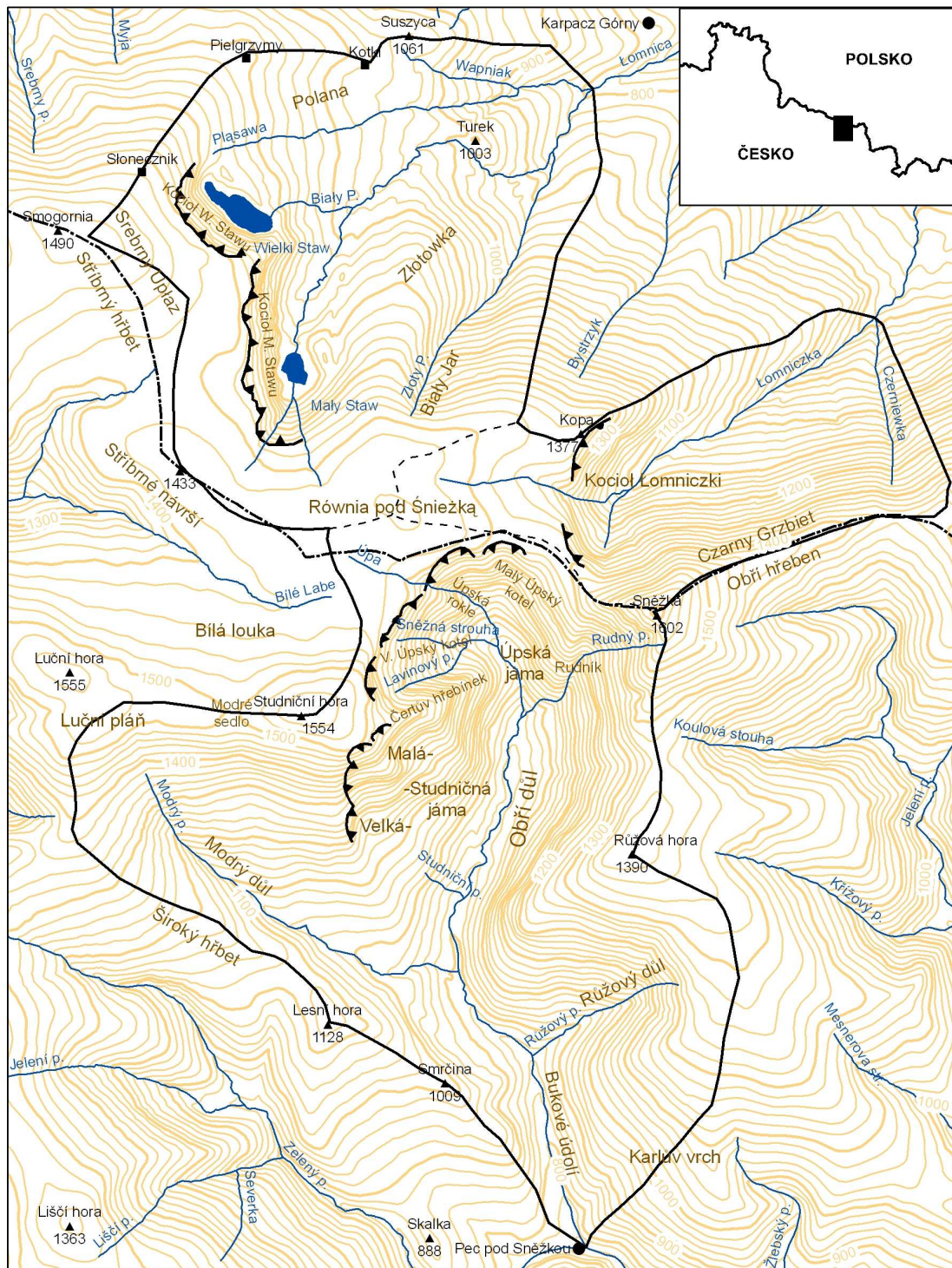
Jedním z dílčích cílů předkládané práce je zhodnocení vývoje mapování morénových akumulací v zájmových údolích. Srovnání existujících mapových podkladů umožní lepší orientaci v terénu a přehledně ukáže změny ve vymezení morénových akumulací. Dalším dílčím cílem je přesné vymezení morénových akumulací v terénu pomocí GPS, které umožní vybrat vhodné lokality pro zjišťování zvětrávacích charakteristik. Mapování morénových akumulací zároveň slouží jako podklad pro vytvoření přehledných map, které se mohou uplatnit při dalších výzkumech.

Hlavním cílem předkládané práce je srovnání relativního stáří morénových akumulací severního a jižního svahu východních Krkonoš. K tomuto účelu je využito tří metod relativního datování: Schmidt-hammerového měření a kvantitativní vyhodnocení rozměrů zvětrávacích prohlubní a mocnosti zvětrávací kůry na balvanech morén. Na základě statistického zpracování získaných dat je možné porovnat dobu vzniku jednotlivých morénových akumulací, a to jak v jednotlivých údolích, tak v celém zájmovém území. Získaná data budou dále porovnána s výsledky expozičního datování morén ve studovaném území (Engel et al. 2011). Srovnání umožní potvrdit či vyvrátit hypotézy Partsche (1894) a Traczyka (1986) o možném vzniku nejnižše ležících morénových akumulací v Obřím dole resp. v údolí Łomnice během období rissu resp. v období na přelomu rissu a würmu.

3 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Zájmové území tvoří tři ledovcem přemodelovaná údolí na severním a jižním svahu východních Krkonoš: údolí Łomnice a Łomniczky na území Polska a Obří důl na území Česka. Údolí odděluje zarovnaný povrch Bílé louky a Równie pod Śnieżką, který přiléhá ke hranám karů. Zájmové území údolí Łomnice můžeme vymezit pomocí povodí Łomnice nad soutokem s řekou Płasawou v nadmořské výšce 790 m. Rozvodnice na severu a severozápadě území probíhá přes vrchol Suszyca (1061 m n. m.) k toru Pielgrzymy a dále na jihozápad k vrcholu Smogornia (1490 m n. m.). Na jihozápadě rozvodnice směřuje přes Stříbrný hřbet (Srebrny Upłaz) a Stříbrné návrší na Równii pod Śnieżką, kde se stáčí k severu po svazích Kopy (1377 m n. m.) až k soutoku Płasawy a Łomnice (obr. č. 1). Údolí Łomniczky lze vymezit na základě povodí Łomniczky od soutoku s potokem Czerniawka. Na severu rozvodnice probíhá po hřbetnici k vrcholu Kopy a dále směřuje na Równii pod Śnieżką, kde se stáčí k východu ke hraně karu Łomniczky. Rozvodnice dále směřuje k vrcholu Sněžky (1602 m n. m.) a po Obřím hřebenu (Czarny Grzbiet) až nad prameny potoka Czerniawka, kde se stáčí k severu k soutoku obou toků. Zájmové území Obřího dolu můžeme vymezit pomocí povodí řeky Úpy po soutok se Zeleným potokem. Rozvodnice stoupá od soutoku Zeleného potoka s Úpou východně na Karlův Vrch. Nad prameny Růžového potoka probíhá po hřbetnici Růžové hory (1390 m n. m.) k vrcholu Sněžky, kde se stáčí k západu nad hranu karu Úpské jámy. Rozvodnice dále probíhá rašeliništi na Równii pod Śnieżką a Bílé louce a směřuje k vrcholu Studniční hory (1554 m n. m.), kde se stáčí k západu přes Modré sedlo na Luční pláň a dále kopíruje hranu Modrého dolu. Po hřbetnici Širokého hřbetu směřuje rozvodnice přes vrchol Smrčiny (1009 m n. m.) k soutoku Zeleného potoka a Úpy.

Obr. č. 1: Zájmového území východních Krkonoš (dle DMÚ 25, KRMAP, Krkonoše)



4 FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

4.1 GEOLOGIE

Studované území je součástí krkonošsko-jizerského krystalinika, které se řadí do geologické jednotky Západních Sudet (lugika) (Máška 1954). Krkonošsko-jizerské krystalinikum v podobě mírně protaženého oválu ve směru ZSZ-VJV, prošlo všemi významnými orogenními etapami, které postihly celý Český masív: grenvillskou, kadomskou, kaledonskou a variskou orogenezi (Chaloupský a kol. 1989). Na jihu a východě je krystalinikum omezeno permokarbonskými sedimenty podkrkonošské a vnitrosudetské pánve, na severu hraničí se staropaleozoickým krystalinikem Kačavských hor a na severozápadě s lužickým žulovým masívem. Na jihozápadě je hranice se sedimenty severočeské křídové pánve tvořena lužickou poruchou (Klomínský 1969). Krkonošsko-jizerské krystalinikum se dělí do několika částí, kdy zájmové území se nachází na území krkonošsko-jizerského žulového masívu a krkonošského krystalinika, které na polském území pokračuje jako kowarská jednotka (Chaloupský a kol. 1989).

Krkonošsko-jizerský žulový masív je variská žulová intruze s výrazným kontaktním dvorem, která prostoupila v období svrchního karbonu nejstarší prekambričké krystalické břidlice v jádru krystalinika (Chaloupský a kol. 1989). Magma utuhlé v hloubce nebylo následně postiženo žádnou silnější tlakovou přeměnou (Chaloupský 1969) a díky probíhající erozi v klidovém období po variské orogenezi bylo obnaženo. Celková obnažená část krkonošsko-jizerského žulového masívu zahrnuje plochu 1000 km² a má délku 70 km (Chaloupský, Teisseyre 1968). Stáří žulového masívu je datováno na 310 – 328 Ma a mafická enkláva žul u obce Szklarska Poręba ukazuje na stáří až 350 Ma (Duthou et al. 1991). Minerální složení granitů je v oblasti stálé. Granity jsou tvořeny šedým křemenem, bělavým nebo narůžovělým živcem (oligoklasy a draselné živce) a černohnědou tmavou slídkou (biotit). Proměnlivá je struktura granitů. V masívu se vyskytují hrubé, středně i drobně zrnité odrůdy a odrůdy porfyrické s vyrostlicemi živce o délce 3 až 7 cm (Klomínský 1969). Celkově převažují v krkonošsko-jizerském žulovém masívu 2 základní odrůdy: porfyrická biotitická žula a biotitická žula, stejnoměrně zrnitá (Fediuk 1962). Tektonická stavba masívu je ovlivněna systémem trojích puklin LQS, které popsal Cloos (1925, in Kunský 1968) (podrobněji v kapitole 6). Na východě a jihovýchodě navazuje na žulový masív krkonošské krystalinikum resp. na polské straně kowarská jednotka. Horniny těchto jednotek jsou v zájmové oblasti tvořeny prekambričnými svory a rulami (Chaloupský a kol. 1989). Vlivem průniku magmatu a vystupujících těkavých látek během variské orogeneze došlo k přeměnám

fylitů a svorů v pevné erlany s charakteristickými minerály – biotitem, cordieritem, andaluzitem a vzácně i korundem. Kontaktní zóna s takto přeměněnými horninami je v zájmové oblasti široká asi 1 km (Chaloupský, Teisseyre 1968).

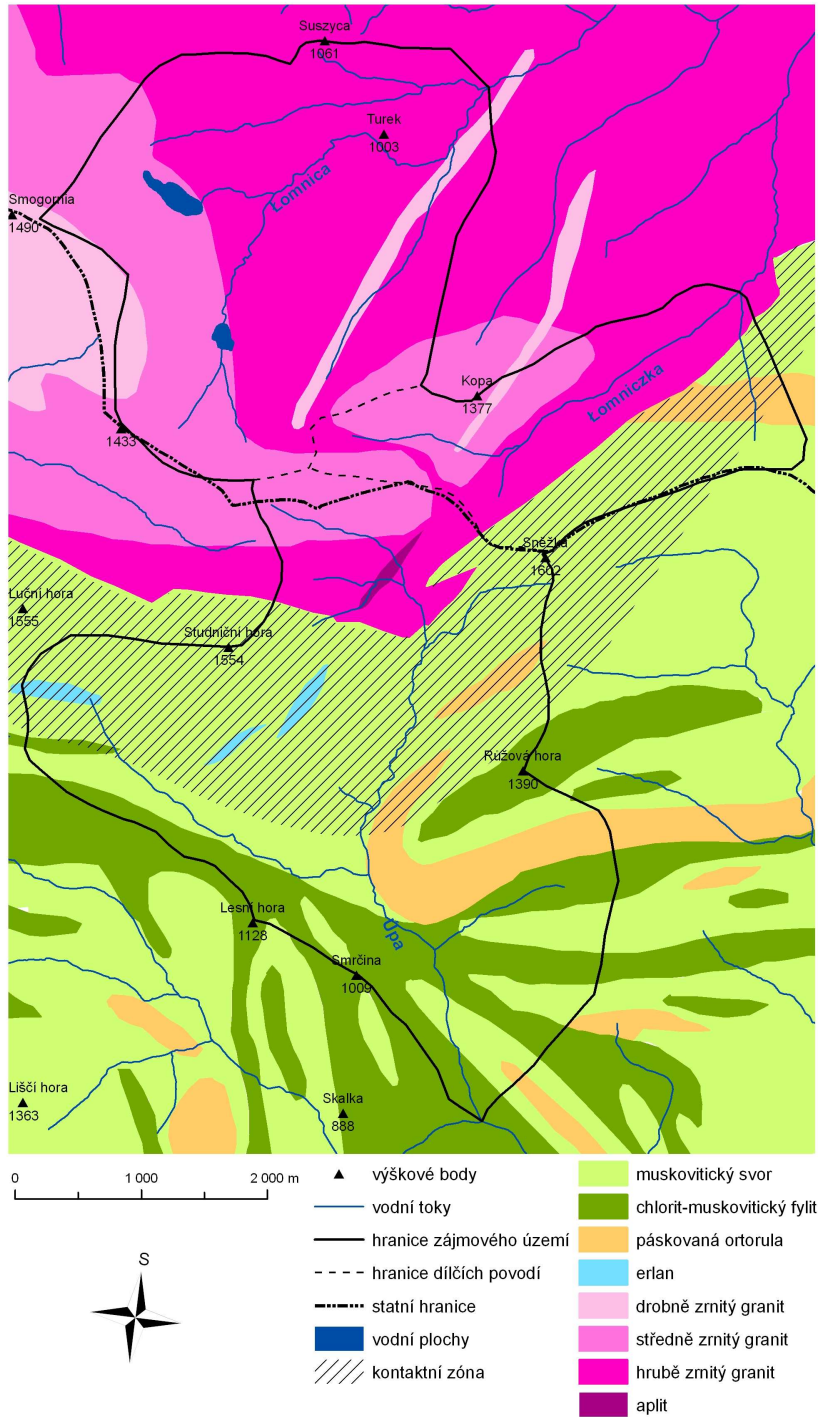
Údolí Łomnice je od nejnižších poloh po břehy jezer tvořeno hrubě zrnitým, porfyrickým typem žuly. Hranice mezi hrubě zrnitou, porfyrickou a středně zrnitou žulou probíhá od západního okraje zájmového území svahem Polany, kolem pramene Płasawy k severovýchodnímu okraji jezera Wielki Staw. Hranice obou žul se dále stáčí k jihu karem Malého Stawu až k jezeru Mały Staw. Zde protíná východní břeh jezera a směřuje k jihu karovou stěnou až ke karové hraně, kde se stáčí k východu (Krentz et al. 2001). Drobně zrnitá žula se nachází na západním okraji zájmového území Łomnice. Hranice středně zrnité a drobně zrnité žuly probíhá přibližně po rozvodnici Łomnice a Bílého Labe od vrcholu Smogornie až k vrcholu Stříbrného návrší (obr. č. 2). Úzký pás drobně zrnité žuly probíhá rovněž roklí Biały Jar a podél toku Złoty Potok až za okraj zájmového území (Krentz et al. 2001).

V údolí Łomniczky jsou zastoupeny rovněž tři typy žul. Vrchol Kopy je tvořen středně zrnitou žulou (Szałamacha 1957) (obr. č. 2), kterou protíná úzký pás drobně zrnité žuly ve směru JJZ – SSV. Severní stěna karu a dno údolí Łomniczky je tvořeno hrubě zrnitou, porfyrickou žulou, která v severozápadním svahu údolí hraničí s metamorfovanými horninami – muskovitickým svorem a páskovanou ortorulou (Krentz et al. 2001).

V Obřím dole hraničí variské žuly s metamorfovanými horninami – muskovitickým svorem, chlorit-muskovitickým fylitem a páskovanou ortorulou (Krentz et al. 2001). Úpská jáma je tvořena dvěma typy žul. Středně zrnitá žula buduje oblast Bílé louky a Równie pod Śnieżką a zasahuje až do Úpské rokle. Velký a Malý Úpský kotel a dno karu je budováno hrubě zrnitou, porfyrickou žulou. Středem Úpské jámy prochází vložka aplitu ve směru JZ - SV. Ve východní části karu jsou žuly přerušeny výběžkem muskovitických svorů. Hranice mezi žulami a metamorfovanými horninami probíhá po hřebenu Rudníku na dno karu a pokračuje východním svahem Obřího dolu přes Čertův hřebínek na severní svah Studniční hory. Východně orientovaný svah Obřího dolu až pod soutok Úpy a Modrého potoka a Modrý důl je tvořen muskovitickým svorem s vložkami erlanu. Široký hřeben je budován chlorit-muskovitickým fylitem, který plošně převažuje nad muskovitickým svorem i na východních svazích Smrčiny. Východní část Obřího dolu má komplikovanější stavbu. Jihozápadní svah Sněžky je tvořen převážně muskovitickým svorem s vložkou páskované ortoruly ve směru JZ – SV. Západní až jižní svahy Růžové hory tvoří pás chlorit-muskovitického fylitu stejného směru, který je obklopen muskovitickým svorem a plošně rozsáhlejším pásem páskované

ortoruly. Jižně od Růžového potoka se v západním svahu Bukového údolí střídají všechny tři hlavní výše jmenované typy hornin krkonošského krystalinika.

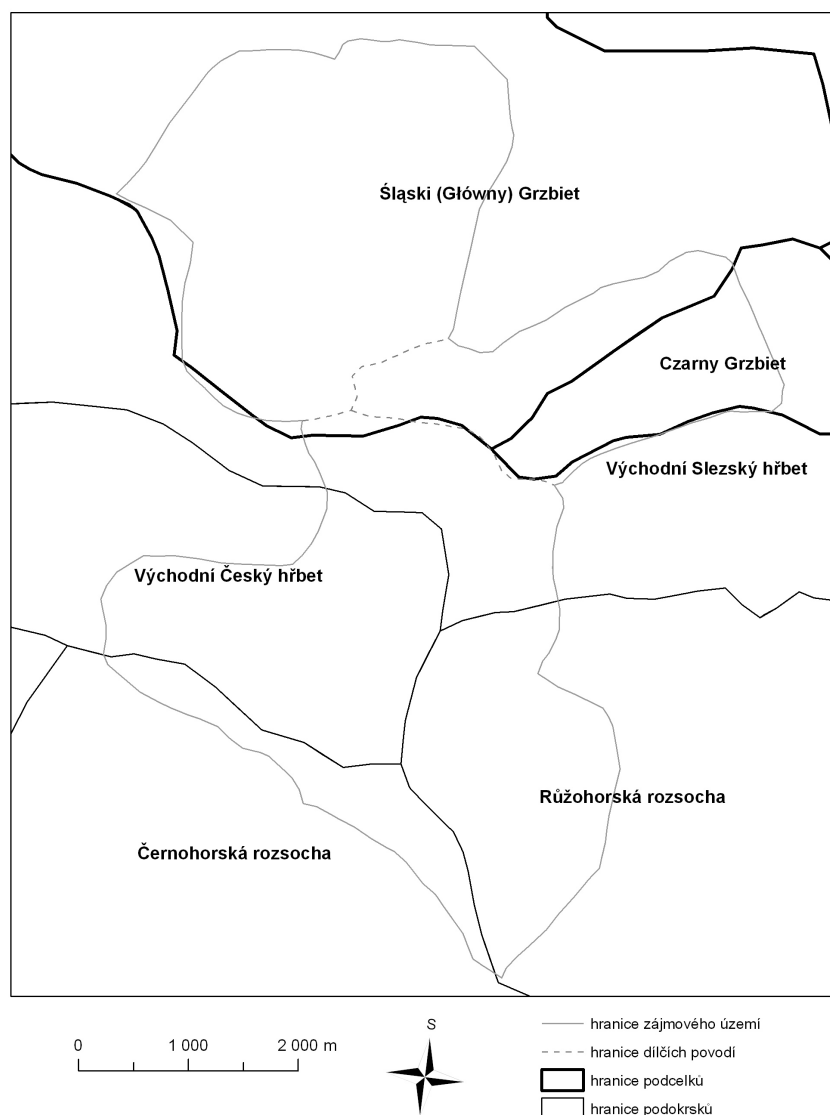
Obr. č. 2: Geologické poměry v zájmovém území (dle Szalamacha 1957, Krentz et al. 2001, KRNP)



4.2 VÝVOJ RELIÉFU A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Podle orografického členění Walczaka (1968, in Pilous 2007) se polská část zájmového území řadí do celku Karkonosze a podcelků Śląski (Główny) Grzbiet a Czarny Grzbiet. Česká část zájmového území se podle geomorfologického členění Balatky a Kalvody (2006) řadí k celku Krkonoše a podcelku Krkonošské hřbety a Krkonošské rozsochy. V podrobnějším členění pak do podokrsků Východní Slezský hřbet, Východní Český hřbet, Černohorská rozsocha a Růžohorská rozsocha (obr. č. 3).

Obr. č. 3: Geomorfologické členění zájmového území (dle Walczaka 1968, Balatky a Kalvody 2006)



Za počátek geomorfologického vývoje lze považovat období karbonu, kdy došlo mohutnou denudací k obnažení variské žulové intruze (Louček 1962). Tím Krkonoše získaly charakter trupového pohoří (Louček 1962), které je v hrubých rysech zachováno dodnes. Během mezozoika byly Krkonoše vysokou elevací, kde panovalo teplé, vlhké klima. Podobné

podmínky s převládajícím chemickým zvětráváním panovaly až do staršího kenozoika (Králík, Sekyra 1969). Vlivem dlouhodobého působení chemického zvětrávání a denudace se Krkonoše v období kenozoika staly zarovnaným povrchem. Názory na vznik do dnešní doby zachovalých reliktů zarovnaných povrchů se částečně liší. Podle Kuského (1948) začal hlavní peneplenizační proces před počátkem oligocénu a povrch byl následně vyzdvižen při saxonských pohybech na přelomu paleogénu a neogénu. Sekyra (1964) uvádí zarovnané povrchy jako relikt modelace z přelomu paleogénu a neogénu. Migoń (1997) připisuje genezi zarovnaných povrchů především silnému chemickému zvětrávání v období paleogénu a následnému odnosu vrstvy zvětralin po jejich vyzdvižení během neogénu. Vlivem chladného podnebí v období pleistocénu docházelo k dalšímu vývoji zarovnaných povrchů v důsledku mrazového zvětrávání. Na vytvoření podoby dnešních reliktů zarovnaných povrchů se tak podílelo více procesů v různých geologických etapách, a proto můžeme jejich charakter označit jako polygenetický (Migoń, Pilous 2007).

Vlivem saxonské tektoniky došlo podle vzniklých zlomů k postupnému a etapovitému zdvihu jednotlivých ker zarovnaného povrchu do dnešní výšky (Králík, Sekyra 1969). Vzniklo tak pohoří v podobě vyzdvižené asymetrické hrástě omezené na SV a JZ paralelními zlomy (Sekyra 1964). Zřetelný je především stupeň Piechowice – Miłków – Karpacz – Kowary, který odděluje Krkonoše od kotliny Jeleniogórské. Jižní okraj není tak zřetelný a probíhá v linii Horní Sytová – Vrchlabí – Lánov – Mladé Buky (Migoń, Pilous 2007). Období zdvihu vrcholilo v pliocénu a starším pleistocénu (Migoń 1992). Tektonické výzdvihy měly vliv na oživení zpětné eroze místních toků a na intenzivnější zahlubování říční sítě. Došlo tak k vytvoření širokých úvalovitých údolí (Králík, Sekyra 1969). Selektivní působení eroze toků v závislosti na typu geologického podloží mělo vliv na rozmístění krkonošských údolí. Na podobu dnešního reliéfu pak mělo největší vliv horské zalednění v kvartéru a v menší míře periglaciální procesy (Engel 1997). Ledovce vymodelovaly kary a trogová údolí a zanechaly po sobě ledovcové akumulace a fluvioglaciální sedimenty. Na jižní straně hor bylo zalednění rozsáhlejší, ale severní svah nese výraznější stopy zalednění, vzhledem k intenzivnějšímu extraglaciálnímu zvětrávání (Kuský 1948). Podrobněji je charakter a rozsah zalednění popsán v kapitole 5. Během chladných období pleistocénu byl povrch nezasažený erozivní ledovcovou činností ovlivňován mrazem a teplotními změnami. V periglaciální zóně vznikaly kryoplanační terasy, kamenná moře a mrazové půdní formy.

Současný reliéf je ovlivňován především vodní erozí a svahovými procesy. Účinky vodní eroze jsou nejvýraznější především při povodňových událostech. Během vysokých vodních stavů dochází k přemístování velkého množství materiálu, především fluviálního, ale

také např. ze zvětralin splavených svahovými bystřinami, nebo z ledovcových a murových akumulací. Tento materiál je následně ukládán na dně údolí, kde se rychlost proudění zpomaluje. Výraznější modelační projevy, než vodní eroze, mají svahové procesy. V oblastech prudkých svahů karových stěn a v ledovci přemodelovaných údolích dochází ke vzniku hlinitokamenitých přívalových proudů označovaných jako mury. Mury se v Krkonoších řadí k murám strukturním, které obsahují malé množství vody vázané na jemně disperzní, pevné částice základní hmoty (Pilous 1973). Nejvýraznější skupiny mur vznikly ve východní části Krkonoš a to v oblasti Obřího, Dlouhého a Jeleního dolu a v horní části údolí Bílého Labe (Pilous 1973). Na polském území mury výrazně přemodelovaly svahy karů Łomniczky, Małego a Wielkého Stawu (Parzóch et al. 2007). Svahy jsou modelovány také sněhovými lavinami, které kromě vegetace strhávají také zvětralinu. Setrvávání sněhových polí v oblasti karových hran urychluje zvětrávání skalního podloží (Šebesta 1978). Celkově je ale nivační činnost pro postglaciální morfologický vývoj Krkonoš nepodstatná (Šebesta 1978).

Reliéf zájmového území údolí Łomnice je mezi řekou Płasawou a západními svahy Złotowki ovlivněn činností ledovce. Ledovec po sobě zanechal rozsáhlé ledovcové akumulace až do oblasti soutoku Łomnice a Złotého Potoka a vyhloubil kary Wielkého a Małego Stawu. Erozní i akumulační ledovcový reliéf je podrobně popsán v kapitole 5.3. Na severním a severozápadním okraji zájmového území Łomnice se nachází skalní tory. Tor Kotki a skupina torů Pielgrzyny, kterou tvoří 3 skály vysoké až 25 m. Západně od hrany karu Wielkého Stawu se nachází tor Słonecznik s výškou 12 m. Při dolním toku Płasawy se nachází žulové skalní výchozy. Svahy Złotowki ve východní části zájmového území jsou pokryty blokovými akumulacemi s balvany o rozměrech nejdelší osy převážně do 1 m. Současnou morfologii svahů ledovcových karů Wielkého a Małego Stawu ovlivňují svahové pohyby v podobě mur. Na karových svazích Wielkého Stawu bylo zmapováno 10 mur, které dosáhly hladiny jezera (Parzóch et al. 2007). Většina z nich je seskupena v západní části karu, kde nejvíce znatelná je dráha mury z roku 1997. Svahy karu Małego Stawu jsou murami modelovány v severozápadní části. Bylo zde zmapováno 16 murových drah (Parzóch et al. 2007), které nedosahují hladiny jezera. Severní část karového dna Małego Stawu vyplňuje rašeliniště o rozloze 1,29 ha, délce 185 m a šířce 120 m (Knapik, Wojtuń 2007). Biały Jar, ležící na jihovýchodním okraji zájmového území Łomnice, je charakterizován jako amfiteátrovitý karoid (Pilous 2007a).

Údolí Łomniczky je nejvýraznější a nejhlubší údolí severního svahu Krkonoš (Pilous 2007a). Bylo ovlivněno činností ledovce, který vymodeloval kar a zanechal po sobě levou

boční morénu v nadmořské výšce 1025 m. Erozní ledovcový reliéf je podrobně popsán v kapitole 5.3. Svahy Obřího hřebene a svahy Sněžky jsou v horní třetině pokryty rozsáhlými kamennými moři, spodní část je pokryta vegetací. Svahy Obřího hřebene mají ve své horní polovině sklon okolo 30°. Karové stěny a východně orientované svahy Kopy jsou modelovány svahovými procesy. Celkově je v údolí Łomniczky zmapováno 27 murových drah, kdy většina vznikla v roce 1994 (Parzóch et al. 2007). Převážná část mur vznikla na východním svahu Kopy. Několik murových drah je zaznamenáno v severním svahu karu. Mury zasahují v několika případech až na dno údolí k toku Łomniczky.

Mezi ledovci modelovaným územím severního a jižního svahu Krkonoš se ve výšce 1400–1440 m n. m. zachoval zarovnaný povrch Bílé louky a Równie pod Śnieżką. Na zarovnaném povrchu najdeme formy strukturních půd (tříděné sítě a pruhy), rašelinných kopečků a areály putujících bloků (Křížek, Treml, Engel 2007). Na svazích Smogornie, Sněžky a Studniční hory se vyskytují strukturní půdy, kryoplanáčnické terasy a na malé ploše také soliflukční pokryvy (Křížek, Treml, Engel 2007). Kamenná moře se nachází na svazích Obřího hřebene, Sněžky a Stříbrného hřbetu (Czerwiński 1985).

Reliéf Obřího dolu je rovněž nejvíce ovlivněn činností ledovce a chladného klimatu. Ledovec vymodeloval rozsáhlý kar Úpské jámy a trogové údolí a zanechal po sobě pět stádií ledovcových akumulací. Ve východním svahu trogu byly vytvořeny kary Malé a Velké Studničné jámy a ledovcovou modelací prošel pravděpodobně i Modrý důl (Engel 2003). Erozní i akumulační ledovcový reliéf je podrobně popsán v kapitole 5.5. Úpská jáma je na východě ohraničena hřebenem Rudníku. Na něj navazuje mísovitá deprese - Rudná rokle. Jedná se o jihozápadní svah Sněžky, který je tvořen skalními stěnami a blokovými akumulacemi. Svahy na obou stranách Obřího dolu a jihozápadní svahy Úpské jámy jsou ovlivňovány murovými proudy. Celkem jich bylo zmapováno 51, což je největší počet na jedno údolí v Krkonoších (Pilous 1977). Nejvýraznější mury vznikly v Úpské jámě v roce 1882 a na západním svahu Růžové hory v roce 1897. Ve východním svahu Obřího dolu, pod Velkou Studniční jámou, se vyskytují suťové kužele. Rudný potok a Murový potok vytváří nad soutokem s Úpou náplavové kužele. Na plochém reliéfu podél řeky Úpy, v oblasti mezi Murovým a Studničním potokem, se rozprostírají plošně málo rozsáhlá rašeliniště. Údolní dno zde dosahuje šířky až 200 m (Engel 2003). Visutou polohu má vzhledem k Obřímu dolu Modrý důl, 2 km dlouhé údolí, kde se na jižních a východních svazích rozprostírají suťová pole. Pod soutokem Úpy a Modrého potoka ztrácí údolí Úpy charakteristický profil trogu. Modrý i Růžový potok tvoří před místem soutoku s Úpou náplavové kužele. Pod soutokem

Úpy s Růžovým potokem je údolí ovlivněno antropogenní činností, a to především v oblasti koryta řeky Úpy a v jeho blízkém okolí (Engel 2003).

4.3 KLIMATICKÉ POMĚRY

Klimatické poměry v zájmové oblasti jsou ovlivněny makroklimatem a místními topografickými podmínkami. Synoptické situace nad zájmovým územím jsou následkem rozložení tlakových útvarů nad Evropou. Zájmové území je součástí krkonošsko-jizerského masívu, který díky své orografii působí jako překážka převažujícímu západnímu proudění. Makroklima je modifikováno lokálními podmínkami, morfologií reliéfu a expozicí svahů. Vliv má především orientace svahů vůči převládajícímu proudění a oslunění (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Časté jsou situace inverzního charakteru počasí v údolích, které vznikají během celého roku. Z hlediska dlouhodobých klimatologických charakteristik je hlavním určujícím faktorem nadmořská výška (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007).

Lokální větrné systémy jsou popsány tzv. teorií anemo-orografického systému větrného proudění (Jeník 1961). Západně od zájmového území vystupují lokální větry údolím Bílého Labe, kde se rozvětvují na tři větve. Severovýchodní větev směřuje přes Stříbrný hřbet nad jihozápadní hranu karu Małego Stawu a západní až jižní hranu karu Wielkého Stawu. Hlavní východní proud lokálního větru směřuje přes Bílou louku nad hrany Úpské jámy a také nad kar Łomniczky. Jihovýchodní větev směřuje přes Luční a Studniční horu do prostoru Modrého dolu a do prostoru obou Studničních jam (Jeník 1961). Oblast Bílé louky a zvláště Modré sedlo tak patří mezi největrnější místa v celém pohoří (Coufal, Šebek 1969). Na hranách karů se vítr odtrhává od povrchu a dochází ke vzniku závětrných turbulentních jevů (Jeník 1961).

Teploty jsou v zájmovém území ovlivněny nadmořskou výškou. Na meteorologické stanici ve městě Karpacz (700 m n. m.) byla spočítána průměrná roční teplota 5,9 °C (1931–1970) (Kwiatkowski, Holdys 1985). U jezera Mały Staw se udává průměrná roční teplota 3,7 °C (1931–1940) (Kwiatkowski, Holdys 1985). Vrchol Sněžky má dlouhodobý průměr z let 1961–1990 0,4 °C (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Meteorologická stanice v Peci pod Sněžkou vykazuje za období 1961–2000 průměrnou roční teplotu 4,5 °C (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007).

Srážkové úhrny jsou ovlivněny lokálními orografickými podmínkami. Meteorologická stanice ve městě Karpacz udává průměrné roční srážkové úhrny za období 1931–1960 1138 mm a u jezera Mały Staw jsou průměrné roční srážkové úhrny 1349 mm (1932–1940) (Kwiatkowski, Holdys 1985). Na zarovnaném povrchu a vrcholcích Luční a Studniční hory

dosahují roční srážkové úhrny hodnot nad 1500 mm (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Meteorologická stanice na Sněžce naměřila průměrné roční srážkové úhrny 1261 mm (1961–1990) (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Roční srážkové úhrny jsou však v těchto oblastech dosti proměnlivé a v některých letech se mohou lišit o stovky milimetrů od dlouhodobých průměrů (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Obecně je hlavní maximum srážek v červenci a podružné v prosinci až lednu. Maximální úhrny srážek v červenci jsou způsobeny intenzivními srážkami v bouřkách (Coufal, Šebek 1969). Hlavní minimum srážek je v dubnu, kdy je zonální cirkulace vzduchových hmot zeslabena (Coufal, Šebek 1969), a podružné v září až říjnu. Sněhové srážky se v nižších polohách Krkonoš vyskytují průměrně v 1. polovině října, na hřebenech již v polovině září. Na konci dubna, respektive na konci května se vyskytují poslední sněhové srážky (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007). Výška sněhové pokrývky je ovlivněna nadmořskou výškou, orografií a prouděním vzduchu. V nižších polohách se celková sněhová pokrývka 10 cm a více vyskytuje průměrně 90 až 130 dní, na hřebenech průměrně 150 až 170 dní (Metelka, Mrkvica, Halásová 2007).

4.4 HYDROLOGICKÉ POMĚRY

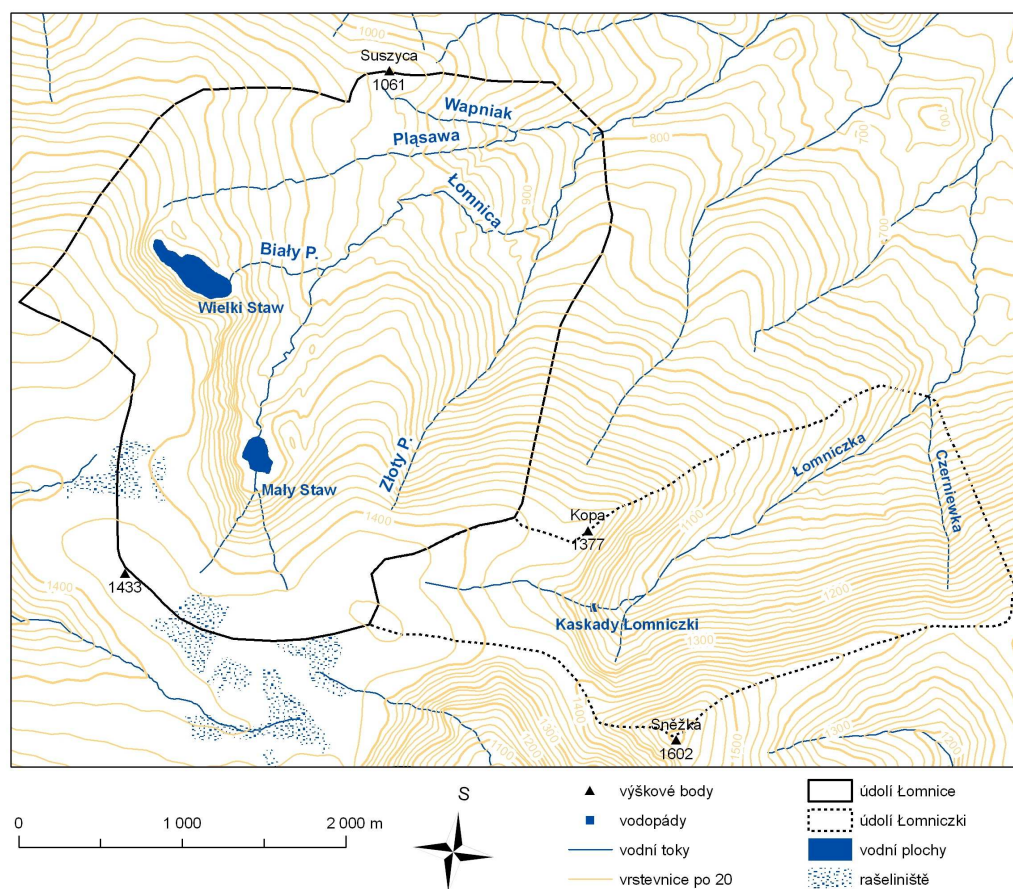
Z hydrologického hlediska je zájmová oblast prameništěm několika řek a zároveň jí prochází hranice evropského rozvodí. Hranice úmoří Baltského moře na severu a Severního moře na jihu se táhne po Stříbrném hřbetu a v oblasti Równie pod Śnieżką až na hřeben Sněžky. Řeky odvodňující zájmové území patří k povodí Odry respektive k povodí Labe. Na tocích v zájmové oblasti často dochází k výkyvům vodnosti, což při vyšších vodních stavech vede k velkému pohybu splavenin (Hančarová, Parzóch 2007).

Údolí Łomnice je odvodněno řekou Łomnicí, která pramení ve výšce 1407 m n. m. a protéká jezerem Mały Staw. Levostranným přítokem Łomnice je Biały Potok vytékající z jezera Wielki Staw a Płasawa. Levostranným přítokem Plasawy je na severním okraji zájmového území Wapniak. Soutok Płasawy s Łomnicí leží v nadmořské výšce 790 m (obr. č. 4). Pravostranným přítokem Łomnice je Złoty Potok, který odvodňuje rokli Biały Jar.

Údolí Łomniczky je odvodňováno stejnojmenným tokem, který pramení v nadmořské výšce 1420 m v severovýchodní části Równie pod Śnieżką. Východní karovou stěnu Łomniczka překonává pomocí 300 m dlouhé soustavy kaskád. Vodopád Łomniczky má úhrnnou výšku okolo 100 m, ale pro svůj malý sklon nemusí být považován za pravý vodopád (Tesař, Pilous 2007). Pod vodopádem přibírá Łomniczka bezejmenný pravostranný přítok. Druhým pravostranným přítokem Łomniczky je tok Czerniawka, jejichž soutok leží

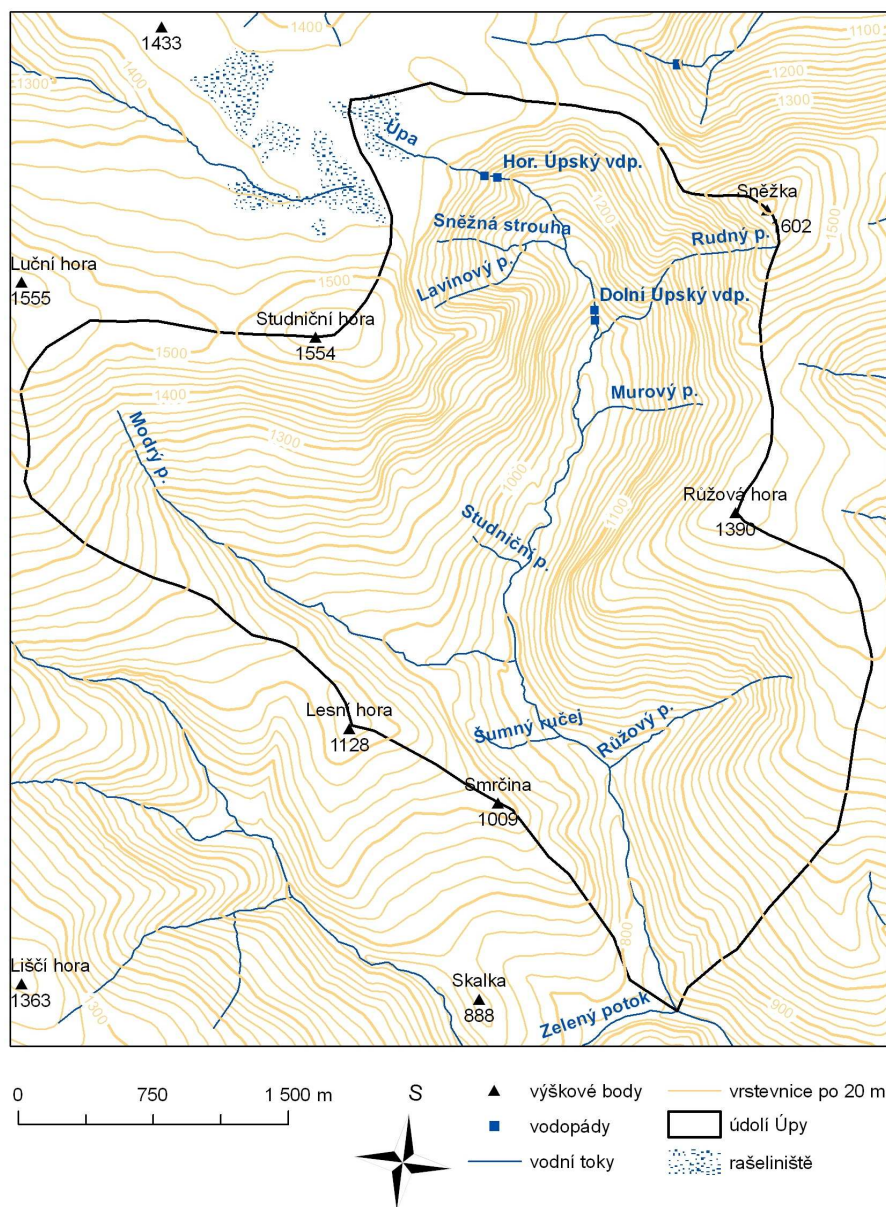
v nadmořské výšce 780 m. Samotný tok Łomniczky je pravostranným přítokem Łomnice, jejichž soutok leží mimo zájmové území v nadmořské výšce 448 m.

Obr. č. 4: Říční síť v údolí Łomnice a Łomniczky (dle DMÚ 25, KRMAP, Krkonoše)



V nadmořské výšce 1432 m, na zarovnaném povrchu Równie pod Śnieżką, pramení řeka Úpa, která stéká po stěně karu do Obřího dolu. Karovou stěnu Úpa překonává pomocí 129 m vysokého (Tesař, Pilous 2007) Horního Úpského vodopádu a stéká Úpskou roklí na dno Úpské jámy. Zde přibírá pravostranný přítok vzniklý soutokem Sněžné strouhy a Lavinového potoka (obr. č. 5). Karový stupeň překonává pomocí 45 m vysokého (Tesař, Pilous 2007) Dolního Úpského vodopádu. Pod stupněm přibírá z levé strany nejdříve Rudný potok a o 600 m dále Murový potok. V nadmořské výšce 940 m byl tok antropogenně upraven. Byla zde vybudována přehradní nádrž tzv. klauza, která byla využívána pro zadržení vody při plavení dřeva. Další přítoky Úpy jsou pravostranný Studniční potok, Modrý potok a Šumný ručej a levostranný Růžový potok. Zájmové území končí soutokem se Zeleným potokem v nadmořské výšce 755 m. Po mohutných povodních na konci 19. století a ve 20. století byl především dolní tok v zájmovém území upraven z důvodu protipovodňových a protieročních opatření.

Obr. č. 5: Říční síť v zájmovém území Obřího dolu (dle DMÚ 25, KRNP, Krkonoše)



Významná jsou z hlediska hydrologie ledovcová jezera hrazená morény – Mały a Wielki Staw (foto č. 1), která jsou největší v celé oblasti Krkonoš. Mały Staw leží v nadmořské výšce 1183 m a má rozlohu 2,88 ha (Komar 1985). Hloubka jezera se pohybuje v průměru okolo 3 až 4 m s maximální hloubkou při západním břehu 7,3 m. Hladina Wielkého Stawu leží v nadmořské výšce 1225 m a rozloha je 8,42 ha (Komar 1985). Jezero lze z hlediska charakteristik rozdělit do dvou částí. Hlubší hlavní bazén tvoří oválnou část jezera ve východní části a má hloubku převážně více než 10 m s maximem 24,4 m. Druhou část jezera tvoří zátoka na západním okraji jezera, která je mnohem mělká s maximální hodnotou hloubky 7,5 m (Komar 1985). Obě jezera jsou výrazně zanášena sedimenty z murových a lavinových procesů, které vedou k jejich postupnému zániku. U jezera Wielki

Staw dochází k tomuto procesu dvakrát rychleji, než u Malého Stawu (Tesař, Pilous 2007). Datování jezerních sedimentů odebraných z Wielkého Stawu datovalo nejhlubší vrstvu sedimentu na 1230 let (^{14}C) (Hruška, Břízová 2007). Pylová analýza jezerních sedimentů posloužila jako podklad pro rekonstrukci přírodních poměrů Krkonoš v období svrchního holocénu (Hruška, Břízová 2007).

Foto č. 1: Jezero Wielki Staw



4.5 PŮDNÍ A VEGETAČNÍ POMĚRY

Vysokohorský reliéf, matečná hornina i vegetační kryt předurčují, že půdy vyskytující se v zájmovém území jsou převážně silně kyselé, chudé na živiny a výrazně sorpčně nenasyčené (Podrázský, Vacek 1994). Půdy v zájmové oblasti lze také charakterizovat jako výrazně skeletovité, často nevyvinuté, kde převažujícím půdním typem je podzol (Podrázský, Vacek 1994).

V údolí Łomnice i Łomniczky převažují v nižších nadmořských výškách kryptopodzoly následované na skalnatých či kamenitých svazích rankery (Podrázský a kol. 2007). Ve zbylé části údolí převažují podzoly. Na svazích karů a především na severním svahu Sněžky najdeme regozemě, které se vyvíjí na nezpevněných substrátech. Na zarovnaných površích nalezneme organozemě, kryogenní půdy i podzoly. Pod pásmem podzolů se ve svazích Obřího dolu nachází pás litozemí a v menší míře také regozemě. Svahy Modrého dolu pokrývají podzoly a v uzávěru Modrého dolu regozemě. Pod soutokem Modrého potoka a Úpy se ve svazích pod pásmem podzolů vyvinuly rankery (Podrázský a kol. 2007). Na mírnějších svazích se při dně údolí Obřího i Modrého dolu nachází kryptopodzoly, ve kterých se uplatňuje nejen proces podzolizace, ale také proces hnědnutí charakteristický pro kambizemě. Na podmáčených místech kolem toků v celém zájmovém území nalezneme také v menší míře gleje.

Vegetační poměry jsou v zájmovém území ovlivněny výškovými rozdíly (převýšení 800 m). Na území měřícím horizontálně pouhých 8 km se nachází široké spektrum druhů, společenstev a ekosystémů. Do 1000 m n. m. by se přirozeně mělo rozkládat pásmo bučin, které je však lidskou činností plně nahrazeno smrkovou monokulturou. Smrčiny se tedy nachází až k alpinské hranici lesa (AHL), která je výrazným mezníkem flóry i fauny. AHL můžeme charakterizovat jako linii, která spojuje všechny nejvyšší porosty stromů s minimální výškou 5 m a minimálním zápojem 0,5 (Jeník, Lokvenc 1962). AHL leží na západě Wielkého Stawu v nadmořské výšce 1250 m, směrem k východu klesá až do 1150 m a východně od Malého Stawu vystupuje opět do 1250 m n. m. (Tremml 2007). V údolí Łomniczky leží nejvýše na severovýchodních svazích Kopy a protějších svazích Sněžky a Czarného Grzbietu ve 1250 m n. m. V ose údolí sahá jen do 1100 m n. m. (Tremml 2007). V Úpské jámě zasahuje AHL od 1150 do 1300 m n. m. V Malé a Velké Studniční jámě se pak pohybuje od 1200 do 1250 m n. m. Na protějším jihozápadním svahu Sněžky naopak sahá nejvýše v celých Krkonoších do 1367 m n. m. (Tremml 2007). Kolísání nadmořské výšky AHL je důsledkem klimatických stresorů (Tremml 2004), ale zároveň nižší nadmořská výška AHL souvisí s místy vyššího sklonu svahů, kde výrazněji působí laviny a mury (Tremml 2003).

Nad AHL se do nadmořské výšky 1500 m rozkládá stupeň kosodřeviny, na který navazuje v nejvyšších polohách alpský stupeň (Sýkora a kol. 1983). Stupeň kosodřeviny se vyznačuje jak keřovitými klečovitými porosty, tak subalpínskými smilkovými nebo třtinovými trávníky. Tyto společenstva se nazývají travnaté tundry (Flousek, Štursa 2007a). Významnou součástí jsou subalpínská rašeliniště, kde roste nejméně 20 druhů rašeliničků (Flousek, Štursa 2007d), ale vážou se na ně také houby, lišejníky, cévnaté rostliny (např. brusnicovité, glaciální relikty všivec krkonošský a ostružník moruška), trávy (ostřice, suchopýry), klečové porosty (*Pinus mugo*) a nízké skupiny smrku ztepilého.

Rašeliniště vrchovištního typu začala vznikat na zarovnaném povrchu Bílé louky a Równie pod Śnieżką v teplejším klimatu holocénu (Potocka, Vaněk 2006). Morfologicky výhodné ploché oblasti s mírnými depresiemi byly vyplněny vodou díky vysokým srážkám a dlouhotrvajícímu sněhovému pokryvu (Králík, Sekyra 1969). Rašeliniště lze zařadit rovněž mezi azonální horská rašeliniště typu subalpínsko-subarktického (Potocka, Vaněk 2006). Jejich morfologie je složitá a nalezneme v nich prvky rašelinišť vznikajících v oceánském i drsném severském klimatu. Jejich tvar je podobný také ombrogenním koncentrickým vrchovištím a excentrickým vrchovištím na mírně ukloněných svazích (Potocka, Vaněk 2006). V dnešní době rašeliniště odumírají. Výzkum vodní bilance mezi půdou s mocným

rašelinným horizontem (40–50 cm) a půdním typem podzol na Labské louce ukázal, že obě půdy mají během vegetační sezóny stejný průběh odtoku (Tesař a kol. 2000).

Oblasti Studniční hory, Stříbrného hřbetu a Sněžky zasahují do alpínského vegetačního stupně, který byl v kvartéru ovlivňován kryogenními a eolickými procesy (Flousek, Štursa 2007b). Nízké teploty, dlouhotrvající sněhová pokrývka, nevyvinuté půdy a jejich regelační pohyby apod. umožňují uchytit se jen odolným druhům vegetace. Nalezneme zde lišejníky (vousatce, puklěřky, mapovníky), houby (závojenka alpínská), mechorosty (jätrovky, zoubkočepka sudetská), ale i cévnaté rostliny (jestřábníky, koniklec alpínský bílý, prvosenka nejmenší).

Ledovcové kary jsou místa největší geobiodiverzity v celých Krkonoších a jejich výškové uspořádání vegetace neodpovídá výše nastíněným hranicím (Flousek, Štursa 2007c). Vlivem specifických klimatických podmínek vzniká v prostoru karů směs ojedinělých biotopů, kde v sousedství rostou zcela odlišné druhy s rozdílnými požadavky na svůj vývoj. Vlivem sněhových lavin dochází k disturbancím, které znemožňují lesu rozšíření do vyšších částí svahů. Různá výška sněhové pokrývky a doba jejího výskytu má vliv na druh vegetace (Flousek, Štursa 2007c). Vznik úrodných půd, hromadění semen a různé organické hmoty ve vrstvách sněhu a jejich přemísťování po svazích vede ke vzniku botanicky bohatých míst nazývaných „botanické zahrádky“. V Obřím dole najdeme Čertovu a Krakonošovu zahrádku. Polské kary nemají tato místa přímo pojmenována, ale bohatstvím flóry jsou srovnatelná. Oblast karů je významná výskytem řasové flóry, mykoflóry, mechorostů i lišejníků. Cévnaté rostliny pak v jednotlivých karech čítají 150 až 300 druhů (např. oměj šalamounek, lilie zlatohlavá, všivec krkonošský). V Čertově zahrádce se vyskytuje endemická kuřička krkonošská (Flousek, Štursa 2007c). Oblasti drah sněhových lavin pokrývají nízké a plazivé keře, byliny a traviny, které jsou schopny odolávat síle lavin.

5 ZALEDNĚNÍ

5.1 CHARAKTER A PŘEDPOKLADY ZALEDNĚNÍ KRKONOŠ

Klimatické podmínky a geomorfologické poměry měly hlavní vliv na charakter a vznik zalednění v Krkonoších (Engel 1997). K nejdůležitějším geomorfologickým znakům, které měly vliv na vznik zalednění, patří značná nadmořská výška pohoří a přítomnost vysoce položených zarovnaných povrchů (Partsch 1894). Tyto vhodné poměry byly umocněny lokálními větrnými systémy, kdy ze západu vanoucí větry svívaly sníh z rozsáhlých zarovnaných povrchů do závětrných poloh (Partsch 1882). Hromadící se sníh tak přispíval k vyživování ledovců.

Za ideální pro vývoj ledovců je považována S–V expozice svahů (Sekyra 1964). Jižní svah Krkonoš byl z tohoto hlediska pro vznik ledovců nevýhodný. Přesto se na jižním svahu Krkonoš vyvinuly rozsáhlejší ledovce, jejichž vznik se vysvětluje právě přítomností deflačních plošin jako vyživovacích oblastí, dostatečnou nadmořskou výškou (Sekyra 1964), ale také vyvinutější říční sítí (Vitásek 1924). Na vznik ledovců mohla mít vliv přítomnost kontinentálního ledovce, který v době maximálního rozšíření dosahoval k Sobieszówu, cca 9 km severně od hlavního krkonošského hřbetu, a ovlivňoval proudění vzduchových hmot i teploty vzduchu (Králík, Sekyra 1969). Přesto byly orografické podmínky pohoří důležitější než blízká přítomnost kontinentálního ledovce a výhodná severní expozice (Vitásek 1924).

Vliv na zalednění zájmových údolí měla přítomnost zarovnaného povrchu Bílé louky a Równie pod Śnieżką. Lokální větry vystupující z údolí Bílého Labe svívaly sníh ze zarovnaného povrchu do závětrných poloh jednotlivých karů (Jeník 1961). Pro ledovce v údolí Łomnice a Łomniczky byla dále důležitá S expozice svahů (Sekyra 1964) a pro vznik ledovce v údolí Úpy vyvinutější říční síť (Vitásek 1924).

V Krkonoších se vytvořily ledovce údolního a karového typu. Zatímco na jižní straně pohoří převládaly ledovce údolního typu, ledovce severního svahu byly charakterizovány jako ledovce karové a svahové (Czerwiński 1985). O existenci náhorních ledovců na zarovnaných površích bylo uvažováno v počátečních pracích o zalednění Krkonoš (Partsch 1894, Kuský 1948). Na tuto myšlenku navázali J. a Z. Sekyra (2002), kteří uvažovali o existenci náhorního ledovce v prostoru zarovnaného povrchu Bílé louky a Równii pod Śnieżką. Nový pohled na rozsah zalednění Krkonoš přinesl sedimentologický výzkum na počátku nového tisíciletí (Carr et al. 2002, 2007). Subglaciální till nalezený v sedimentech u Mladých Buků naznačuje rozsah ledovce až 20 km od hlavního hřbetu Krkonoš v podobě piedmontního ledovce (Carr

et al. 2007). V souvislosti s těmito výsledky se znovu objevuje otázka možnosti existence ledovců na vysoko položených plochách (Carr et al. 2002).

V údolí Łomnice se podle Traczyka (1986) vyvinuly v období předriisském ledovce svahové a v rissu a würmu ledovce karové s ledovcovými splazy. V údolí Łomniczky se vyvinul karový ledovec s úzkým splazem (Králík, Sekyra 1969). Údolí Úpy bylo naopak vyplněno ledovcem údolním. Podrobnější popis charakteru ledovců a jejich vývoj je popsán v kapitolách 5.3, 5.4 a 5.5.

Z klimatických podmínek a geomorfologických poměrů vycházela nadmořská výška sněžné čáry. Pro jižní svah Krkonoš byla stanovena nadmořská výška sněžné čáry na 970 m a pro severní svah Krkonoš na 1230 m (Králík, Sekyra 1969). Sněžná čára byla určena pomocí orometrické metody Kurowského (Sekyra 1964). V souvislosti se zjištěním možné existence rozsáhlého piedmontního zalednění by ale nadmořská výška sněžné čáry musela poklesnout na méně než 900 m (Carr et al. 2007).

V údolí Łomnice stanovil Traczyk (1986) nadmořskou výšku sněžné čáry pro čtyři období, které určil na základě rozsahu ledovcových akumulací rozdělených do IV zón (obr. č. 6, kap. 5.3). V období, kdy ledovec zasahoval do I. a II. zóny, ležela sněžná čára v nadmořské výšce 1200 m resp. 1170 m. Při zásahu ledovce do III. a IV. zóny stanovil Traczyk (1986) nadmořskou výšku sněžné čáry na 1200 m resp. 1250 m. Pro údolí Łomniczky byla určena výška sněžné čáry na 1190 m n. m. (Vitásek 1924). Pro její určení byla použita metoda Höfrova (Höfr 1879, in Engel 2003, s. 129). Pro údolí Úpy byla sněžná čára vypočítána pro 3 období (Engel 2003): období nejstaršího zjištěného zalednění, období dokumentované nejnižšími dochovanými morénami a období ústupové fáze. Nadmořská výška sněžné čáry byla určena pomocí dvou metod: modifikovaná Höfrova (THAR) a metoda MELM dříve označovaná jako Penck – Brücknerova či Lichteneckerova (Gross, Kerschner, Patzelt 1976, in Engel 2003, s. 130). Metodou THAR byla v Obřím dole (střední výška hrany karu 1440 m n. m.) určena výška sněžné čáry pro tři výše zmíněná období na 1095, 1130 a 1170 m n. m. Metodou MELM nebyla pro první období zjištěna, pro druhé 1075 a třetí 1100 m n. m. (Engel 2003). Vzhledem k narušení morén denudací jsou hodnoty získané metodou MELM považovány pouze za přibližné a ukazují nejnižší možnou polohu pleistocénní sněžné čáry (Engel 2003).

5.2 CHRONOLOGIE ZALEDNĚNÍ KRKONOŠ

Absolutní datování ledovcových sedimentů nepřineslo doposud jasný důkaz o předviselském zalednění. Doklad o možném předviselském zalednění na české straně pohoří přinesl sedimentologický výzkum v údolí Úpy (Carr et al. 2002, 2007). Sedimenty u Mladých Buků byly určeny jako subglaciální till, což naznačuje, že nejméně jednou během kvartéru došlo k rozšíření ledovce daleko za morénovou akumulaci ležící v Obřím dole s čelem v nadmořské výšce 820 m (Carr et al. 2007). Zalednění mohlo mít podobu piedmontního ledovce roztékajícího se až 20 km od hlavního hřbetu Krkonoš (Carr et al. 2007). Stáří sedimentů bylo přiřazeno k období OIS 6, tedy k sálskému zalednění (Carr et al. 2007). datování jezerních sedimentů termoluminiscenční metodou v oblasti Šniežných jam ukázalo na stáří 87–93 ka BP (Chmal, Traczyk 1999). Morénové akumulace, které ohraničují datované sedimenty a morénové akumulace ležící níže v údolí, byly přiřazeny do období rissu resp. do staršího neznámého zalednění (Chmal, Traczyk 1999). Existenci předviselského zalednění naznačuje také glaciální modelace Labského a Obřího dolu. Morénové akumulace, vzniklé v posledním viselském zalednění, byly uloženy v již glaciálně přemodelovaném údolí (Engel 2007). Starší názory o dvojím zalednění Krkonoš, risském a würmském, se opíraly o rozdílnou morfologii morénových akumulací a přítomnost fluvio-glaciálních akumulací (Sekyra 1964, Králík, Sekyra 1969, Šebesta, Treml 1976, Traczyk 1986, Traczyk 1989). Relativní i absolutní datování morénových akumulací však doposud potvrdilo pouze viselské stáří morénových akumulací (Braucher et al. 2006, Engel et al. 2011).

Vývoj zalednění během viselského glaciálu je dokumentován absolutním i relativním datováním ze severního i jižního svahu Krkonoš. Data doposud nepokrývají celé období viselského glaciálu a nejlépe zaznamenávají vývoj zalednění v období posledního glaciálního maxima. Nejstarší datované sedimenty pocházejí z oblasti Šniežných jam. Jezerní sedimenty byly datovány termoluminiscenční metodou, která ukázala stáří 87–93 ka BP (Chmal, Traczyk 1999). Vznik morénových akumulací, které ohraničují datované sedimenty byl zařazen do fáze OIS 5b (cca 90 ka BP), tedy na počátek viselského glaciálu (Chmal, Traczyk 1999). Sedimentologický záznam z Labského dolu (1039 m n. m.) zaznamenává posledních 30 000 let. datování metodou opticky stimulované luminiscence prokázalo, že bezprostředně před nástupem posledního zalednění (konec MIS 3) bylo údolí nezaledněno (Engel et al. 2010). Ostatní data přinesla poznatky o průběhu posledního glaciálního maxima na severním i jižním svahu Krkonoš. V údolí Łomnice byly morénové akumulace datovány pomocí radiometrické metody ^{10}Be . Výsledky ukazují, že morénové akumulace vznikly v posledním

glaciálním maximu, kdy nejnižše položené morény byly datovány na $15,923 \pm 0,777$ ka (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Podle radiokarbonového datování organických sedimentů z vrtu u Malého Stawu v údolí Łomnice zde existoval ledovec maximálně do 10 ka BP (Chmal, Traczyk 1999). V údolí Łomniczky byla morénová akumulace datována na $14,294 \pm 577$ ka (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Ústup ledovce na jižních svazích Labského dolu (995 m n. m.) začal před $14,37 \pm 1,37$ ka (^{10}Be) a dosáhl horní části karu (1275 m n. m.) v období před $10,3 \pm 0,86$ ka (^{10}Be) (Braucher et al. 2006). V Obřím dole (990 m n. m.) došlo k ústupu ledovce před $12,45 \pm 1,68$ ka (^{10}Be) a bylo dovršeno (1180 m n. m.) před $9,58 \pm 1,14$ ka (^{10}Be) (Braucher et al. 2006). Relativní datování morénových akumulací v Labském a Obřím dole potvrzuje, že byly vytvořeny v posledním glaciálním maximu (Engel 2007).

5.3 ÚDOLÍ ŁOMNICE

Do zarovnaného povrchu Równii pod Śnieżką a Stříbrného hřbetu jsou zahloubeny kary Malého a Wielkého Stawu. Kar Wielkého Stawu má délku 0,7 km a šířku 0,3 km (Traczyk 1986). Dno karu je vyplněno jezerem Wielki Staw, jehož hladina leží ve 1225 m n. m. Karové svahy orientované k severu vystupují přímo z jezera a mají výšku až 180 m (Králík, Sekyra 1969). Ve spodní třetině karové stěny vystupuje na povrch skalní podklad. Horní dvě třetiny svahu jsou pokryty vegetací, která se střídá s vystupujícím skalním podkladem. Sklon svahů se pohybuje mezi 30° – 45° . Horní okraj karu je tvořen karovou hranou, která se nachází ve výšce 1300–1400 m n. m. Kar Malého Stawu (foto č. 2) má délku 1,4 km a šířku 0,7 km (Traczyk 1986), kdy delší stěna je orientována k severovýchodu. Od karu Wielkého Stawu je oddělen hřbetem, který je tvořen tvrdou žílou žulového porfyru (Kunský 1948). Dno karu Malého Stawu leží v nadmořské výšce 1130–1180 m. Ve své jižní části je kar vyplněn jezerem Mały Staw, které je hrazeno morénou a vyplňuje přibližně třetinu plochy celého karu. Severní část dna karu je vyplněna ledovcovými akumulacemi a rašeliništěm. Karové svahy mají výšku až 170 m (Králík, Sekyra 1969). Severně a severozápadně orientované svahy karu jsou kryty vegetací a sklon svahu se pohybuje převážně mezi 35° – 40° . Severovýchodně orientované svahy karu jsou tvořeny skalními stěnami a oblasti kryté vegetací mají sklon přes 35° . Rozdílné sklony karových stěn jsou podmíněny geologicky, kdy severní a severozápadní svah karu je tvořen hrubě zrnitým, porfyrickým granitem a severovýchodní svah středně zrnitým granitem. Horní okraj karu je tvořen karovou hranou, která se nachází ve výšce 1300–1400 m n. m.

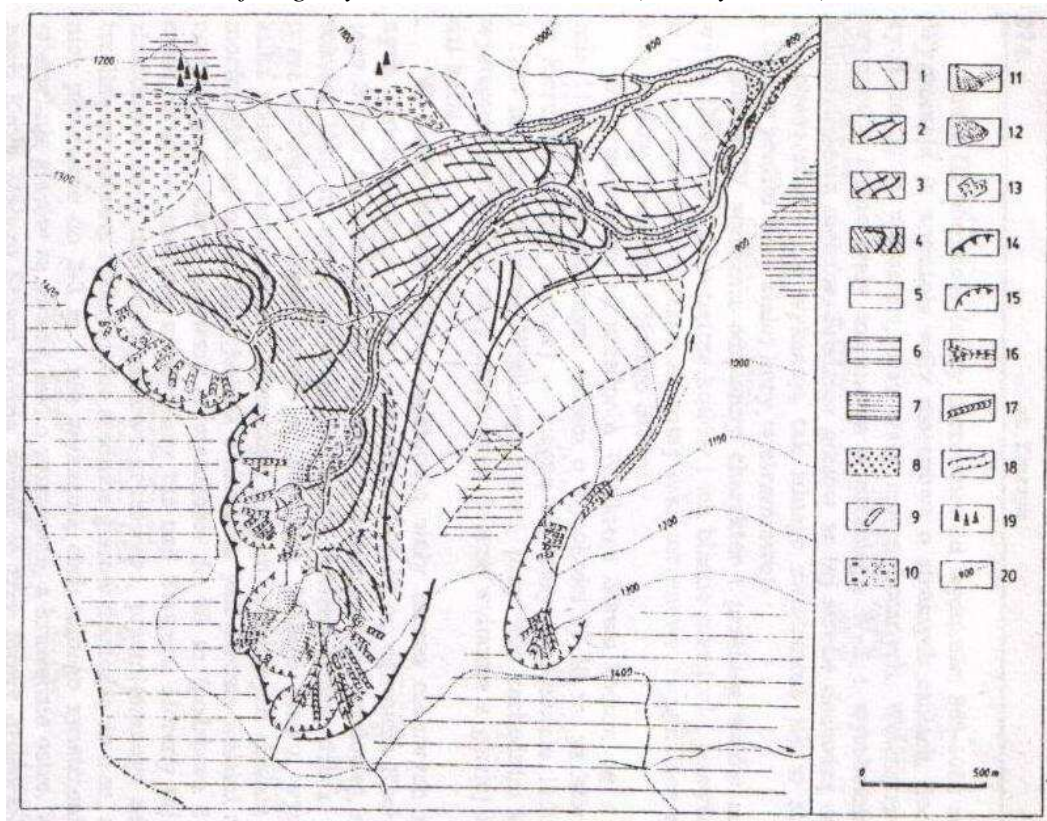
Foto č. 2: Jižní část karu Malého Stawu



Dno údolí Łomnice je pokryto glaciálními akumulacemi, které bylo Traczykem rozděleno z hlediska nevětrání a morfologie do čtyř zón (I, II, III, IV, obr. č. 6). I. zóna glaciálních akumulací leží v pásu od 850 do 1200–1250 m n. m. Zóna leží mimo hlavní morénové valy a její povrch je pokrytý balvany o rozměrech do 7 m. V oblasti svahu Polany (1050 m n. m.) byl proveden odkryv zvětralin, který ukázal složení sedimentů do hloubky 2–3 m. Podloží je tvořeno silně zvětralými granity, které je ostře odděleno od vrstvy zvětralých granitů v jílovité hmotě. Vrchní vrstvu tvoří balvany granitů uložené v rašelině, jejichž povrch je silně navětralý (98 % balvanů ukazuje selektivní navětrání povrchu, 45 % exfoliaci) (Traczyk 1986). Zóna II zahrnuje morénové valy v oblasti 860–1280 m n. m. s výškou až 20 m (Traczyk 1986). Balvany tvořící morény mají rozměry maximálně 5 m a jejich povrch je navětralý s prvky exfoliace. Zóna III je charakterizována výraznými morénovými valy se strmými čely, až 30 m vysokými (Traczyk 1986). Rozkládá se podél řeky Łomnice v nadmořské výšce 960–1080 m n. m. Pravá boční moréna zasahuje až nad Mały Staw (cca 1250 m n. m.). Podélné valy uprostřed zóny mají směr JZ–SV. Balvany tvořící morénové akumulace dosahují rozměrů do 5 m a mají silně zvětralý povrch (Traczyk 1986). Zóna IV zahrnuje systém bočních a čelních morén, který byl vytvořen samostatnými ledovci Malého a Wielkého Stawu. Ledovec Wielkého Stawu vytvořil 6 ústupových morénových valů (Traczyk 1986). Nejníže položený val v nadmořské výšce 1140 m n. m. má výšku 30–40 m. Další valy leží v nadmořské výšce 1180–1220 m n. m. a tvoří terénní stupeň. Předposlední val hradí jezero po celé jeho délce (foto č. 3) a poslední ústupová moréna vystupuje z vodní hladiny

v severozápadní části jezera. Nejnižší ležící čelní moréna (1125 m n. m.) vytvořená ledovcem Malého Stawu a navazující boční val daly vzniknout rašeliníšti v oblasti malého sklonu podél řeky Łomnice (Traczyk 1986). Další val směrem k jižní části karu dosahuje výšky 5 m a boční moréna 30–40 m. Mały Staw je oddělen od severní části karu dvěma valy. První je 60 m vysoký (foto č. 4) s podstavou ve 1200 m n. m. a druhý, nižší lemuje jezero ze severu a severovýchodu (Traczyk 1986). Materiál tvořící morény IV. zóny tvoří balvany v průměru 2–3 m s málo navětralým povrchem (Traczyk 1986).

Obr. č. 6: Geomorfologický náčrt údolí Łomnice (Traczyk 1989)



1 – ledovcové akumulace I. zóny 2-4 – ledovcové akumulace a morénové valy: 2 – zóna II, 3 – zóna III, 4 – zóna IV, 5 – zarovnaný povrch, 6-7 – relikt plošinového reliéfu v nadmořské výšce: 6 – 1200–1240 m, 7 – 900–950 m, 8 – sklaní stěny, 9 – aluviální terasy dosahující dna údolí, 10 – rašeliníště, 11 – suťové kužely, 12 – aluviální vějíře, 13 – akumuláční části mur, 14 – hrany karů, 15 – hrany nivačních depresí, 16 – strže s vodními toky, 17 – strže, 18 – erozní zářezy vodních toků, 19 – tory, 20 – vrstevnice

Foto č. 3: Morénový val hradící jezero Wielki Staw



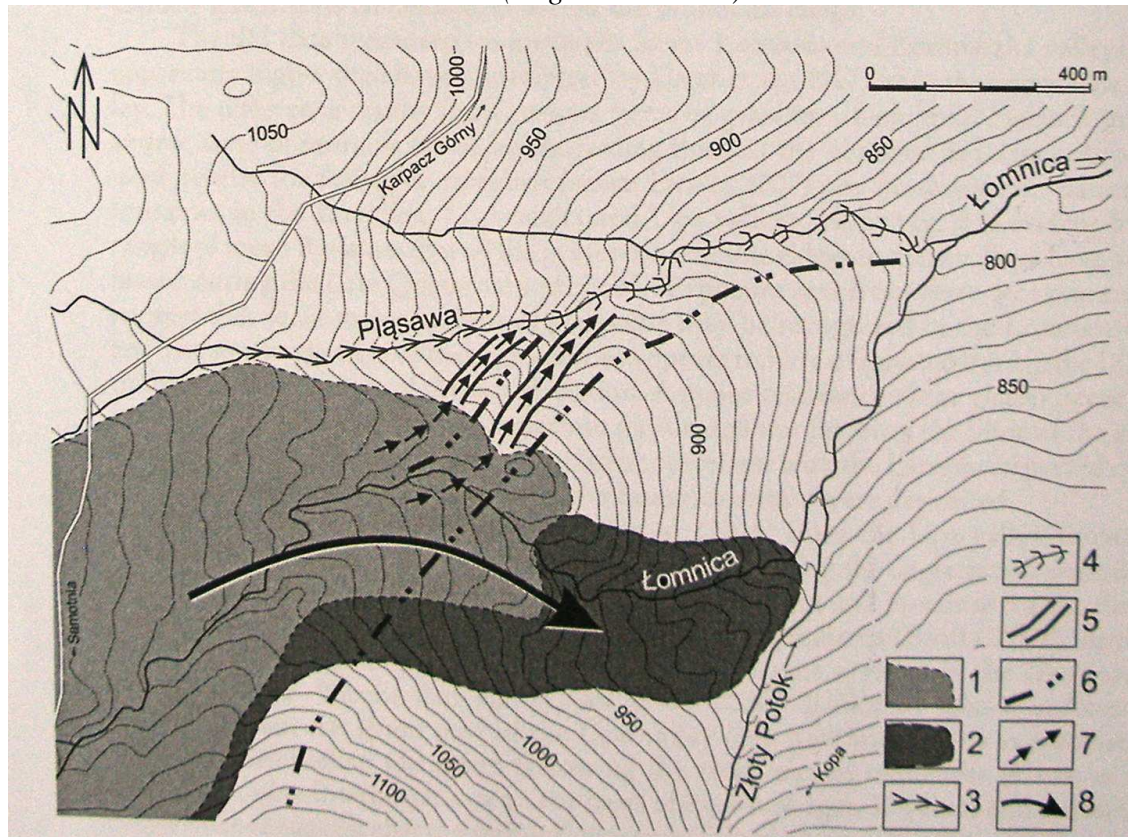
Foto č. 4: Boční morénový val u jezera Mały Staw



Podle stupně navětrání granitů považuje Traczyk (1986) I. a II. zónu za oblast, kde došlo nejméně ke dvou fázím zvětrávání. V teplém podnebí prošel materiál chemickým zvětráváním a v chladném podnebí i fyzikálním zvětráváním. Oblast I. zóny byla podle Traczyka (1986) v předrisském období zasažena ledovcem svahového typu, který zasahoval až do nadmořské výšky 840–850 m n. m. Existence ledovce v I. zóně není ale podle současného názoru prokázána (Engel et al. 2011). Druhá zóna odpovídá zalednění údolního typu (Traczyk 1986), který po sobě zanechal morénové valy ve svahu Złotowki a dosahoval délky 3,5 km, k soutoku Złotého Potoka a Łomnice (880 m n. m.). Podle názoru Traczyka (1986) odpovídá fáze II vzniku na přelomu rissu a würmu (130–120 ka BP). Absolutní datování balvanů z morénových akumulací radiometrickou metodou ^{10}Be tento názor nepotvrdilo. Dva balvany v zóně II, nad soutokem Łomnice se Złotým Potokem, byly v průměru datovány na $15\,923 \pm 777$ let (^{10}Be). Z analýzy mikrotextr křemenných zrn bylo ale zjištěno přepracování morénového materiálu (Engel et al. 2011). Morénové akumulace v zóně III a IV připadají ke dvou nejmladším fázím zalednění: A a B. Při fázi A ledovec dosahoval délky 3 km. Čelní morény této fáze zahradily původní koryto Łomnice (Traczyk 1986), která tak změnila tok do své dnešní podoby (obr. č. 7). Absolutní datování balvanu na zmíněné

čelní moréně ukázalo stáří $16,531 \pm 617$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Podobný věk byl zjištěn i z balvanu na boční moréně výše v údolí: $16,994 \pm 446$ let (^{10}Be). Podle názoru Traczyka (1986) mohlo dojít mezi fází A a B k úplnému zániku ledovců, což naznačuje odlišný charakter materiálu tvořící morény v zóně IV.

Obr. č. 7: Změna směru toku Łomnice (Engel et al. 2011)



1 – zalednění v zóně III (podle Traczyka 1986), 2 – zalednění v zóně II (podle Traczyka 1986), 3 – údolí ve tvaru V, 4 – údolí s plochým dnem, 5 – opuštěné údolí, 6 – předpokládané koryto řeky před zaledněním, 7 – předpokládaný směr toku Łomnice před zaledněním, 8 – nový směr toku Łomnice

Ve fázi B vznikly ledovce karového typu, které se již nespojily (Traczyk 1986). Mohutné morénové akumulace ledovce Wielkého Stawu naznačují silné ochlazení během poslední fáze zalednění (Traczyk 1986). V oblasti karu Malého Stawu existoval ledovec o délce 1,5 km (Traczyk 1989) a jeho ústup je dokumentován expozičním datováním (Engel et al. 2011). Balvan na nejnižše uložené moréně po karovém ledovci Malého Stawu je datován na $14,765 \pm 523$ let (^{10}Be) a balvan na moréně při jezeře je datován na $13,631 \pm 879$ let (^{10}Be). Charakter mikrotextrur křemenných zrn ze zóny III a IV ukazuje na silný vliv ledovcové abraze (Engel et al. 2011). Pouze materiál z nejvýše položené morény, hradící jezero Mały Staw, neprošel ledovcovou abrazí a nese i málo stop po drcení (Engel et al. 2011). Tento výsledek podporuje názor, že moréna hradící jezero pochází z postglaciálních chladných oscilací a její charakter je tedy pasivní (Králík, Sekyra 1969). Podle absolutního datování

jezerních uloženin Malého Stawu se ledovec rozpadl před 10 000 lety a jeho relikty se mohl udržet jen ve stinných místech karové stěny (Wicik 1986).

Společně s absolutním datováním radiometrickou metodou ^{10}Be bylo na stejných balvanech provedeno orientační relativní datování Schmidt-hammerovým měřením (Engel et al. 2011). Rozsah R-hodnot (34,3–42,4) neukazuje na výrazné rozdíly v navětrání povrchu balvanů morénových akumulací. Z výsledků datování prozatím vyplývá, že morénové akumulace pocházejí z posledního glaciálního maxima (OIS 2). Otazník panuje pouze u nejnižše položených morénových akumulací, které mohly vzniknout i v dřívější fázi viselského glaciálu (OIS 4) (Engel et al. 2011).

5.4 ÚDOLÍ ŁOMNICZKY

Kar Łomniczky je zahloben do svahů Sněžky a Kopy (foto č. 5). Dno karu leží v nadmořské výšce 1090 m n. m. Karové stěny jsou orientovány k severozápadu, k severu a k východu. Východně orientované svahy karu se sklonem 35° – 45° jsou kryty vegetací, která se střídá s vystupujícím skalním podkladem, suťovými poli a mrazovými sruby. Severně orientované svahy jsou tvořeny převážně skalními stěnami, které mají výšku až 70 m. Severozápadně orientované svahy karu se sklonem 25° – 35° jsou převážně kryté vegetací a ostrůvkovitě suťovými poli. Horní okraj karu je pod vrcholem Kopy a nad severovýchodně orientovanou karovou stěnou tvořen karovou hranou, která se nachází ve výšce 1350 až 1400 m n. m.

Foto č. 5: Kar Łomniczky



V údolí Łomniczky se zachovala levá boční moréna v nadmořské výšce 990–1060 m (Partsch 1894). Relikt pravé boční morény je popisován na severním svahu Sněžky v nadmořské výšce 980–1100 m (Traczyk 1995). Morénové akumulace níže v údolí nebyly nalezeny a pokud existovaly, tak byly pravděpodobně zcela rozplaveny (Kasprzak 2009). Do souvislosti s rozplavením morén staršího zalednění jsou dávány akumulace hrubých štěrků ležící níže než 960 m n. m. (Partsch 1894). Łomniczka z těchto štěrků nanasla asi 6 m mocnou fluvio-glaciální terasu (Králík, Sekyra 1969). Mladší fluvio-glaciální terasa navazuje na dobře zachovalou levou boční morénu (Králík, Sekyra 1969).

Na balvanu levé boční morény (990–1160 m) bylo provedeno orientační relativní datování pomocí Schmidt-hammerového měření a absolutní datování pomocí radiometrické metody ^{10}Be . Stáří datovaného balvanu bylo určeno na $14,294 \pm 577$ let (^{10}Be) a R-hodnota dosáhla 35,9 (Engel et al. 2011). Tyto hodnoty ukazují na pozdně viselské stáří morénové akumulace a odpovídají hodnotám z údolí Łomnice.

5.5 OBŘÍ DŮL

Ledovec vymodeloval rozsáhlý kar Úpské jámy a trogové údolí s relativní hloubkou 450 až 600 m (Engel 2003). Okraj Úpské jámy je od hrany karu Łomniczky vzdálen jen 100–200 m (foto č. 6). Karový uzávěr Obřího dolu je zahloben do severovýchodního svahu Studniční hory, zarovnaného povrchu Bílé louky, Równii pod Śnieżką a jihozápadní svahu Sněžky. Dno Úpské jámy leží v 1050 m n. m. a od trogu Obřího dolu je odděleno stupněm o výšce asi 80 m. Tento stupeň je vytvořen na rozhraní krkonošských žul a metamorfovaných hornin. Kar Úpské jámy lze rozdělit do tří dílčích depresí – Velkého Úpského kotle, Úpské rokly a Malého Úpského kotle. Nejzápadněji položený Velký Úpský kotol je nejlépe vyvinutou karovou depresí (Engel 2003). Z jihu je ohraničen Čertovým hřebínkem, který je budován horninami kontaktního pásma. Svahy Velkého Úpského kotle jsou skalnaté a pod karovou hranou mají podobu asi 100 m vysoké strmé skalní stěny. Svahy Úpské rokly jsou převážně skalnaté o sklonu 35° – 45° (Engel 2003). V Malém Úpském kotli skalní podloží vystupuje na povrch jen ojediněle a sklon svahů nepřesahuje 45° . Na východě je kar Úpské jámy ohraničen hřebenem Rudníku, který je též podmíněn geologicky. Horní okraj karu je tvořen karovou hranou, která leží v nadmořské výšce 1375 m až 1500 m. Ve východně orientovaném svahu trogu Obřího dolu byly ledovcovou činností vytvořeny dvě visuté karové formy, Malá a Velká Studniční jáma, které jsou od Čertova hřebínku odděleny skalními rýhami, Čertovou roklí a Čertovou Zahrádkou. Dna jam leží v nadmořské výšce 1150 m (Velká Studniční jáma) a 1200 m (Malá Studniční jáma) a jsou 220–260 m nad dnem

hlavního údolí. Nad svahy pokrytými sutí se nachází skalní stěny o výšce 100–150 m (Králík, Sekyra 1969) se sklonem, který místy přesahuje 45 °. Obě karové formy mají vyvinuté typické karové hrany, které leží ve výšce 1430–1480 m n. m. Jižně od Studničních jam ústí do Obřího dolu Modrý důl, jehož dno je o 100 m výše než dno Obřího dolu. O ledovcové modelaci Modrého dolu svědčí profil ve tvaru písmene U a přehloubení údolí (Engel 2003). Obří důl má charakteristický profil trogu (foto č. 7) až po soutok s Modrým potokem (890 m n. m.).

Foto č. 6: Karové hrany Úpské jámy (vlevo) a karu Łomniczky



Foto č. 7: Trog Obřího dolu

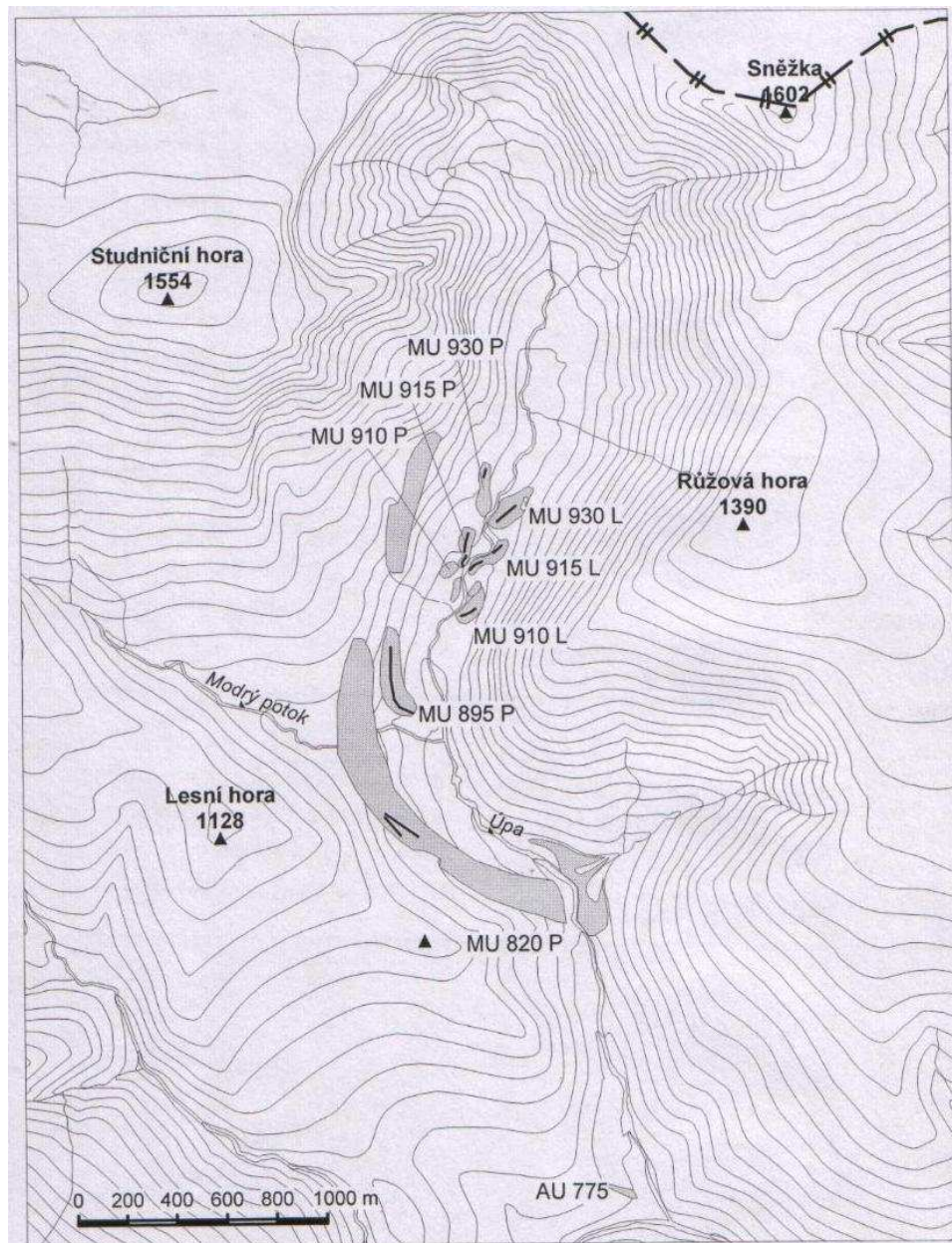


Morénové akumulace Obřího dolu se dělí do pěti stádií (Engel 2003, obr. č. 8). Čelní morény jsou převážně denudovány, dobře zachované jsou především boční morény. Nejnižší leží relikty čelní morény v nadmořské výšce 820–830 m (Partsch 1894) a na ní navazující

boční morény. Levá boční moréna je sledovatelná pouze 200 m nad ústím Růžového potoka (Engel 2003), zatímco pravá boční moréna dosahuje až pod Velkou Studniční jámu (Partsch 1894). Morfologie pravé boční morény je nejvíce ovlivněna stavebními úpravami v oblasti rekreačního objektu Milíře, ale i přesto je morfologicky zřetelná. Nad touto oblastí má moréna podobu zdvojeného valu a následně je proříznuta Modrým potokem. Za místem zářezu se zřetelná podoba morény vytrácí (Engel 2003) a lze ji sledovat pouze pomocí velkých balvanů (3–4 m). Poslední relikty morény pak leží v nadmořské výšce 1060–1075 m, jižně od Studničního potoka (Engel 2003). Další stádium ledovce je dokumentováno akumulací ve výšce 895 m n. m. (Partsch 1894), kde je zachována pravá boční moréna rozprostírající se až pod Malou Studniční jámu (70–75 m nad dnem Obřího dolu) (Vitásek 1924). Čelní ani levá boční moréna tohoto stádia zalednění se nezachovala. Mezi zmíněnými morénovými akumulacemi lze na pravém břehu Úpy (830–895 m n. m.) pozorovat relikty fluvio-glaciální akumulace s povrchem 3–4 m nad tokem (Engel 2003). Ve výšce 910 m n. m. je znatelný další systém ledovcových akumulací. Lze zde pozorovat 200 m dlouhý relikť levé boční morény (Engel 2003), která stoupá od levého břehu Úpy jako 5–7 m vysoký val porostlý lesem. Pravá boční moréna se dochovala méně, lze ji pozorovat necelých 100 m po náplavovou akumulaci pravostranného přítoku Úpy. Nejednoznačně určené akumulace, svou morfologií podobné recesivním morénám (Engel 2003), se nachází na vnitřních svazích obou výše popsaných morén. Mají podobu nízkých valů, 2–3 m vysokých, které se stáčí k ose údolí. Ve výšce 915 m n. m. se nachází jeden „z nejlépe dochovaných systémů ledovcových akumulací na území Obřího dolu“ (Engel 2003, s. 78). Dochoval se zde relikť čelní morény, která je úzce proříznuta Úpou a v levé části modifikována antropogenní činností. Čelní moréna přechází na obou březích v boční morény. Obě morény jsou zpočátku nízké (6–8 m), ale po 60 m (pravá boční) až 100 m (levá boční) dochází ke zvýšení obou valů až na 15–16 m (Engel 2003). Levá boční moréna pokračuje dalších 120 m, kde končí ve svahových akumulacích. Pravá boční moréna pokračuje asi 100 m až pod ústí mury. Poslední skupina morén leží v nadmořské výšce 930 m, kde zůstal zachován systém části čelní morény i dvou relikťů bočních morén (Engel 2003). Čelní moréna má výšku 15 m a je rozplavena více než moréna ve výšce 915 m n. m. Obě boční morény mají délku asi 200 m. Podle Krále (1950) se výše v údolí nachází ještě jeden morénový val, 4 m vysoký, na kterém dnes stojí kaplička (940 m n. m.). Tento názor byl později zamítnut s tím, že akumulace je antropogenního původu a jedná se o pozůstatek hráze bývalé klauzy (Šebesta, Tremel 1976). Polygenetické akumulace, jejichž základem mohou být akumulace ledovcové, se nacházejí v západní části Úpské jámy (1100–1130 m n. m.), v Krakonošově zahrádce (1300 m n. m.) a při spodním

okraji Velké Studniční jámy (1150 m n. m.) (Engel 2003). Akumulace v Modrém dole (1290 m n. m.) jsou považovány pouze za niveo-deluviální (Šebesta, Tremel 1976, Engel 2003).

Obr. č. 8: Ledovcové akumulace v Obřím dole (Engel 2003)



Kromě morfologicky znatelných systémů morénových akumulací byla popsána zvětralá akumulace morénové povahy s obsahem hrubozrnné žuly, která byla odkryta při výkopu pro hotel Horizont, 35–45 m nad Úpou (790–800 m n. m.) (Šebesta, Tremel 1976). Podobný materiál, označený jako till, byl odkryt při zemních úpravách v roce 2000 při soutoku Úpy a Zeleného potoka (775–785 m n. m.) (Engel 2003).

Doklady o starším než viselském zalednění přinesl sedimentologický výzkum provedený na profilech u Boudy pod Studničkou (1), v Peci pod Sněžkou (2), v Zeleném Dole (3), v oblasti zvané Stráň (4), ve Svobodě nad Úpou (5) a v Mladých Bukách (6,7) (Carr et al. 2002, 2007). Sedimenty profilu 1 byly popsány jako subglaciální till spojené s glaciofluviální činností (Carr et al. 2002). Sedimenty profilů 2, 3 a 4, které se nachází pod nejnižší dochovanými morény, byly charakterizovány jako uloženiny subglaciálních tillů. V 5. profilu byly sedimenty charakterizovány jako glaciofluviální štěrkopísky, jejichž vznik souvisí s ukládáním splavenin tillů nalezených v předchozích profilech. Sedimenty v profilech u Mladých Buků byly určeny jako subglaciální till, jehož klasy ukazují spíše na aktivní transport ledovcem (Carr et al. 2007). Výsledky těchto výzkumů dovolují interpretaci, že alespoň jednou během kvartéru došlo k rozšíření ledovce daleko pod nejnižší dochované morénové akumulace (Carr et al. 2007). Subglaciální till nalezený v profilech v oblasti Pece pod Sněžkou naznačují, že ledovec se mohl v období viselského glaciálu rozšířit dále než dokumentují morénové akumulace (Carr et al. 2007). Tento názor podporuje charakter sedimentů, které byly odkryty při stavbě hotelu Horizont (Šebesta, Treml 1976) a při zemních úpravách u soutoku Úpy a Zeleného potoka (Engel 2003). Oba odkryvy sedimentů jsou řazeny ke stejné fázi zalednění (Engel 2003), při které mohl ledovec dosahovat délky až 5,5 km. Dochované morénové akumulace z Obřího dolu vznikly během posledního lokálního glaciálního maxima na sklonku viselského glaciálu (Braucher et al. 2006, Engel 2007). Jednotné stáří morénových akumulací naznačuje relativní datování pomocí Schmidt-hammerového měření, kdy R-hodnoty nevykazují významné odchylky (32,0–36,7) (Engel 2007). Vznik výše uložených morén (910–930 m n. m.) souvisí pravděpodobně s ústupem ledovce na konci viselského glaciálu (Engel 2007), ale neexistují žádné přímé doklady o postupu ledovců během mladšího dryasu (Carr et al. 2007). Absolutní datování v Obřím dole pomocí radiometrické metody ^{10}Be prokázalo, že ústup ledovce v nadmořské výšce 990 m začal před $12,45 \pm 1,68$ ka (^{10}Be) a jeho zánik v oblasti karu (1180 m n. m.) nastal $9,58 \pm 1,14$ ka (^{10}Be) (Braucher et al. 2006). Absolutní a relativní datování tak neprokázalo starší názory, které přiřazovaly vznik morénových akumulací ke dvěma samostatným obdobím zalednění – riss a würm (Sekyra 1964, Králík, Sekyra 1969, Šebesta, Treml 1976).

Ledovce Studničních jam byly v období maximálního zalednění pravděpodobně spojeny s ledovcem Obřího dolu (Šebesta, Treml 1976). Morénové akumulace, které by dokládaly ústup ledovců se nedochovaly, a proto je vývoj ledovců v oblasti Studničních jam neznámý (Engel 2003). Podobný je stav poznatků o Modrém dole, kde o možném zalednění údolí svědčí jen příčný profil ve tvaru písmene U a přehloubení údolí (Engel 2003).

Popsané morénové akumulace v údolí Łomnice a v Obřím dole byly korelovány Engelem et al. (2011) následovně: zóna II v údolí Łomnice může odpovídat sedimentům v oblasti Pece pod Sněžkou a spadá do období OIS 2 nebo 4. Zóna III a IV z údolí Łomnice by mohla odpovídat morénám v Obřím dole a době ústupu ledovců následující po období posledního glaciálního maxima.

6 PETROLOGICKÁ A ZVĚTRÁVACÍ CHARAKTERISTIKA GRANITŮ

6.1 PETROLOGIE GRANITŮ

Podle geologických map 1 : 25 000 (Szałamacha 1957), 1 : 50 000 (Chaloupský 1968), a 1 : 100 000 (Krentz et al. 2001) se v zájmové oblasti vyskytují 3 hlavní typy granitů: porfyrický, hrubě zrnitý biotitický granit, středně zrnitý biotitický granit a drobně zrnitý biotitický granit s aplitem a aplitickým granitem. Granit je blíže specifikován jako monzogranit (Krentz et al. 2001), který podle klasifikačního diagramu plutonitů QAPF obsahuje 35 až 65 % plagioklasů z celkového obsahu živců (Migoň 2006). Přejechy mezi zmíněnými typy granitů jsou pozvolné. Dochází buď k ubývání počtu a zmenšování velikosti vyrostlic draselného živce, nebo k úbytku biotitu a přibývání podílu křemene, a to zvláště na přechodu mezi středně a drobně zrnitým typem žuly (Líbalová 1964).

Porfyrický, hrubě zrnitý biotitický granit

Porfyrický, hrubě zrnitý granit je v čerstvém stavu světle šedá hornina různých odstínů, obvykle s narůžovělým nádechem (Klomínský 1969). V základní hmotě s rozměry zrn 3–5 mm mají největší zastoupení plagioklasy, draselné živce, křemeny, biotity, chlority a amfiboly. Draselný živec bělavé, narůžovělé až masově červené barvy tvoří vyrostlice o velikosti 3–5 cm, výjimečně i 7 cm. V menší míře jsou vyrostlice tvořené také plagioklasem. Zrna plagioklasu v základní hmotě jsou částečně omezena krystalovými plochami a mají velikost 3–10 mm. Jsou albiticky lamelované a oscilačně zonální (Klomínský 1969). Typicky se objevuje sericitizace jader, případně i vnitřních zón zrn plagioklasů, kdy dochází k rozkladu plagioklasů a vzniká tak sericit, velice jemnozrná světlá slída. Jádra a vnitřní zóny zrn plagioklasů mají větší bazicitu se zastoupením anortitové složky An_{47-35} . Okraje zrn plagioklasů jsou kyselejší s An_{15-05} (Klomínský 1969). Zrna biotitu mají velikost do 2 mm a mají tvar tabulek až sloupečků, které jsou částečně omezeny krystalovými plochami. Často tvoří agregáty volně seskupených jedinců o velikosti 3 až 5 mm. Zrna amfibolu o průměrné velikosti 2 mm jsou částečně nebo úplně omezena vlastními krystalovými plochami a většinou se nachází v těsném styku s biotitem. Struktura horniny je nestejně zrnitá (Klomínský 1969). Porfyrický, hrubě zrnitý typ granitu má místy znaky plenárního nebo lineárního uspořádání vyrostlic K-živců s hojnými uzavřeními a šlírami. Podle Klomínského (1969) přechází v hlubších částech granitového tělesa složení horniny v porfyrický adamellit, který má alkalické živce a plagioklasy ve stejném poměru.

Středně zrnitý biotitický granit

Středně zrnitý typ granitu je světle šedé barvy s ojedinělými vyrostlicemi draselného živce o velikosti 1–2 cm, které mají barvu narůžovělou až bělavou. Vyrostlice může tvořit také plagioklas. Základní hmota je hrubozrná, o velikosti zrn 5 až 10 mm a je tvořena draselným živcem, plagioklasem, křemenem, biotitem a často také chloritem a muskovitem. Stejně jako u předchozího typu granitu dochází k sericitizaci jader plagioklasu, kdy jejich bazicita je v rozmezí An_{42-30} (Klomínský 1969). Okraje zrn jsou výrazně kyselější a mají až albitové složení s An_{06} . Zrna biotitu mají podobu destiček o velikosti 0,1–1 mm (Klomínský 1969). Struktura horniny je typicky granitická, místy porfyrická. Základní hmota je stejnoměrně zrnitá a textura je vždy všesměrně zrnitá a masívní.

Drobně zrnitý biotitický granit

Hornina má v čerstvém stavu šedobílou až bělošedou barvu, občas s narůžovělým odstínem. Základní hmota je obdobná jako u předchozích druhů. Ojediněle se v základní hmotě nacházejí vyrostlice draselného živce nebo plagioklasu o velikost do 2 cm, které mají narůžovělou nebo bělavou barvu. Sericitizace proběhla u všech jader plagioklasů, které mají bazicitu s An_{20} s okraji tvořenými téměř čistým albitem s An_{12-05} (Klomínský 1969). Křemen se v hornině vyznačuje vyrovnanou zrnitostí, ale jeho zrna jsou často úplně omezena vlastními krystalovými plochami a mají velikost od 0,5 do 1 cm. Vzácně se vyskytují radiálně paprscité agregáty muskovitu (Klomínský 1969). Obecně se drobně zrnitý granit vyznačuje stejnoměrně zrnitou strukturou (Líbalová 1964).

Planimetrickou analýzou u jednotlivých typů žul bylo zjištěno procentuální zastoupení hlavních horninotvorných složek, které jsou shrnuty v tabulce číslo 1 (Líbalová 1964).

Tabulka č. 1: Zastoupení horninotvorných složek u jednotlivých typů žul (dle Líbalová 1964)

obsah složek v %	zrnitost granitu		
	hrubě	středně	drobně
křemen	28,3	35,5	37,5
biotit	11,7	4,07	2,1
draselný živce	34,6	29,7	40,7
plagioklas	22,8	26,5	22,4

6.2 TEKTONIKA

Tektonická stavba masívu je podmíněna puklinovým systémem, jehož pukliny jsou na sebe kolmé (Cloos 1925, in Líbalová 1964, s. 30). Jako pukliny typu Q jsou označovány pukliny směru 25° – 35° (SV–JZ) se strmými úklony k západu a severozápadu, které v systému převládají. Pukliny S, které jsou na Q pukliny kolmé, mají směr 100° – 130° (SZ–

JV) a uklánějí se k severu a severovýchodu pod sklonem 60° – 85° (Líbalová 1964). Méně četné jsou téměř horizontální pukliny L s převládajícím směrem 100° – 110° (ZSZ–VJV), které se uklánějí k jihu pod sklonem 25° – 50° . Kromě těchto systémů puklin existují také uzavřené vlasové trhliny probíhající diagonálně k hlavním systémům (Líbalová 1964).

Systém vzájemně kolmých puklin ovlivňuje charakter rozpadu granitových výchozů a tím i podobu reliéfu, kde granity vystupují na povrch. Rozpad granitů je charakteristický svou kvádrovitou odlučností. Kvádrovitý rozpad výrazně ovlivňuje podobu skalních stěn a výchozů karových svahů, který tak spoluurčuje celkovou podobu reliéfu karových stěn. Kvádrová odlučnost granitů podmiňuje také podobu skalních výchozů typu tor, blokových akumulací a mrazových srubů ve vrcholových partiích Krkonoš.

6.3 ZVĚTRÁVÁNÍ GRANITŮ

Zvětrávání granitů závisí na strukturních a texturních vlastnostech horniny, jejích nehomogenitách či přítomnosti žil. Z žilných hornin převažují aplity, aplitické žuly, pegmatity, lamprofyry doprovázené křemeno-hematitovými žilami a méně se pak objevují žíly žulového porfyru. Zvětrávání žul může být typu chemického či fyzikálního.

Chemické zvětrávání granitů je složitý proces, který je podmíněn mnoha faktory: mineralogií horniny, množstvím srážek a jejich zadržením v prostředí, počátečním pH, přítomností organických kyselin a teplotou půdního roztoku (Kump, Brantley, Arthur 2000). Jednotlivé minerály reagují s vodou odlišně. K přeměně minerálů na sekundární jíly jsou nejvíce citlivé minerály plagioklasů (zejména vápnité formy) a biotitů. Menší náchylnost k hydrolýze vykazují draselné živce, nejodolnější jsou minerály křemene a muskovitu (Migoň 2006). Role biotitu v řetězci citlivosti k hydrolýze je podle některých autorů (Williams, Terna, Kent 1986, in Migoň 2006, s. 38) významnější a to zvláště v sušších a chladnějších klimatických podmínkách. Vyšší srážkové úhrny zvyšují intenzitu chemického zvětrávání (Oliva, Viers, Dupré 2003). Naopak přímý vliv teploty na rychlost chemického zvětrávání se při sledování podmínek u rozsáhlejšího souboru reprezentativních lokalit neprokázal (Oliva, Viers, Dupré 2003).

Fyzikální zvětrávání granitů je výrazně podmíněno petrologií a strukturou granitů. Skalní výchozy z hrubě zrnitých typů granitů zvětrávají plynulým rozpojováním minerálních zrn, na rozdíl od drobně zrnitých typů, u kterých dochází k rozpadu postupným oddělováním rozměrově malých, ostrohranných částí zrn (Migoň 2006). Rozpad na jednotlivá minerální zrna u hrubě zrnitých typů granitů je výsledkem rozdílů ve velikosti jednotlivých minerálních zrn, které způsobují vyšší porozitu, širší trhliny i vnitřní štěpení velkých krystalů. Drobně

zrnité granity jsou naopak odolné vůči rozpadu na jednotlivá minerální zrna díky své stejnoměrné zrnitostní struktuře. Pevnost neporušené horniny je u středně a drobně zrnitých granitů vyšší než v případě hrubě zrnitých granitů, což bylo předběžně dokázáno Schmidt-hammerovým měřením v pohoří Serra da Estrela (Migoñ, Vieira 2005, in Migoñ 2006, s. 43).

Na fyzikální zvětrávání horniny mají společně se strukturou horniny vliv přírodně podmíněné jevy: mrznoucí voda, růst solných krystalů a změny teplot, které mohou souviset mj. s působením požárů. Mrazové zvětrávání je založeno na 2 principech (Hall et al. 2002). Voda, která se dostává do trhlin a pórů horniny, při svém mrznutí zvětšuje svůj objem o 9 % a vzniklým tlakem narušuje pevnost horniny. Přesto je však v mnoha případech vlhkost horniny nedostatečná ke vzniku takového tlaku, který by horninu narušil. Druhým principem je tzv. segregation ice model (Hallet, Walter, Stubbs 1991), kdy dochází ke koncentraci vody a při jejím zmrznutí ke vzniku ledových čoček. Vzniklý tlak ledových čoček je větší než tlak vznikající při mrznutí vody v pórech a trhlínách, což umožňuje účinnější rozrušení horniny. Předpokládá se, že mrazové zvětrávání je více řízeno principem tzv. segregation ice model (Migoñ 2006). Intenzita mrazového zvětrávání závisí zároveň na počtu cyklů tání a mrznutí, rychlosti mrznutí a dostupné vlhkosti. Větší náchylnost k mrazovému zvětrávání mají již zvětralé povrchy (Migoñ 2006). Mechanismus solného zvětrávání je založen na růstu solných krystalů z roztoků, které jsou obsaženy v pórech a trhlínách horniny. Jejich působením dochází k hydrataci, ale také ke změnám teploty v hornině (Migoñ 2006). Termické zvětrávání je založeno na změně teploty horniny, kdy sluneční energie horninu během dne zahřívá, a naopak v noci teplota horniny výrazně klesá. Dochází tak k roztahování a následnému smršťování horniny, což vede ke vzniku trhlin. Větší vliv na rozpad horniny má působení ohně, kdy dochází k nárůstu teploty i o 1000 °C za méně než 10 minut (Dorn 2004). Rozpad horniny při vysokých teplotách je umocněn silnou rozpínavostí křemenů v důsledku jejich nízké tepelné vodivosti (Ollier, Ash 1983, in Migoñ 2006, s. 47).

Biologické a biochemické zvětrávání granitů není zatím příliš studovaným tématem. Studie zabývající se vlivem lišejníků na povrch ukazují, že jejich vlivem dochází k oddělování jednotlivých minerálních zrn a případně i k jejich další fragmentaci (Migoñ 2006). Význam podílu organismů na zvětrávání granitů není doposud určen.

6.4 ZVĚTRÁVACÍ TVARY NA POVRCHU GRANITŮ

Vlivem chemického a fyzikálního zvětrávání vznikají na povrchu granitů v oblasti Krkonoš mikrotvary jako jsou polygonální struktury (polygonal cracks), pseudoškrapy (pseudokarren, rillenkarrren, flutes), tafoni, flared slopes a zvětrávací prohlubně (weathering

pits) (Czerwiński, Migoń 1993). Rovněž vlivem vystavení povrchu zvětrávacím procesům vzniká na povrchu granitů odlišně zbarvená vrstva, zvětrávací kůra (Hubbart, Glasser 2005).

Polygonální struktury mohou mít tvar pětiúhelníků či šestiúhelníků, ale častěji bývá jejich tvar nepravidelný (Migoń 2006). V průměru jsou rozměry tvarů okolo 10–20 cm a trhliny, které je oddělují, zasahují několik centimetrů do horniny (Migoń 2006). Polygonální struktury se vyskytují na površích o různém sklonu, jak na samostatných balvanech, tak na větších skalních tvarech (např. skalní výchozy, hradby, stěny). Popsané struktury byly popsány na toru Trzy Świnki na západním okraji krkonošského hřebenu (Czerwiński, Migoń 1993).

Pseudoškrapy jsou vertikální rýhy vyskytující se na stěnách skalních tvarů. Vyskytují se buď samostatně, ale běžněji v podobě několika paralelních rýh. Jejich vznik může být spojen s tropickým či subtropickým klimatem (Migoń 2006), ale existují i názory o vzniku v chladném humidním klimatu (Lageat, Sellier, Twidale 1994, in Migoń 2006, s. 151). Méně výrazné formy pseudoškrapů se vyskytují na toru Pielgrzymy na severním okraji zájmového území (Czerwiński, Migoń 1993).

Tafoni byly v Krkonoších popsány jako nerozšiřující se dutiny ve skalních stěnách, vyvinuté podél trhlín a byly označeny jako „basal-tafoni“ (Czerwiński, Migoń 1993). Tyto tvary o maximálních rozměrech 0,5 m šířky a 0,7 m hloubky byly popsány ve skalním výchozu Sokolik u města Szklarską Porębę. Skalní stěny vyvíjející se zvětráváním do podoby písmena „S“ jsou označovány jako flared slopes (Czerwiński, Migoń 1993). Rozměry těchto tvarů mohou být různé, od několika desítek centimetrů až po 100 m dlouhé tvary o výšce 14 m (Migoń 2006). V Krkonoších lze pozorovat flared slopes o výšce 2–3 m na toru Pielgrzymy (Czerwiński, Migoń 2006).

Z hlediska určování relativního stáří granitového povrchu je významný výskyt zvětrávacích prohlubní, někdy označovaných jako skalní mísy. Jejich průměr se pohybuje v řádech cm až metrů a hloubka je většinou menší než průměr (Domínguez-Villar et al. 2009). Vyskytují se na vodorovných površích a mohou být uzavřené nebo mít odtokový kanálek (Migoń 2006). Jejich výskyt je častější na podkladech, které mají stabilní pozici, jako jsou například tory. Přesto se mohou vyskytovat i na horizontálních plochách balvanů morén. V Krkonoších nalezneme dobře vyvinuté zvětrávací prohlubně např. na toru Dívčí kameny (Bartošíková 1971), menších rozměrů pak zvětrávací prohlubně dosahují na balvanech morén (foto č. 8). Vznik zvětrávacích prohlubní je pravděpodobně výsledkem jak chemického tak fyzikálního zvětrávání, na kterém se výrazně podílí stagnující voda v prohlubních a její fázové změny (Domínguez-Villar et al. 2009). Pro vývoj prohlubní jsou důležité také

strukturní a litologické podmínky horniny (Ollier 1984, in Hubbart, Glasser 2005, s. 355), které odráží náchylnost k fyzikálnímu zvětrávání. S delším vystavením povrchu zvětrávacím procesům dochází k prohlubování a zvětšování prohlubní.

Foto č. 8: Zvětrávací prohlubeň na balvanu morénové akumulace v údolí Łomnice



Zvětrávací kůra vzniká vlivem vystavení horniny zvětrávacím procesům, kdy minerály blízko povrchu, bohaté na hořčík a železo, podléhají oxidaci (Hubbart, Glasser 2005). Mocnost kůry odráží dobu vystavení horniny zvětrávacím procesům, kdy s přibývajícím časem je mocnost zvětrávací kůry větší (Chinn 1981). Zvětrávací kůra byla v zájmovém území popsána na balvanech morénových akumulací (Engel 2003, Traczyk 1986).

7 POUŽITÉ METODY

7.1 ANALÝZA GEOMORFOLOGICKÝ MAP

K získání přehledu o morénových akumulacích a pro lepší orientaci v terénu byly shromážděny geomorfologické mapy zobrazující ledovcový reliéf zájmových území. Mapy byly využity k zjištění rozsahu a polohy ledovcových akumulací. Při srovnávání studovaných geomorfologických map byly sledovány odlišnosti v poloze a rozsahu jednotlivých morén. K získání přehledu o morénových akumulacích byly využity následující analogové mapy:

- Partsch (1882) – údolí Łomnice
- Partsch (1894) – údolí Łomnice, Łomniczky, Obří důl
- Král (1950) – Obří důl
- Sekyra (1968) – údolí Łomnice, Łomniczky
- Králík, Sekyra (1969) – údolí Łomnice, Obří důl
- Šebesta, Tremml (1976) – Obří důl
- Traczyk (1989) – údolí Łomnice
- Engel (2003) – Obří důl

7.2 GIS

Pro vytvoření veškerých mapových výstupů bylo využito programu ESRI® ArcMap 9.2. Práce v prostředí GIS byla rozdělena do dvou hlavních částí – zpracování analogových map ledovcových akumulací a zpracování dat získaných při terénním výzkumu. Pro práci v prostředí GIS byl využíván topografický podklad DMÚ 25.

Pro převod analogových map do digitální podoby byla využita metoda nepřímé vektorizace (Voženílek a kol. 2001). Analogové mapy byly naskenovány a rektifikovány. Rektifikace probíhala pomocí spojení pěti identických bodů z naskenovaných map s topografickým podkladem DMÚ 25 a KRNAP. Pro zjištění přesnosti rektifikace byla pro každou mapu vypočítána střední kvadratická chyba a směrodatná odchylka usazení rastru, a to pomocí srovnání vzdálenosti mezi identickými body v rastru a v topografickém podkladu DMÚ 25 a KRNAP. Následně byly vektorizovány morénové akumulace do podoby polygonů a uloženy jako shapefile. Ze vzniklých vrstev byly vytvořeny mapy, které umožnily přehledně znázornit vývoj názorů na podobu morénových akumulací v zájmových územích.

Polohová data získaná na základě terénního mapování o rozsahu a poloze morén a studovaných balvanů byla z GPS převedena do prostředí GIS. Získaná data byla transformována do souřadnicového systému S-JTSK. Na základě získaných dat byly

vytvořeny vrstvy polygonů jednotlivých morénových akumulací a linií hřbetnic morén. Z vrstev byly vytvořeny mapy morénových akumulací všech tří zájmových území. Pro údolí Łomnice byla využita data z terénního mapování a z rektifikovaného obrazu snímku LIDAR s rozlišením 72 dpi, který byl pořízen laserovým skenováním území. Pro ostatní zájmová území byla využita data z terénního mapování.

7.3 TERÉNNÍ MAPOVÁNÍ A VÝBĚR LOKALIT

Terénní výzkum probíhal v zájmovém území od 1.9.2009 do 15.7.2011. Nejdříve došlo k rekognoskaci terénu. Práce v terénu byla v úvodní fázi zaměřena na vymezení morénových akumulací, zaměření hřbetnic morén a výběr vhodných lokalit pro sledování zvětrávacích charakteristik. Orientaci ve složitém terénu v údolí Łomnice usnadňoval snímek LIDAR. K vymezení polohy morénových akumulací, hřbetnic morén a zaznamenání polohy studovaných balvanů, na kterých bylo prováděno měření, bylo použito přístroje Garmin Oregon 400t s nominální přesností ± 3 m. Vzhledem k reliéfu zájmového území byla horizontální přesnost přístroje ± 5 m.

Při výběru lokalit, kde mělo být provedeno Schmidt-hammerové měření, byly upřednostňovány morény se zachovalým tvarem. Zachovalý tvar morény zvyšuje pravděpodobnost, že po jejím uložení neprošel morénový materiál výraznějšími procesy přemodelování. Důležitou podmínkou pro konkrétní výběr balvanů byla jejich shodná litologie, protože každý typ horniny vykazuje jinou tvrdost a odlišný stupeň zvětrání (Hubbard, Glasser 2005). Proto byly pro měření vybírány granitové balvany. Pro vyhodnocení stejnorodosti granitů v zájmové oblasti byly na studovaných balvanech sledovány vyrostlice živců. Jejich rozměry byly měřeny pomocí posuvného měřítka s přesností na mm. Rozměr balvanu, který byl vybrán pro měření, musel být v delší ose minimálně 1 m a upřednostňovány byly balvany ležící na hřbetnici morény. Pro měření rozměrů balvanů bylo využito měřicí pásmo s přesností na dm.

7.4 SCHMIDT-HAMMEROVÉ MĚŘENÍ

Odhalením skalního povrchu dochází k jeho zvětrávání a zároveň k poklesu pevnosti horniny, kterou lze měřit pomocí tvrdoměrného kladívka Schmidt hammer (SH). Na základě zmíněného předpokladu se SH využívá pro určování relativního stáří geomorfologických tvarů, jako jsou morény, kamenné ledovce, suťové kužely, svahové pohyby či antropogenní tvary (Goudie 2006). Základem techniky SH je náraz úderníku na horninu a jeho zpětný odraz. Síla zpětného odrazu úderníku je zobrazována na stupnici SH v rozsahu 0–100. Číselná

hodnota odrazu je označována jako R-hodnota, která charakterizuje povrchovou odolnost horniny. Nižší hodnoty ukazují na více navětralý, a tedy starší povrch (Goudie 2006).

Pro získání hodnot, charakterizující navětrání povrchu balvanů na morénových akumulacích, bylo použito tvrdoměrné kladívko typu N. Měření bylo prováděno v souladu s pravidly, které prezentovali Hubbard, Glasser (2005), Goudie (2006) a Engel (2007). Měření bylo prováděno pouze jednou osobou. Povrch měřeného balvanu byl v horizontální poloze, byl suchý a čistý, bez lišejníků či mechů. Zároveň bylo měřeno ve vzdálenosti nejméně 6 cm od okraje balvanu či zřetelných trhlin a mimo křemenná zrna či křemenné žíly. Na vybraných akumulacích bylo vybráno 6 balvanů, kdy na každém z nich bylo provedeno 25 měření v různých místech povrchu. Bylo tak získáno 150 R-hodnot z každé vybrané morénové akumulace. Zpracování dat bylo provedeno na základě postupu prezentovaného autory Matthews a Shakesby (1984), který doplnil Moon (1984). Ze zaznamenaných 25 hodnot byl spočítán průměr a pět hodnot s největší odchylkou od průměrné hodnoty bylo vyřazeno. Z dalšího zpracování byla vypočítána průměrná hodnota, která reprezentuje daný povrch balvanu. Ze získaných šesti hodnot pro jednotlivé balvany byl vypočítán aritmetický průměr reprezentující celou morénovou akumulaci. Pro zhodnocení míry rozptýlenosti hodnot byla pro každou morénovou akumulaci spočítána hodnota směrodatné odchylky. Hodnoty reprezentující jednotlivé morénové akumulace byly dále statisticky zpracovány (kapitola 7.7).

7.5 ZVĚTRÁVACÍ PROHLUBNĚ (WEATHERING PITS)

Sledování zvětrávacích prohlubní jako indikátoru relativního stáří povrchu vychází z předpokladu, že s delším vystavením povrchu zvětrávacím procesům dochází k prohlubování a zvětšování prohlubní (Hubbard, Glasser 2005). Měření hloubky a šířky prohlubní tak může pomoci při určení relativního stáří povrchu, na kterém se prohlubně nachází (Hubbard, Glasser 2005). Novější metody výzkumu relativního stáří zvětrávacích prohlubní jsou založené na poměru maximální a minimální hloubky (např. Domínguez-Villar 2006). Vzhledem k malým rozměrům zvětrávacích prohlubní v zájmové oblasti nebylo však možné tuto metodu použít.

U všech balvanů, na kterých bylo prováděno Schmidt-hammerové měření, byly vybrány 3 rozměrově největší prohlubně. U každé takto vybrané prohlubně byla pomocí posuvného měřítka změřena její délka, šířka a hloubka. Zpracování těchto hodnot bylo provedeno podle metodiky představené autorem Fahey (1986). Z naměřených dat byly spočítány aritmetické průměry, které charakterizovaly jednotlivé balvany. Reprezentativní hodnoty pro jednotlivé morénové akumulace byly vypočítány aritmetickým průměrem hodnot

z jednotlivých balvanů. Každá morénová akumulace je charakterizována třemi průměrnými hodnotami (průměrnou délkou, šířkou a hloubkou) a třemi maximálními hodnotami (maximální délkou, šířkou a hloubkou). Maximální hodnoty byly převzaty z rozměrově největší zvětrávací prohlubně nacházející se na jednom ze studovaných balvanů morény.

7.6 ZVĚTRÁVACÍ KŮRA

Pro určení relativního stáří povrchu lze využít hodnot mocnosti zvětrávací kůry (Hubbart, Glasser 2005). Mocnost zvětrávací kůry odráží délku působení zvětrávacích procesů na povrch balvanu (Chinn 1981), kdy větší mocnost zvětrávací kůry naznačuje delší vystavení povrchu zvětrávacím procesům. U všech balvanů, na kterých bylo prováděno předchozí měření, byla sledována i mocnost zvětrávací kůry. Mocnost zvětrávací kůry byla měřena pomocí posuvného měřítka s přesností na mm.

7.7 STATISTICKÉ ZPRACOVÁNÍ

Veškerá statistická zpracování naměřených hodnot byla zpracována pomocí programu Statistica 6.1 (StatSoft, Inc. 2003). Podmínkou pro použití statistických metod je normální rozložení dat. Tato podmínka byla ověřena pomocí histogramů a Shapiro-Wilkovým testem.

Pro zjištění závislostí mezi získanými daty byla použita korelační analýza. Míra síly vztahu spjitých veličin je počítána Pearsonovým korelačním koeficientem. Testováním pomocí T-testu jsou získány statisticky významné hodnoty korelace na hladině významnosti 0,05 (Hendl 2004).

Pro porovnání hodnot získaných z morén jižního (Obří důl) a severního svahu (údolí Łomnice a Łomniczky) a mezi třemi studovanými údolími byla použita analýza rozptylu (ANOVA, ANalysis Of VAriance) při jednoduchém třídění (one-way ANOVA). Tato metoda analyzuje „diference průměrů sledované závisle proměnné mezi skupinami, které jsou určeny jednou kategoriální nezávisle proměnnou (faktorem)“ (Hendl 2004, s. 339). V tomto případě je faktorem orientace údolí, nebo příslušnost k údolí. Na základě této metody bylo možné analyzovat jestli jsou data ze severního a jižního svahu, nebo mezi studovanými údolími odlišná. Statisticky významná odlišnost porovnávaných dat byla prokázána pomocí F-testu na hladině významnosti 0,05 (Hendl 2004).

Pro zjištění podobnosti jednotlivých morén, na základě získaných dat, byla použita shluková analýza. Shluková analýza srovnává informace obsažené v datech, na základě kterých rozdělí objekty do kategorií. Systém kategorií zachycuje na jedné straně podobnost objektů patřící k téže kategorii a na druhé straně nepodobnost objektů patřících do různých

kategorií (Hendl 2004). Pro shlukovou analýzu byly použity nekorelované proměnné. Jako shlukovací procedura byla použita Wardova metoda metriky shlukování, která minimalizuje ztráty informace při spojení dvou tříd (Meloun, Militký, Hill 2005). Pro způsob měření vzdáleností mezi objekty byl vybrána euklidovská metrika, které se používá nejběžněji (Meloun, Militký, Hill 2005). Výsledkem shlukové analýzy je dendrogram objektů, kdy na určité hodnotě normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti mezi objekty rozlišujeme počet vzniklých shluků. Získáme určitý počet shluků morénových akumulací, ve kterých si jsou na základě použitých proměnných morény nejvíce podobné.

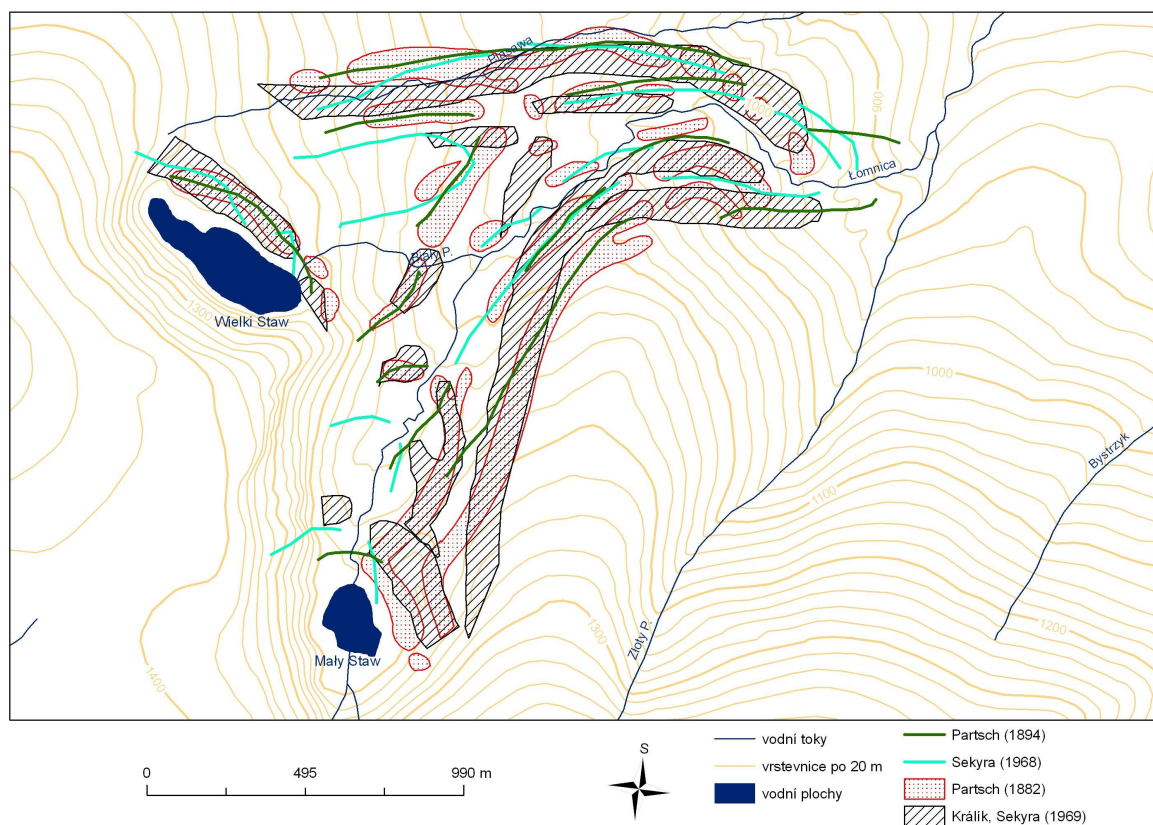
Pro snadné rozlišení jednotlivých morénových akumulací při statistickém zpracování i popisu zvětrávacích charakteristik jednotlivých morén bylo zvoleno označení vycházející z popisu morén Engela (2003) a rozdělení morénových akumulací dle systému Traczyka (1986). První písmeno v označení M vyjadřuje slovo moréna. Za písmenem M následuje označení příslušnosti morény k údolí či fázi ledovce. Morénové akumulace v údolí Łomnice, které byly vytvořeny spojenými ledovcovými splazy (Traczykova (1986) zóna II a III), jsou označeny jako Ło. Morény, které vznikly v období samostatných karových ledovců Małego a Wielkého Stawu (Traczykova (1986) zóna IV), jsou označeny jako MS a WS. V údolí Łomniczky je moréna značena symbolem Łk. V Obřím dole jsou morény značeny písmenem U, podle protékající řeky Úpy. Číslo za písmeny určuje nejnižší nadmořskou výšku hrany morény a písmena za číslem – P, L a C charakterizují jejich polohu – pravá, levá a čelní. Písmenko „a“ označuje druhou oblast měření na shodné moréně. Finální označení morén vypadá např. takto: MŁo 870 P, MŁo 870a P, MMS 1130 P, MWS 1100 P, MŁk 1025 L a MU 820 P.

8 VÝSLEDKY

8.1 VÝVOJ MAPOVÉHO OBRAZU LEDOVCOVÝCH AKUMULACÍ

Morénové akumulace v údolí Łomnice zobrazuje podrobně již mapa Partsche z roku 1882. Jsou v ní vymezeny nejvýraznější morénové valy hradící obě jezera a boční valy, které zasahují do nadmořské výšky 940 m (obr. č. 9). V mapě jsou také vymezeny morénové valy podél řeky Łomnice a mezi řekou Płaszawou a Łomnicí. V mapě Partsche z roku 1894 zasahují morénové valy až do nadmořské výšky 870 m k soutoku Łomnice se Złotým Potokem. Mapy Sekyry (1968) a Králíka a Sekyry (1969) se ve vymezení morénových valů ve většině případů shodují s vymezením Partsche (1882, 1894). Nově vymezují levé boční morény pod jezerem Mały Staw a upravují polohu nejnižše položených morénových akumulací, které zasahují do nadmořské výšky 910 m (Sekyra 1968) a 930 m (Králík, Sekyra 1969) (obr č. 9).

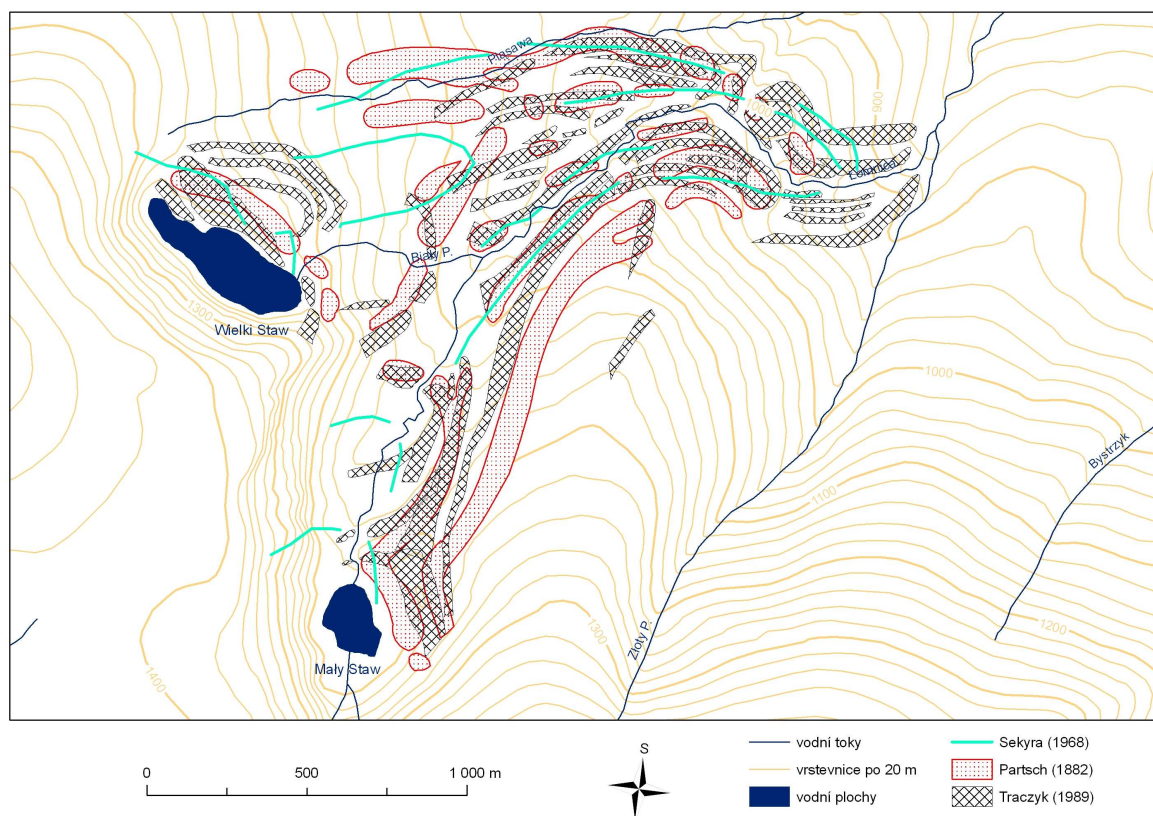
Obr. č. 9: Morénové valy a hřbetnice morén v údolí Łomnice podle Partsche (1882, 1894), Sekyry (1968) a Králíka a Sekyry (1969)



Geomorfologická mapa Traczyka (1989) znázorňuje morénové valy v údolí Łomnice podrobněji. Oproti předchozím mapám se liší především vymezením série pěti čelních morén před jezerem Wielki Staw (obr. č. 10) a množstvím paralelních morénových valů mezi řekou

Plašawou a Łomnicí. Nejnižze ležící morénové valy zasahují do nadmořské výšky 875 m k soutoku Łomnice a Złotého Potoka (obr. č. 10).

Obr. č. 10: Morénové valy a hřbetnice morén v údolí Łomnice podle Partsche (1882), Sekyry (1968) a Traczyka (1989)



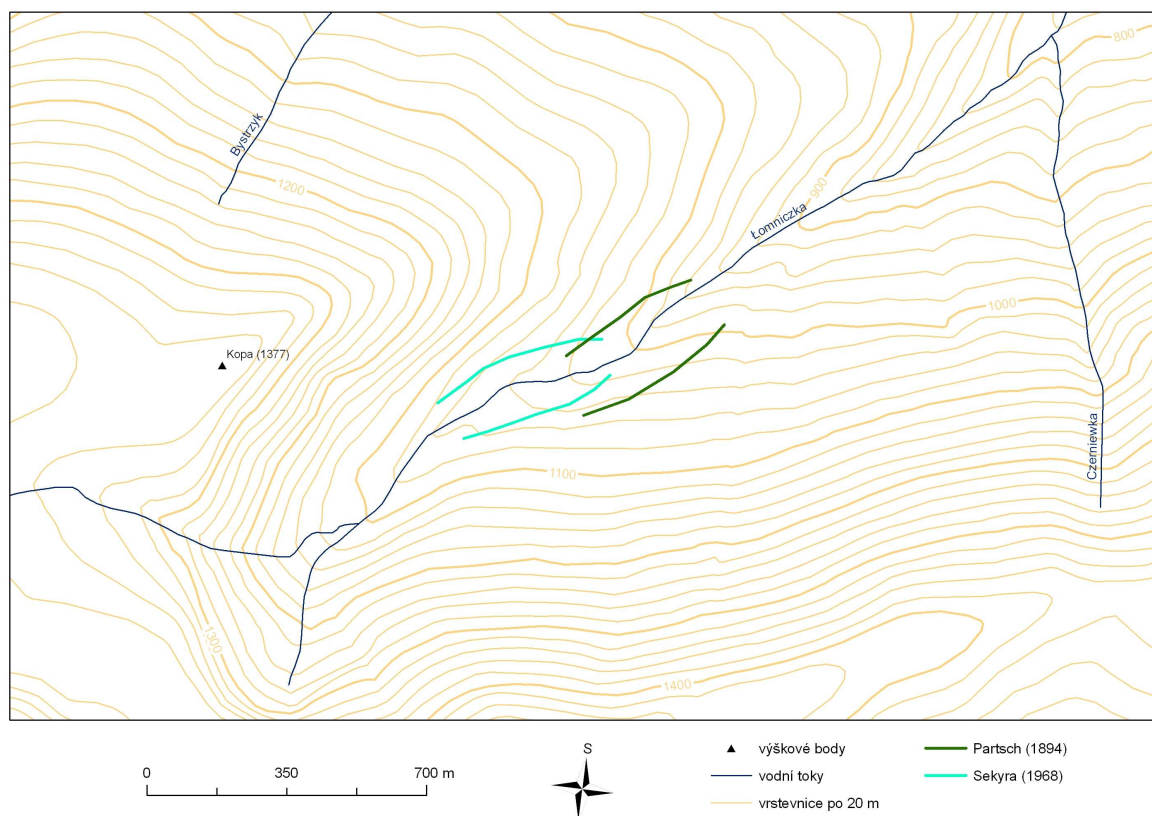
Na základě dat získaných v terénu a pomocí rektifikovaného snímku LIDAR byla vytvořena mapa morénových akumulací pro údolí Łomnice (příloha č. 1). Oproti mapě Traczyka (1989) došlo přesnějšímu vymezení jednotlivých morénových valů. Nejnižší morénové akumulace zasahují do nadmořské výšky 870 m n. m. Upraveno bylo vymezení paralelních morénových valů na levém břehu řeky Łomnice pod soutokem s Białým Potokem. Tyto Traczykem (1989) vymezené valy považují za postglaciálně rozplavené ledovcové sedimenty a nezobrazují je v mapě jako morény (příloha č. 1). Upraveno bylo rovněž vymezení morénových akumulací před jezerem Wielki Staw, kde byly na základě získaných dat vymezeny pouze tři morénové akumulace. Na základě výpočtů v prostředí GIS byla v údolí Łomnice stanovena rozloha akumulčního ledovcového reliéfu na 1,98 km² a erozního ledovcového reliéfu na 0,76 km².

Pro údolí Łomniczky existují dvě mapy morénových akumulací a to od Partsche (1894) a Sekyry (1968). Obě mapy zobrazují pravou a levou boční morénu s rozplaveným

čelem morény. Partsch (1894) tyto morénové valy zobrazuje v nadmořské výšce 960–1050 m, zatímco Sekyra (1968) v nadmořské výšce 1010–1080 m (obr. č. 11).

Na základě terénního mapování byla v údolí Łomniczky vymezena pouze levá boční moréna, existence pravé boční morény nebyla potvrzena (příloha č. 1). Moréna byla vymezena v nadmořské výšce 1025–1060 m s plochou 0,02 km². Erozní ledovcový reliéf byl pomocí výpočtů v prostředí GIS stanoven na 0,43 km².

Obr. č. 11: Hřbetnice morén v údolí Łomniczky podle Partsche (1894) a Sekyry (1968)

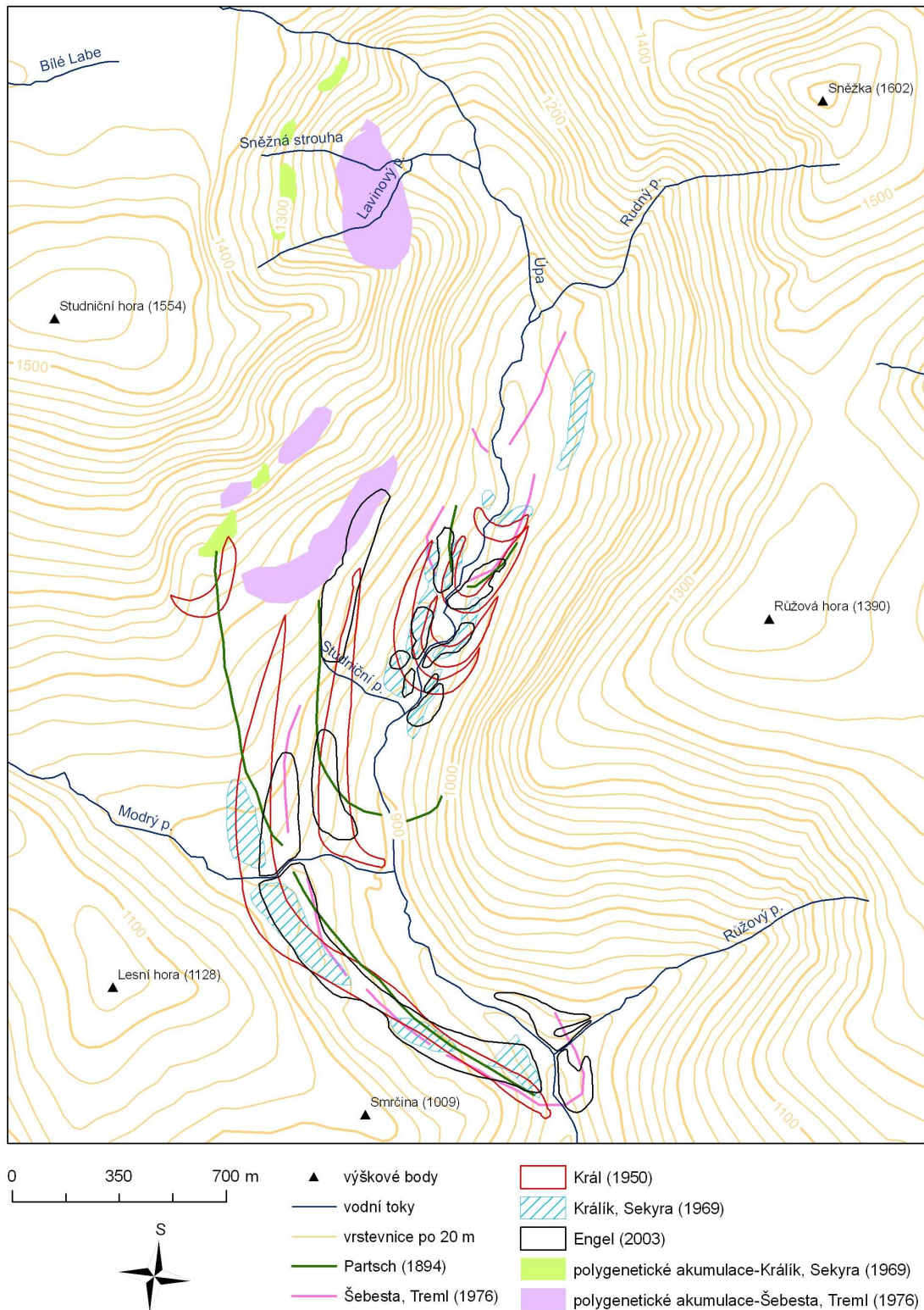


V Obřím dole je, na rozdíl od údolí Łomnice, porovnávání jednotlivých morénových valů přehledné. Morénový val, jehož čelo leží v nadmořské výšce 820 m, vyznačují ve svých mapách všichni autoři – Partsch (1894), Král (1950), Králík, Sekyra (1969), Šebesta, Treml (1976) i Engel (2003) (obr. č. 12). Pravou boční morénu, s čelem v nadmořské výšce 895 m, zakresluje Partsch (1894), Král (1950) a Engel (2003). Král (1950) vymezuje navíc morénový val na dně Velké Studniční jámy. Tři soustavy morénových valů, které leží od nadmořské výšky 910 m do 930 m (Engel 2003), jsou v mapách zakreslovány různě (obr. č. 12). Partsch (1894) ve své mapě zobrazuje jen jednu soustavu morénových akumulací v nadmořské výšce 930 m. Podobně jako Engel (2003) je zakreslují Král (1950) a Králík, Sekyra (1969). Oba autoři ale zakreslují navíc val v nadmořské výšce 940 m (obr. č. 12). Šebesta a Treml (1976)

zakreslili 2 soustavy morénových valů, které svou polohou odpovídají valům v nadmořské výšce 930 a 940 m (obr. č. 12). Kromě jasně určených morénových valů zakreslují v oblasti Studničních jam a Úpské jámy Králík a Sekyra (1969) a Šebesta a Tremel (1976) polygenetické akumulace (obr. č. 12), které jsou podle jejich názoru glaciálního či nivačního původu.

Morénové valy v Obřím dole byly na základě terénního mapování vymezeny ve shodě s mapou Engela (2003) (příloha č. 2). Došlo pouze k drobným úpravám v přesnosti polohy jednotlivých akumulací a byly vynechány tzv. recesivní morény (Engel 2003), které jsou podle současného názoru Engela (2011) fluviálního původu. Na základě výpočtů v prostředí GIS byla v Obřím dole stanovena rozloha akumulačního ledovcového reliéfu na 1,03 km² a erozního ledovcového reliéfu na 1,85 km².

Obr. č. 12: Morénové valy a hřbetnice morén v Obřím dole podle Partsche (1894), Králíka a Sekyry (1969), Šebesty a Tremly (1976) a Engela (2003)

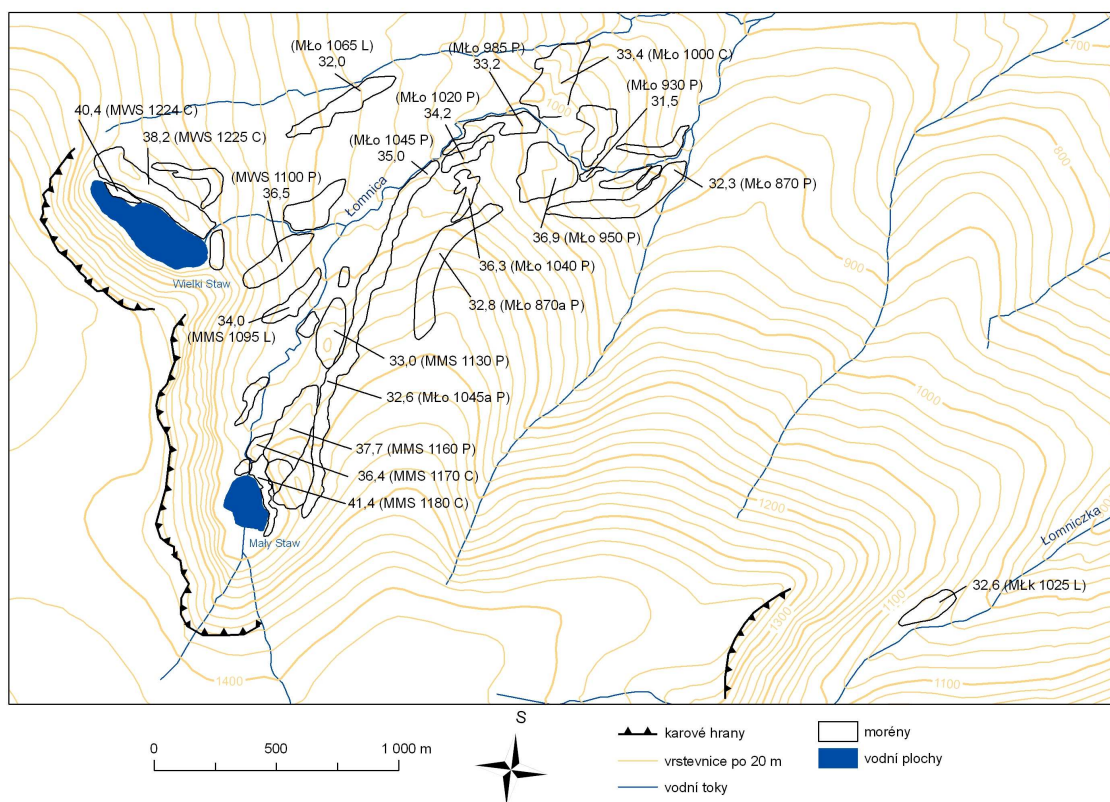


8.2 ZVĚTRÁVACÍ CHARAKTERISTIKY MORÉNOVÉHO MATERIÁLU

V údolí Łomnice byly nejnižší R-hodnoty Schmidt-hammerového měření (31,5; 32,3) naměřeny na reliktech bočních morénových akumulacích, které leží v nadmořských výškách 870–990 m (obr. č. 13). Nízká hodnota na moréně MŁo 930 P (31,5) je však ovlivněna nízkým počtem měření, které bylo z důvodu nedostatku vhodného materiálu omezeno na 100 hodnot. Nízké hodnoty Schmidt-hammerového měření (32; 32,8) vykazují rovněž boční morénové akumulace, které odpovídají maximálnímu rozsahu zalednění – MŁo 1065 L a MŁo 870a P. Podobná hodnota (32,6) byla naměřena v horní části morénové akumulace (MŁo 1045a P), která se rozprostírá od nadmořské výšky 1045 m až nad jezero Mały Staw (obr. č. 13). R-hodnoty Schmidt-hammerového měření na morénách ve střední části údolí (MŁo 950 P–MŁo 1045 P) jsou značně variabilní. R-hodnoty se zde pohybují v rozsahu 33,2–36,9 (obr. č. 13). Morénové akumulace patřící ke stadiu samostatného ledovce Małego Stawu vykazují vzrůstající R-hodnoty (33,0–41,4) směrem k jezeru Mały Staw. Nízká hodnota na moréně MMS 1130 P (33,0) je však ovlivněna nízkým počtem měření, které bylo z důvodu nedostatku vhodného materiálu omezeno na 100 hodnot. Podobný trend, jako R-hodnoty morénových akumulací patřící ke stadiu samostatného ledovce Małego Stawu, vykazují i R-hodnoty morénových akumulací patřící ke stadiu samostatného ledovce Wielkého Stawu. R-hodnoty zde dosahují hodnot 36,5–40,4 (obr. č. 13).

V údolí Łomniczky byla na levá boční moréně (MŁk 1025 L) naměřena R-hodnota 32,6 (obr. č. 13).

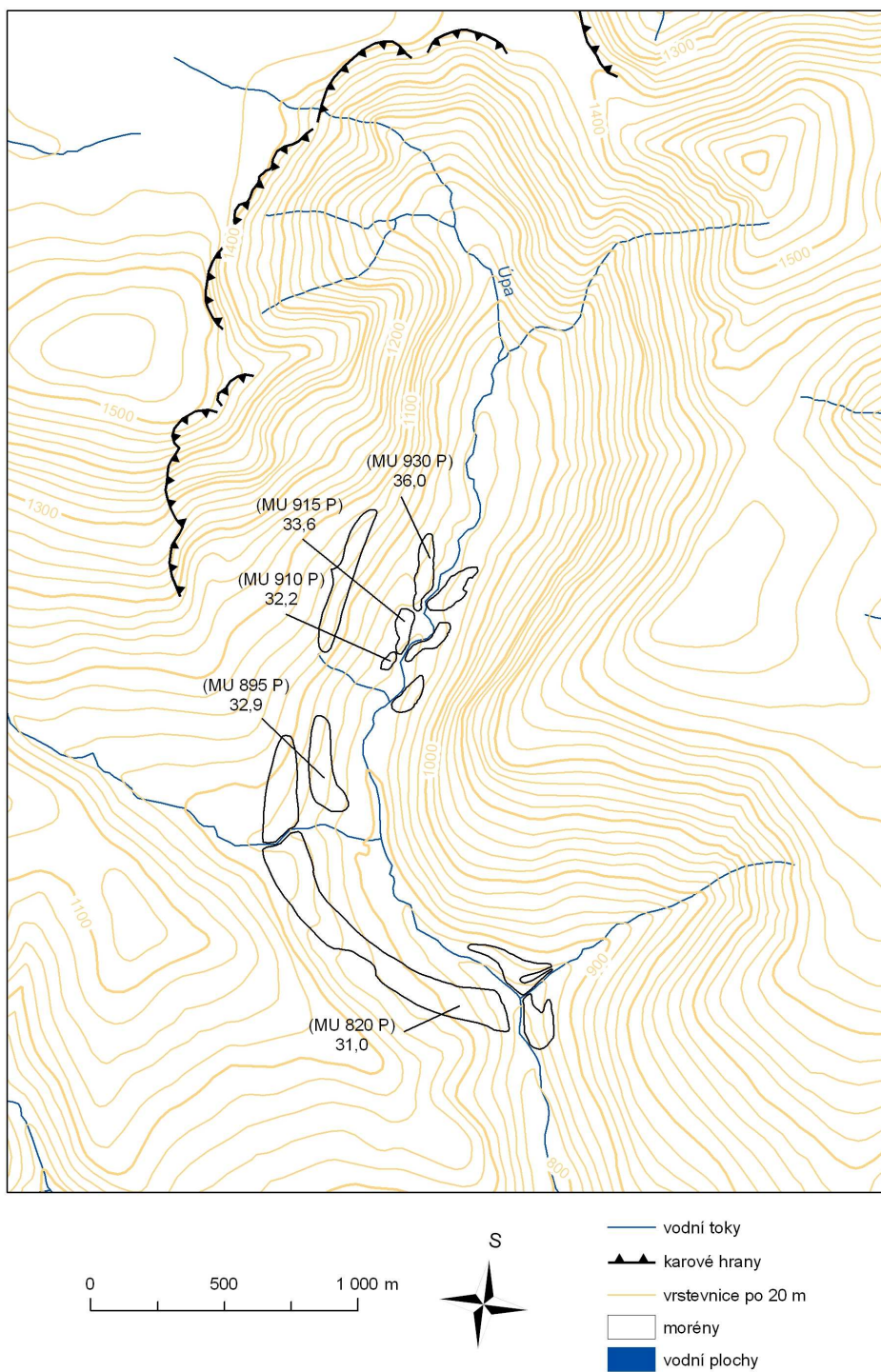
Obr. č. 13: R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v údolí Lomnice a Lomniczky



V Obřím dole byla Schmidt-hammerová měření provedena na pravých bočních morénách z důvodu přítomnosti dostatečného množství žulových balvanů. R-hodnoty vykazují vzrůstající trend (obr. č. 14) se zvyšující se nadmořskou výškou morénové akumulace (31,0–36,0). U reliktu morénové akumulace MU 910 P a u morény MU 915 P však mohou být R-hodnoty ovlivněny malým počtem měření, které bylo z důvodu nedostatku vhodného materiálu omezeno na 100 (MU 910 P) a 50 (MU 915 P) hodnot.

R-hodnoty Schmidt-hammerového měření a směrodatné odchylky pro jednotlivé morénové akumulace jsou shrnuty v příloze č. 3.

Obr. č. 14: R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v Obřím dole



Hodnoty rozměrů zvětrávacích prohlubní nevykazují žádný výrazný trend v závislosti na poloze v údolích. Průměrné i maximální rozměry prohlubní se neliší na balvanec morénových akumulací vykazující dle Schmidt-hammerového měření více navětralý povrch, od prohlubní naměřených na balvanec morénových akumulací s méně navětralým povrchem (tab. č. 2). V některých případech jsou hodnoty rozměrů zvětrávacích prohlubní naměřené na

málo zvětralém povrchu výrazně vyšší (MMS 1170 C), než na povrchu prokazatelně starším, vzhledem ke své poloze (MŁo 985 P) (tab. č. 2). Na morénových akumulacích, které leží nejbližší obou jezer (MMS 1180 C a MWS 1224 C) nebyly objeveny žádné zvětrávací prohlubně. Balvany morénových akumulací nebyly pravděpodobně dostatečně dlouhou dobu ve stabilní poloze, aby se na nich zvětrávací prohlubně mohly vytvořit. Zvětrávací prohlubně nebyly zjištěny ani na morénách, které leží nejvýše v Obřím dole (MU 910 P, MU 915 P i MU 930 P).

Tabulka č. 2: Průměrné a maximální rozměry zvětrávacích prohlubní na jednotlivých morénových akumulacích

morénové akumulace	průměrné rozměry (cm)			maximální rozměry (cm)			R-hodnoty Schmidt-hammerového měření
	délka	šířka	hloubka	délka	šířka	hloubka	
MŁo 870 P	1,3	0,9	0,4	2,1	1,2	0,4	32,4
MŁo 870a P	1,3	1,2	0,6	2,2	2,2	0,7	32,8
MŁo 930 P	1,3	1,1	0,5	2,1	1,1	0,6	31,5
MŁo 950 P	2,5	2,2	1,2	12,7	11,0	8,5	36,9
MŁo 985 P	1,1	1,1	0,4	1,4	1,4	0,4	33,2
MŁo 1000 C	1,3	1,3	0,4	1,9	1,9	0,7	33,4
MŁo 1020 P	1,6	1,3	0,6	4,8	2,6	0,7	34,2
MŁo 1040 P	1,5	1,3	0,6	4,7	4,6	2,5	36,3
MŁo 1045 P	1,1	1,0	0,4	1,3	0,8	0,6	35,0
MŁo 1045a P	1,0	0,8	0,3	1,3	1,0	0,5	32,6
MŁo 1065 L	1,0	1,0	0,4	1,2	1,2	0,4	32,0
MMS 1095 L	0,9	0,9	0,5	1,2	1,2	0,8	34,0
MMS 1130 P	1,6	1,1	0,5	2,1	1,5	0,7	33,0
MMS 1160 P	0,8	0,8	0,3	1,0	0,9	0,3	37,7
MMS 1170 C	2,6	2,3	0,8	3,7	3,7	1,1	36,4
MMS 1180 C	–	–	–	–	–	–	41,4
MWS 1100 P	1,0	0,8	0,6	1,1	0,7	0,5	36,5
MWS 1225 C	1,3	1,0	0,7	1,9	2,9	1,8	38,2
MWS 1224 C	–	–	–	–	–	–	40,4
MŁk 1025 L	1,5	1,2	0,3	4,2	3,4	0,4	32,6
MU 820 P	1,5	1,1	0,5	2,5	1,6	0,6	31,0
MU 895 P	0,8	0,7	0,3	1,5	1,0	0,3	32,9
MU 910 P	–	–	–	–	–	–	32,2
MU 915 P	–	–	–	–	–	–	33,6
MU 930 P	–	–	–	–	–	–	36,0

Průměrné i maximální hodnoty mocnosti zvětrávací kůry jsou vyšší pro morénové akumulace ležící v nejnižších nadmořských výškách v údolí Łomnice (MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MŁo 950 P) i v Obřím dole (MU 820 P, MU 895 P). Maximální hodnoty mocnosti zvětrávací kůry na balvanech zmíněných morénových akumulací dosahují 1 cm a více (tab. č. 3). Na balvanech morénových akumulací, které leží v nejvyšší nadmořské výšce

v údolí Lomnice i v Obřím dole, dosahuje mocnost zvětrávací kůry nejnižších hodnot, zvláště při sledování průměrných hodnot mocností zvětrávací kůry.

Tabulka č. 3: Průměrná a maximální mocnost zvětrávací kůry za jednotlivé morénové akumulace

morénové akumulace	mocnost zvětrávací kůry (cm)	
	průměrná	maximální
MŁo 870 P	1,2	1,5
MŁo 870a P	1,1	1,3
MŁo 930 P	0,9	1,2
MŁo 950 P	0,8	1,0
MŁo 985 P	0,7	0,8
MŁo 1000 C	0,6	0,7
MŁo 1020 P	0,5	0,7
MŁo 1040 P	0,6	0,7
MŁo 1045 P	0,5	0,6
MŁo 1045a P	0,6	0,7
MŁo 1065 L	0,6	0,7
MMS 1095 L	0,4	0,5
MMS 1130 P	0,3	0,5
MMS 1160 P	0,3	0,5
MMS 1170 C	0,3	0,4
MMS 1180 C	0,3	0,4
MWS 1100 P	0,4	0,5
MWS 1225 C	0,3	0,4
MWS 1224 C	0,5	0,6
MŁk 1025 L	0,5	0,6
MU 820 P	1,2	1,6
MU 895 P	0,8	1,0
MU 910 P	0,4	0,5
MU 915 P	0,4	0,4
MU 930 P	0,3	0,5

8.3 STATISTICKÉ ZPRACOVÁNÍ

Pro zjištění závislostí mezi získanými daty byla použita korelační analýza. Vstupní data pro korelační analýzu byla: R-hodnoty a směrodatné odchylky Schmidt-hammerového měření, průměrné a maximální rozměry zvětrávacích prohlubní a průměrná i maximální mocnost zvětrávací kůry. Statisticky významné hodnoty korelace na hladině významnosti 0,05 jsou zvýrazněné červenou barvou v tabulce č. 4 a jsou dále komentovány v následujícím odstavci.

Hodnoty Schmidt-hammerového měření negativně korelují s mocností zvětrávací kůry (tab. č. 4). Starší povrch vyjádřený nižší hodnotou Schmidt-hammerového měření vykazuje vyšší mocnost zvětrávací kůry. Pozitivní korelace hodnot Schmidt-hammerového měření se směrodatnou odchylkou Schmidt-hammerového měření (tab. č. 4) vyjadřuje menší rozptyl

hodnot na starším povrchu přesto, že pozitivní korelace je pouze 0,40. Pozitivní korelace mezi jednotlivými rozměry zvětrávacích prohlubní (tab. č. 4) vyjadřují principy zvětrávání těchto tvarů, kdy se zvětšující se délkou prohlubně se prohlubeň zároveň rozšiřuje i prohlubuje.

Tabulka č. 4: Výsledky korelační analýzy

proměnné	N=25									
	SH	ZP_d_pr	ZP_s_pr	ZP_h_pr	ZP_d_m	ZP_s_m	ZP_h_m	ZK_pr	ZK_m	SO
SH	1,00	-0,20	-0,17	-0,06	0,02	0,10	0,19	-0,51	-0,52	0,40
ZP_d_pr	-0,20	1,00	0,98	0,91	0,78	0,76	0,60	0,30	0,31	0,05
ZP_s_pr	-0,17	0,98	1,00	0,91	0,78	0,78	0,62	0,26	0,26	0,03
ZP_h_pr	-0,06	0,91	0,91	1,00	0,80	0,82	0,75	0,27	0,26	0,14
ZP_d_m	0,02	0,78	0,78	0,80	1,00	0,97	0,91	0,26	0,26	0,12
ZP_s_m	0,10	0,76	0,78	0,82	0,97	1,00	0,94	0,18	0,17	0,11
ZP_h_m	0,19	0,60	0,62	0,75	0,91	0,94	1,00	0,16	0,15	0,21
ZK_pr	-0,51	0,30	0,26	0,27	0,26	0,18	0,16	1,00	0,99	0,08
ZK_m	-0,52	0,31	0,26	0,26	0,26	0,17	0,15	0,99	1,00	0,06
SO	0,40	0,05	0,03	0,14	0,12	0,11	0,21	0,08	0,06	1,00

Pozn.: SH-R-hodnoty Schmidt-hammerové měření, ZP_d_pr-průměrná délka zvětrávací prohlubně, ZP_s_pr-průměrná šířka zvětrávací prohlubně, ZP_h_pr-průměrná hloubka zvětrávací prohlubně, ZP_d_m-maximální délka zvětrávací prohlubně, ZP_s_m-maximální šířka zvětrávací prohlubně, ZP_h_m-maximální hloubka zvětrávací prohlubně, ZK_pr-průměrná mocnost zvětrávací kůry, ZK_m-maximální mocnost zvětrávací kůry, SO-směrodatná odchylka Schmidt-hammerového měření, N-počet měření

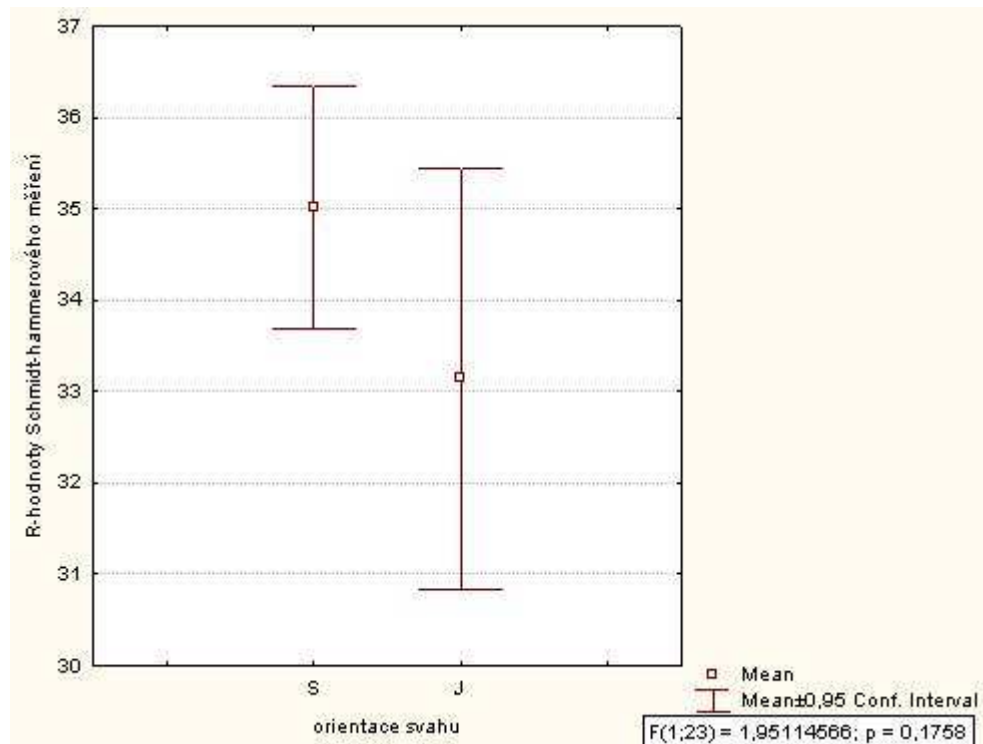
Pro porovnání hodnot získaných z morén jižního (Obří důl) a severního svahu (údolí Łomnice a Łomniczky) a mezi třemi studovanými údolími byla použita analýza rozptylu. Vstupní data pro analýzu rozptylu byla: R-hodnoty a směrodatné odchylky Schmidt-hammerového měření a průměrné a maximální hodnoty dále uvedených parametrů: rozměry zvětrávacích prohlubní, mocnost zvětrávací kůry, rozměry vyrostlic živce, rozměry balvanů a orientace nebo příslušnost k jednotlivým údolím.

Výsledkem jsou grafy zobrazující míru podobnosti proměnných na severním a jižním svahu. Statisticky významná odlišnost mezi hodnotami proměnných na severním a jižním svahu nebyla prokázána pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření (obr. č. 15), průměrné (obr. č. 16) i maximální (obr. č. 17) hodnoty mocnosti zvětrávací kůry, maximální rozměry zvětrávacích prohlubní (příloha č. 4), maximální (příloha č. 5) i průměrné (příloha č. 6) rozměry vyrostlic živců a směrodatné odchylky Schmidt-hammerového měření (příloha č. 7).

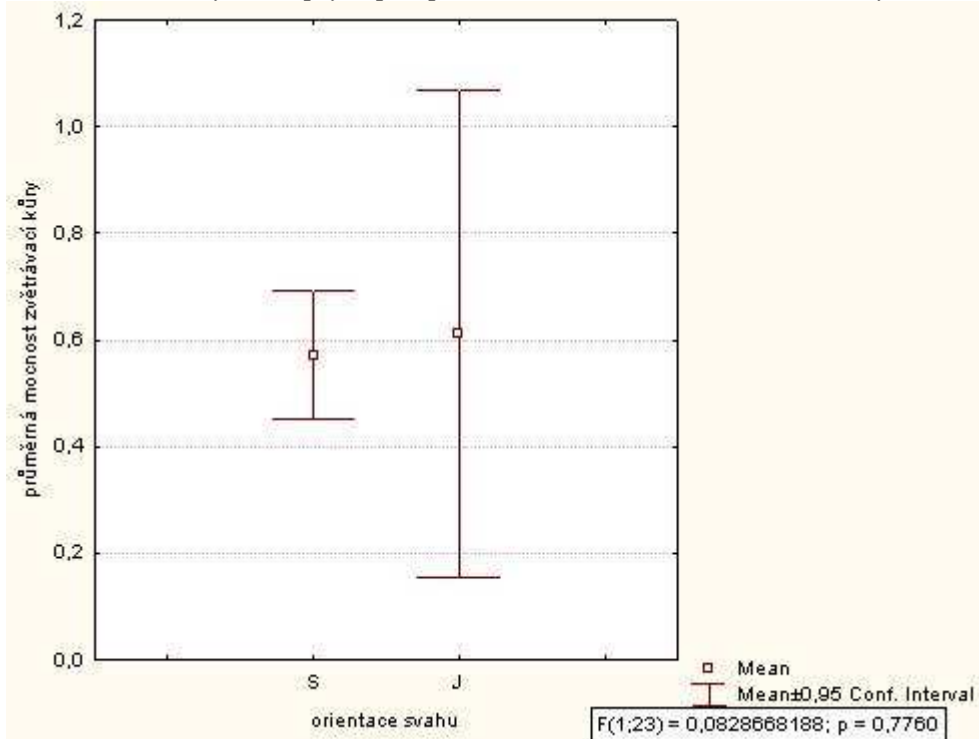
Výsledky analýzy rozptylu pro Schmidt-hammerového měření i mocnosti zvětrávací kůry naznačují shodnost relativního stáří morénových akumulací na severním i jižním svahu východních Krkonoš. Výsledek analýzy rozptylu pro maximální rozměry zvětrávacích prohlubní ukazuje, že na maximální rozměry prohlubní nemá orientace údolí vliv. Maximální i průměrné rozměry vyrostlic živců na severním a jižním svahu se podle analýzy rozptylu

rovněž neliší. Tento výsledek by naznačoval shodný zrnitostní typ žul, na kterých bylo měřeno. V Obřím dole však ve sběrné oblasti ledovce převažovaly hrubě zrnité, porfyrické žuly na rozdíl od údolí Łomnice, kde převažoval středně zrnitý typ žul. Pro hodnoty směrodatných odchylek Schmidt-hammerového měření nebyla mezi severním a jižním svahem rovněž prokázána statisticky významná odlišnost, což naznačuje na podobné rozptyly měření v zájmovém území.

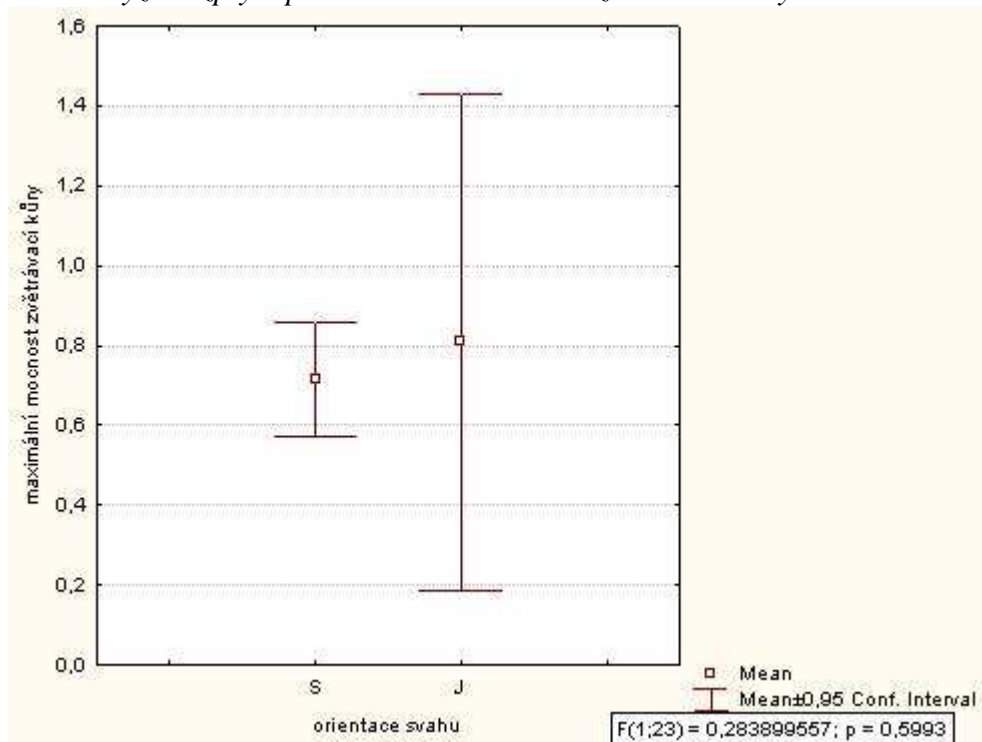
Obr. č. 15: Analýza rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření



Obr. č. 16: Analýza rozptylu pro průměrnou mocnost zvětrávací kůry



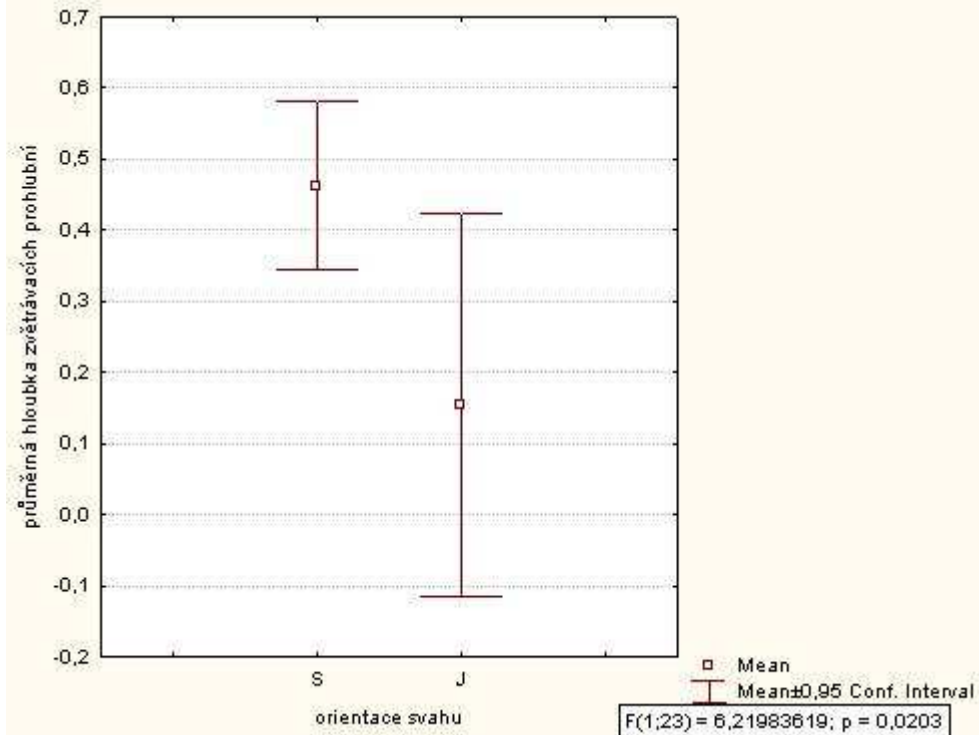
Obr. č. 17: Analýza rozptylu pro maximální mocnost zvětrávací kůry



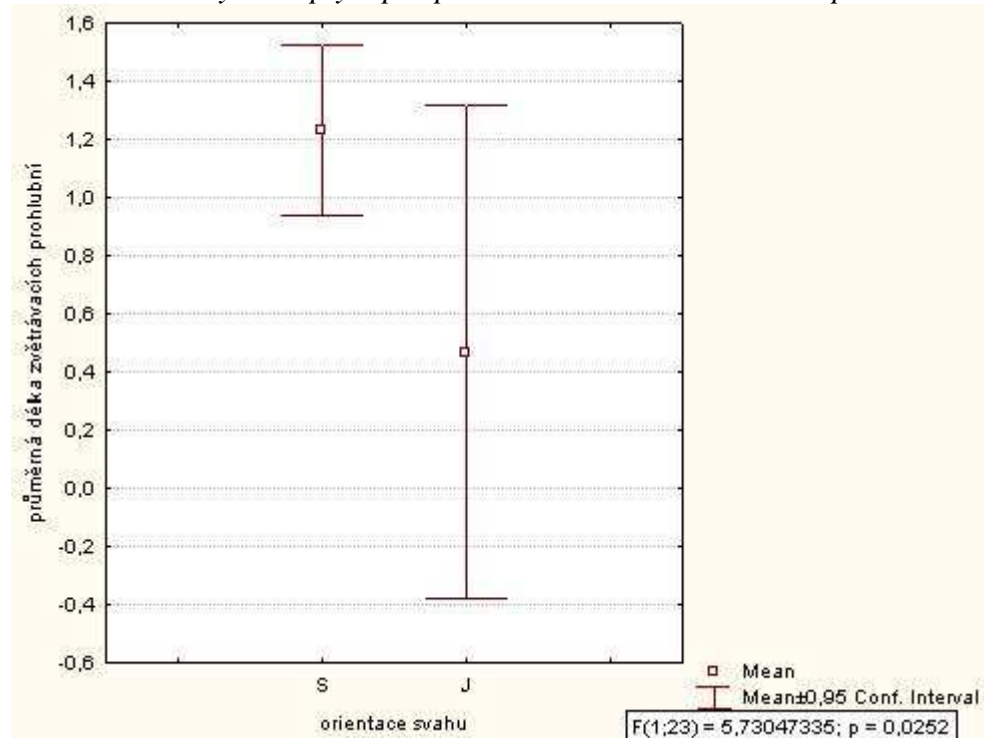
Pro průměrné hodnoty rozměrů zvětrávacích prohlubní byla prokázána statisticky významná odlišnost pro severní a jižní svah. Hodnoty průměrných rozměrů zvětrávacích prohlubní jsou na severním svahu statisticky významně větší, než na svahu jižním (obr. č 18,19,20). Statisticky významná odlišnost pro severní a jižní svah byla prokázána pro

maximální i průměrné hodnoty rozměrů balvanů, kromě průměrné výšky balvanů. Na severním svahu bylo měřeno na statisticky prokazatelně větších balvanech, než na svahu jižním. Tento výsledek naznačuje odlišný zrnitostní typ žulových balvanů, na kterých bylo měřeno, který ale nebyl jednoznačně potvrzen analýzou rozptylu rozměrů vyrostlic živců (viz výše). Grafy analýzy rozptylu pro maximální i průměrné hodnoty rozměrů balvanů jsou zobrazeny v příloze č. 8 a č. 9.

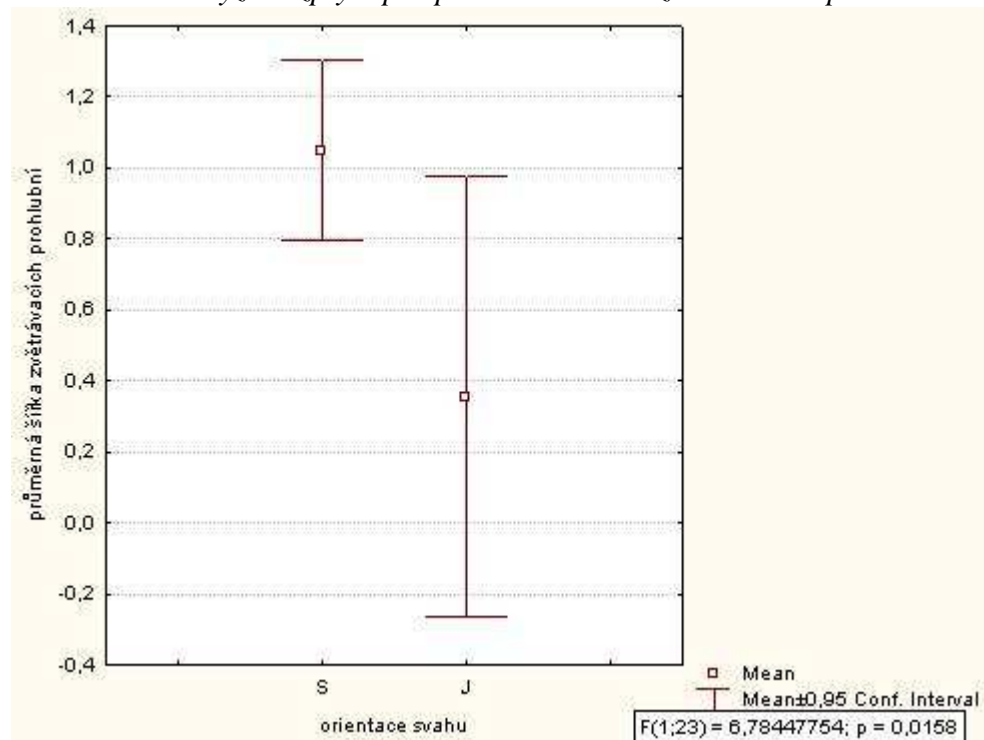
Obr. č. 18: Analýza rozptylu pro průměrnou hloubku zvětrávacích prohlubní



Obr. č. 19: Analýza rozptylu pro průměrnou délku zvětrávacích prohlubní

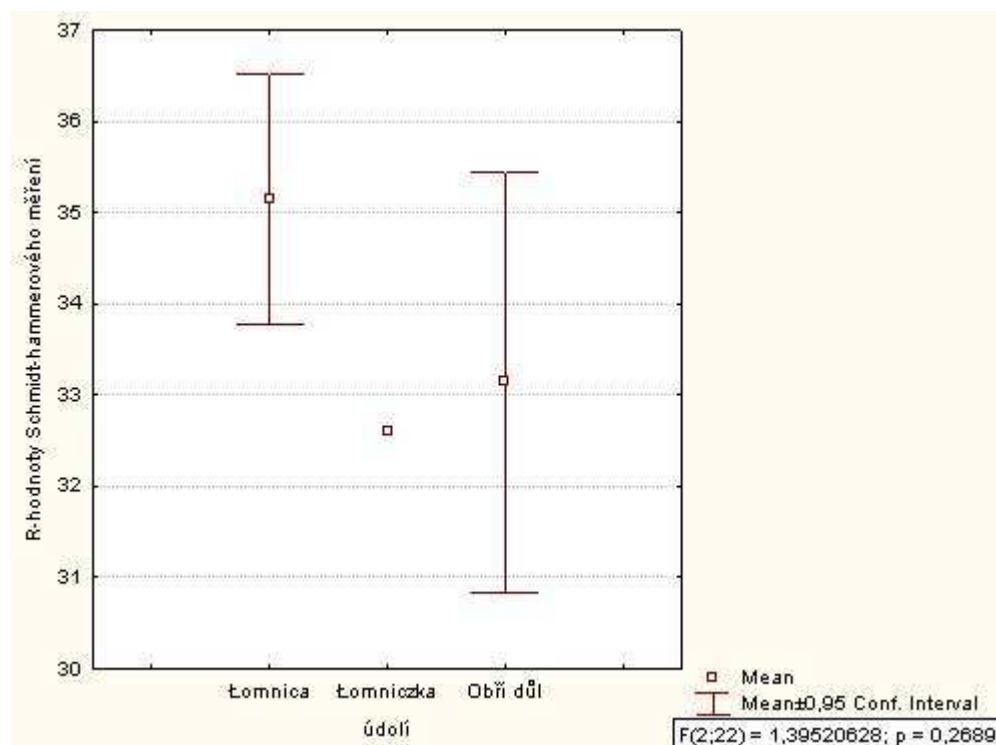


Obr. č. 20: Analýza rozptylu pro průměrnou šířku zvětrávacích prohlubní



Analýzou rozptylu byla vyšetřena míra podobnosti Schmidt-hammerového měření pro jednotlivá údolí Łomnice, Łomniczky a Obřího dolu. Statisticky významná odlišnost pro jednotlivá údolí nebyla prokázána (obr. č. 21), což ukazuje na shodné relativní stáří morénových akumulací.

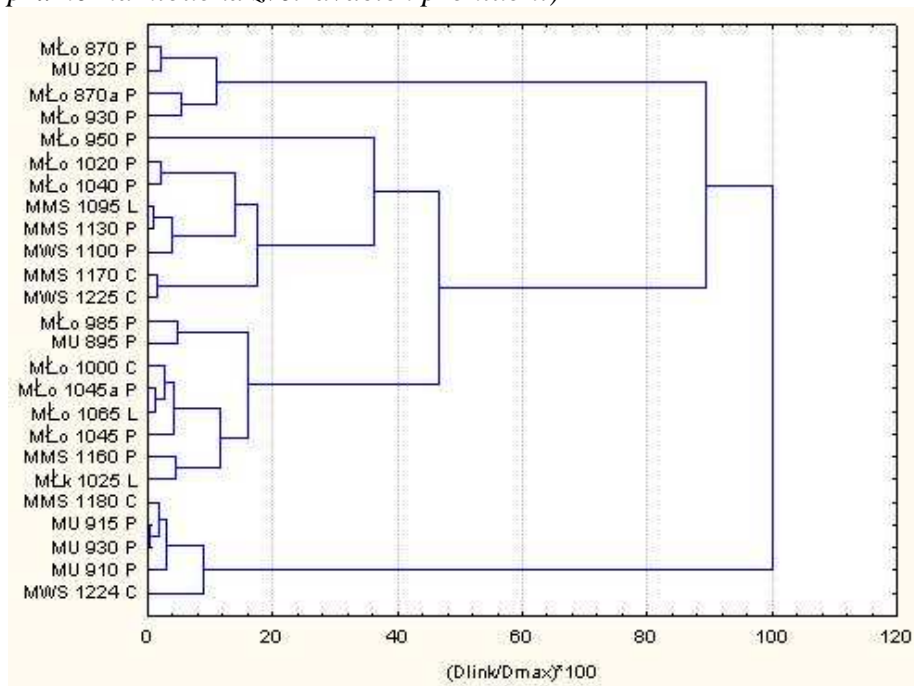
Obr. č. 21: Analýza rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v jednotlivých údolích



Příbuznost mezi morénovými akumulacemi na základě zvětrávacích charakteristik byla vyšetřena pomocí shlukové analýzy, pro kterou byly použity dva soubory dat: průměrná mocnost zvětrávací kůry s průměrnou hloubkou zvětrávacích prohlubní (obr. č. 22) a průměrná mocnost zvětrávací kůry s průměrnou délkou zvětrávacích prohlubní (obr. č. 23).

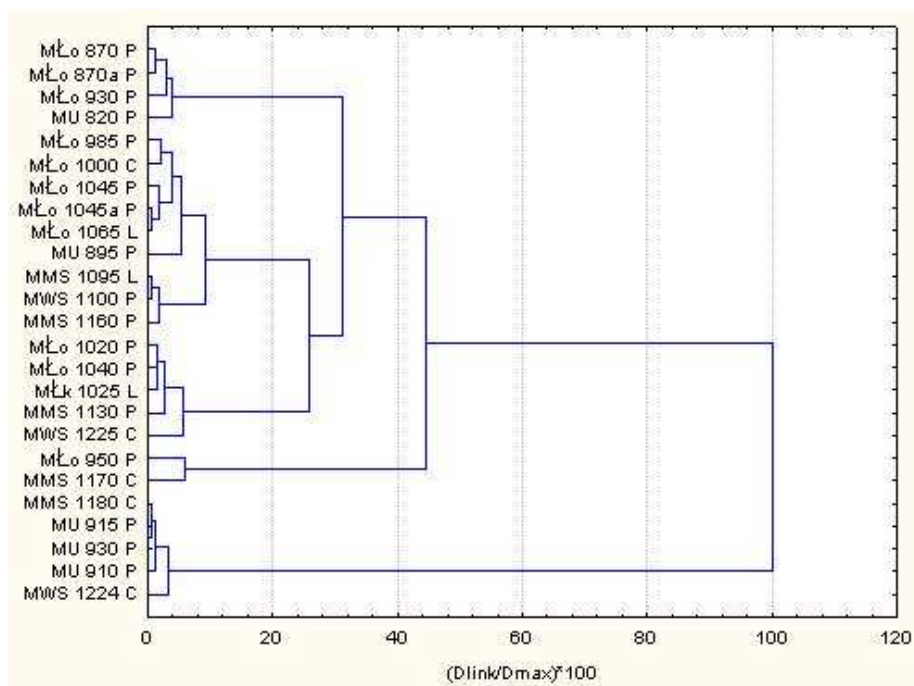
U dendrogramu z prvního souboru dat (obr. č. 22) lze u hodnoty normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti mezi morénovými akumulacemi rovné 36 rozlišit 4 shluky, 2 větší po 8 objektech a 2 menší po 4 a 5 objektech. Menší shluk o 5 objektech je zcela nepodobný ostatním a druhý menší shluk o 4 objektech vyjadřuje nízkou míru podobnosti s ostatními shluky.

Obr. č. 22: Dendrogram morénových akumulací (průměrná mocnost zvětrávací kůry, průměrná hloubka zvětrávacích prohlubní)



U druhého dendrogramu objektů (obr č. 23) lze u hodnoty normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti mezi morénovými akumulacemi rovné 9 rozlišit 5 shluků, 1 větší po 9 objektech a 4 menší po 2, 4 a dvakrát 5 objektech. Menší shluk o 5 objektech je zcela nepodobný ostatním.

Obr. č. 23: Dendrogram morénových akumulací (průměrná mocnost zvětrávací kůry, průměrná délka zvětrávacích prohlubní)



Oba dendrogramy vymezují 2 totožné shluky. Shluk o 4 morénových akumulacích, které leží v nižších nadmořských výškách údolí Łomnice a Obřího dolu (MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MU 820 P) a shluk o 5 morénových akumulacích, které v údolí Łomnice hradí jezera (MMS 1180, MWS 1224) a v Obřím dole leží nejvýše v údolí (MU 910 P, MU 915 P, MU 930 P). Shluková analýza ukazuje na shodné relativní stáří morénových akumulací jmenovaných shluků, na základě použitých dat. U dendrogramu, který vychází z průměrných hloubek zvětrávacích prohlubní (obr. č. 22), je podobnost shluku o 4 morénových akumulací oproti ostatním shlukům vymezena až na hodnotě normovaného spojení eukleidovské vzdálenosti rovné 89. Spojení naznačuje, že podobnost s ostatními morény je nízká a mohlo by ukazovat na statisticky významnou odlišnost vymezeného shluku morén od ostatních morénových akumulací. Dendrogram vymezený na základě délky zvětrávacích prohlubní (obr. č. 23) však nepodobnost shluku s ostatními morény nepotvrzuje. Druhý shluk, který je shodně vymezen v obou dendrogramech je složen z morén MMS 1180, MWS 1224, MU 910 P, MU 915 P, MU 930 P. U obou dendrogramů je tento shluk zcela nepodobným ostatním. Tato nepodobnost je pravděpodobně způsobena neexistencí zvětrávacích prohlubní na morénových akumulacích tohoto shluku.

Shluky po 8 objektech (obr. č. 22) a shluky po 9 a 5 objektech (obr. č. 23) si jsou podobné v zařazení jednotlivých morén do shluků, ale liší se mírou podobnosti jednotlivých morénových akumulací i shluků navzájem. Morénové akumulace z údolí Łomnice jsou k sobě přiřazeny tak, že nejsou patrné vztahy k nadmořské výšce jednotlivých morén. Neočekávané je rozdělení morén ležících blízko obou jezer (MMS 1170 C, MMS 1160 P, MWS 1225 C) do obou shluků po 8 objektech (obr. č. 22). Podobné rozřazení je i u druhého dendrogramu (obr. č. 23), kde je navíc MMS 1170 C řazena do samostatného shluku společně s morénou MŁo 950 P. Tento shluk o 2 morénových akumulací však s ohledem na polohu obou morénových akumulací a potřebu zjistit podobnost v relativním stáří akumulací nemá logické opodstatnění. Rozdíly panují v zařazení morény z údolí Łomniczky (MŁk 1025 L), která je u každého dendrogramu přiřazena k odlišným skupinám. Stabilní je naopak zařazení morény MU 895 P, která si je u obou dendrogramů nejvíce podobná s MŁo 985 P. Z popsaných rozdílů nelze vytvořené shluky po 8 objektech, resp. po 9, 5 a 2 objektech interpretovat jako skupiny morénových akumulací, které by měly stejné relativní stáří. Tuto interpretaci vylučuje především poloha akumulací spojených do jednoho shluku (např. MWS 1225 s MŁo 950), ale i nejednoznačnost zařazení morény z údolí Łomniczky (MŁk 1025 L).

9 DISKUZE

9.1 ROZŠÍŘENÍ LEDOVCOVÝCH AKUMULACÍ

Mapy ledovcového reliéfu v zájmovém území prošly vývojem, který odpovídá vývoji názorů na charakter a počet zalednění v jednotlivých údolích. Podrobně byly mapovány morénové akumulace v údolí Łomnice a v Obřím dole. Údolí Łomniczky se objevovalo pouze v mapách, které zobrazovaly ledovcový reliéf celých Krkonoš.

V údolí Łomnice byly morénové akumulace podrobně zakresleny Partschem (1882). Další autoři (Sekyra 1968, Králík, Sekyra 1969) upřesňovali polohu jednotlivých akumulací a zároveň vymezili nové morénové akumulace. Odlišnosti mezi zakreslením morénových akumulací Partschem (1882) a Králíkem a Sekyrou (1969) mohou být způsoby rovněž dvakrát vyšší směrodatnou odchylkou usazení rastru u mapy Partsche (1882) (tab. č. 5). Nově území Łomnice zmapoval Traczyk (1989), který vymezil nové oblasti morénových akumulací. Na základě vlastního mapování a s využitím rastrového snímku LIDAR nelze potvrdit polohu pěti morénových valů před jezerem Wielki Staw (Traczyk 1989), ale lze zde vymezit pouze tři morénové akumulace. Za nepřesné považuji rovněž vymezení až deseti paralelních morénových valů mezi řekou Płasawou a Łomnicí (Traczyk 1989), které jsou podle mého názoru výsledkem postglaciální fluviální modelace. I přes zmíněné odlišnosti lze, s ohledem na terénní mapování a rastrový snímek LIDAR, Traczykovu (1989) mapu ledovcového reliéfu považovat za nejpřesnější ze všech hodnocených map. U nově vytvořené mapy morénových akumulací (příloha č. 1) je díky rastrovému snímku LIDAR a terénnímu mapování pomocí GPS vymezení jednotlivých morén, jejich hran a hřbetnic přesnější. Snímek LIDAR rovněž umožnil dobře zobrazit ty části reliéfu, které nejsou v terénu díky husté vegetaci prostupné a jejich reliéf je pouhým okem těžko patrný. Nově vytvořené zobrazení morénových akumulací v údolí Łomnice lze považovat za blízké skutečnému reliéfu.

Tabulka č. 5: Směrodatné odchylky a střední kvadratické chyby v usazení rastru jednotlivých map ledovcového reliéfu

mapy ledovcového reliéfu	směrodatné odchylky	střední kvadratické chyby
Partsch (1882)	11,3	127
Partsch (1894)	13,6	184
Král (1950)	6,9	47
Sekyra (1968)	7,7	60
Králík, Sekyra (1969)	5,4	29
Šebesta, Tremel (1976)	8,8	78
Traczyk (1989)	3,9	15
Engel (2003)	3,3	11

Morénové akumulace v údolí Łomniczky byly popisovány více slovně a v mapách byly zakresleny jen tehdy, pokud se jednalo o mapy malého měřítka zobrazující ledovcový reliéf celých Krkonoš. Odlišný zakres polohy morénových akumulací v mapách Partsche (1894) a Sekyry (1968) může být dán pouze nepřesným zákresem v malém měřítku map, ale také méně přesným usazením rastru Partsche (1894) (tab. č. 5). Na základě terénního mapování byla v rozporu s mapami Partsche (1894) i Sekyry (1968) vymezena pouze levá boční moréna s menším územním rozsahem, než naznačuje zakreslená hřbetnice morény zmíněných autorů. Pravá boční moréna není v reliéfu údolí patrná, a proto v mapě nebyla zakreslena.

Mapy morénových akumulací Obřího dolu lze srovnávat výstižněji, než v údolí Łomnice, a to vzhledem k počtu jednotlivých akumulací. O vymezení morénových valů v nižších nadmořských výškách (820 a 895 m) nepanovaly mezi většinou autorů (Partsche 1894, Král 1950, Engel 2003) výraznější spory. Šebesta a Treml (1976) nezakreslili do mapy morénu v nadmořské výšce 895 m přesto, že v textu jí zmiňují. K zakreslu tedy pravděpodobně nedošlo z důvodu přehlednosti mapy malého měřítka, která zobrazuje morénové akumulace v celých Krkonoších, nebo chybou zakreslu. Odlišná je situace u autorů podrobné mapy ledovcových akumulací Králíka a Sekyry (1969), kteří morénu s čelem v nadmořské výšce 895 m také nezakreslují, ale ani se o ní nezmiňují v textu. Vymezení čtyř systémů morénových valů v nadmořské výšce 910–940 m převzali od Krále (1950) i Králík a Sekyry (1969). Šebesta a Treml (1976) vymezili v této oblasti pouze dva morénové valy, které však svoji polohou neodpovídají těm v mapách předchozích. Tato nesrovnalost může být dána malým měřítkem mapy, a tím i menší přesností v zakreslení jednotlivých morénových valů, nebo také menší přesností v usazení rastru (tab. č. 5). Za nejpřesnější vymezení morénových akumulací v Obřím dole lze považovat mapu Engela (2003), který zpřesňuje polohu jednotlivých akumulací. V nadmořské výšce 910–940 m vymezuje pouze 3 systémy morénových valů, které se nejvíce shodují se zakreslením morénových valů od Králíka a Sekyry (1969). Tato shodnost svědčí o přesnosti mapy Králíka a Sekyry (1969) přesto, že v mapě chybí moréna v nadmořské výšce 895 m a autoři za morény považují i valy s čelem v nadmořské výšce 940 m. O přesnosti zakreslení morénových akumulací Engelem (2003) svědčí i malé odlišnosti v porovnání s nově vytvořenou mapou morénových akumulací Obřího dolu (příloha č. 2). K úpravám došlo pouze ve vymezení hran a hřbetnic morén, které mohly být přesněji zakresleny díky vyšší přesností GPS.

Rozsah a vymezení polygenetických akumulací v oblasti Studničních jam a Úpské jámy nelze věrohodně srovnat vzhledem k malému počtu map, které je zobrazují (Šebesta,

Treml 1976, Králík, Sekyra 1969). Zároveň jsou polygenetické akumulace zobrazeny v mapách s výrazně rozdílným měřítkem, a proto je přesnost jejich zakreslení v mapě s malým měřítkem (Šebesta, Treml 1976) sporná. Přesné srovnání je problematické i vzhledem k usazení rastru Šebesty a Tremla (1976), které vykazuje vyšší směrodatnou odchylku než u Králíka a Sekyry (1969). Morénová akumulace zakreslená Králem (1950) ve Velké Studniční jámě odpovídá pravděpodobně polygenetické akumulaci zakreslené Králíkem a Sekyrou (1969) výše v jámě.

9.2 KORELACE MORÉN V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ

Pro zjištění relativního stáří morén v zájmovém území byly použity tři metody: Schmidt-hammerové měření, měření mocnosti zvětrávací kůry a sledování rozměrů zvětrávacích prohlubní. Nejnižší R-hodnoty Schmidt-hammerového měření (31,0–32,9) byly naměřeny na morénách ležících nejnižší ve třech zájmových územích. R-hodnoty zároveň ukazují vzrůstající trend se zvyšující se nadmořskou výškou polohy morénové akumulace, což ukazuje na méně navětralý povrch morénových akumulací, které leží výše v zájmových údolích. Korelační analýza prokázala, že se snižující se R-hodnotou dochází k menšímu rozptylu hodnot, ze kterých je spočítána R-hodnota reprezentující morénovou akumulaci. Tato závislost je dána charakterem zvětrávání, kdy při delším vystavení povrchu zvětrávacím procesům, dochází ke stírání povrchových rozdílných jednotlivých balvanů a měření tvrdoměrným kladívkem vykazuje menší rozdíly. Měření stupně navětrání povrchů balvanů pomocí tvrdoměrného kladívka se z výše zmíněných důvodů ukázalo jako vhodný nástroj pro zjištění relativního stáří morén v zájmovém území. Vhodnost této metody pro relativní datování morénových akumulací byla ověřena prací Goudieho (2006) a v zájmovém území i prací Engela (2007). Naměřené mocnosti zvětrávací kůry v zájmovém území rovněž ukazují takové hodnoty, které v souladu s tvrzením Hubbarta a Glassera (2005) pomáhají určit relativní stáří sledovaného povrchu. Statisticky významná negativní korelace mocnosti zvětrávací kůry s R-hodnotami Schmidt-hammerového měření zároveň naznačuje, že více navětralý povrch charakterizovaný nízkou R-hodnotou vykazuje vyšší mocnost zvětrávací kůry. Tento výsledek je v souladu s názory prezentovanými Chinnem (1981) a potvrzuje tak vhodnost použití této metody při určování relativního stáří morénových akumulací. Sledování mocnosti zvětrávací kůry jako určující charakteristiku pro vyjádření stupně zvětrání sledovaných povrchů využil v zájmovém území i Traczyk (1986). Měření rozměrů zvětrávacích prohlubní nepřineslo hodnoty, které by naznačovaly relativní stáří sledovaných povrchů. Rozměry zvětrávacích prohlubní by podle názoru Hubbarta a Glassera (2005) měly

vykazovat vyšší hodnoty na více navětralém a tedy starším povrchu. Tento trend se ale v zájmovém území neprokázal. Analýzou rozptylu bylo pouze zjištěno, že průměrné rozměry zvětrávacích prohlubní jsou v údolích na severním svahu statisticky významně větší než v údolích na svahu jižním. Tyto rozdíly mohou být způsobeny silnějšími vlivy zvětrávacích procesů z důvodu severní orientace svahu, ale u maximálních rozměrů zvětrávacích prohlubní stejný trend potvrzen nebyl. Pravděpodobně krátké časové období, ve kterém vznikly morénové akumulace v zájmovém území, neumožnilo vývoj rozměrově odlišných zvětrávacích prohlubní, které by svými rozměry naznačovaly relativní stáří sledovaného povrchu. Sledování rozměrů zvětrávacích prohlubní tak z důvodu výše zmíněných charakteristik naměřeného souboru dat není pro zájmové území vhodnou metodou pro určení relativního stáří morénových akumulací.

Nejnižší R-hodnoty Schmidt-hammerového měření vykazují morény, které leží nejnižše v údolí (MŁo 870 P, MŁo 930 P) a boční morény (MŁo 870a P, MŁo 1065 L) ohraničující území zasažené ledovcem. R-hodnoty na těchto morénách se pohybují kolem hodnoty 32. Nízká R-hodnota u morény MŁo 930 P může být ovlivněna malým počtem měření (100 hodnot). Nízké hodnoty na morénách MŁo 870a P, MŁo 1065 L naznačují, že vznikly při maximálním rozsahu ledovce, který je dokumentován těmito morénovými valy. V tomto stádiu zalednění vznikl ledovec údolního typu (Traczyk 1986), který podle reliktních morénových akumulací zasahoval do nadmořské výšky 870 m. Zmíněné morénové akumulace jsou rovněž Traczykem (1986) řazeny do stejného období zalednění (podle jeho názoru do zóny II), kromě morény MŁo 1065 L, kterou řadí do zóny III a tedy k mladšímu zalednění fáze A. Vzhledem k R-hodnotám, které se výrazně neliší od ostatních hodnot v údolí, však nelze přijmout Traczykovu (1989) hypotézu o stáří těchto morén z přelomu rissu a würmu (130–120 ka BP). Traczykovu (1989) hypotézu vyvrátilo i expoziční datování (Engel et al. 2011), které určuje stáří morén ve stejné oblasti v průměru na $15\,923 \pm 777$ let (^{10}Be). Nízkou hodnotu Schmidt-hammerového měření (32,6) vykazuje moréna blízko Malého Stawu – MŁo 1045a P. Je možné, že tato část morény byla součástí boční morény při maximálním rozsahu ledovce, což naznačuje i expoziční datování, které ve shodné oblasti určilo stáří morénové akumulace na $16\,994 \pm 446$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Shodné relativní stáří morén MŁo 870 P, MŁo 870a P a MŁo 930 P potvrzují naměřené maximální mocnosti zvětrávací kůry, které dosahují hodnot 1,2–1,5 cm. Traczyk (1986) však pro stejnou oblast uvádí maximální hodnotu do 2,5 cm, ale zároveň se zmiňuje, že v oblasti se vyskytují i povrchy bez vyvinuté zvětrávací kůry (Traczyk 1989). Vyšší maximální hodnota může být způsobena větším počtem měření. U morény MŁo 1065 L a MŁo 1045a P dosahují

maximální mocnosti zvětrávací kůry 0,7 cm, což vzhledem k ostatním hodnotám mocností zvětrávací kůry v údolí Łomnice, morény jednoznačně nepřirazuje k nejstarším morénám podle R-hodnot Schmidt-hammerového měření. Pro oblast, kde leží MŁo 1065 L Traczyk (1986) mocnost zvětrávací kůry neuvádí a předkládá pouze tvrzení o nedostatečně vyvinuté zvětrávací kůře.

R-hodnoty na morénách ve střední části údolí (MŁo 950 P–MŁo 1045 P) neukazují jednoznačně na zvyšující se stáří směrem k morénám ležících v nižších nadmořských výškách. Lépe charakterizuje relativní stáří morén mocnost zvětrávací kůry, kde průměrné i maximální hodnoty naznačují na více navětralý povrch na morénách MŁo 950 P a MŁo 985 P oproti morénám ležícím výše v údolí (tab. č. 6). Hodnota maximální mocnosti zvětrávací kůry (1 cm) u morény MŁo 950 P naznačuje relativní stáří podobné morénám ležícím níže v údolí (MŁo 870 P, MŁo 930 P). Tato podobnost byla potvrzena expozičním datováním, které na shodné morénové akumulaci (MŁo 950 P) určilo stáří $16,531 \pm 617$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Zjištěná tvrzení jsou v rozporu s názorem Traczyka (1986), který morénové akumulace MŁo 950 P–MŁo 1045 P (zóna III dle Traczyka (1986)) považoval za výrazně mladší, než morény ležící v tzv. zóně II (MŁo 870 P, MŁo 930 P). Zároveň zvětrávací kůru na zmíněných morénách v zóně III hodnotí jako nedostatečnou (Traczyk 1986). Je pravděpodobné, že Traczyk (1986) svým tvrzením o nedostatečně vyvinuté zvětrávací kůře myslel hodnoty pod 1 cm, což by odpovídalo nově naměřeným hodnotám (tab. č. 6). Rozptyl průměrných hodnot mocností zvětrávací kůry (0,5–0,8) u morén MŁo 950 P–MŁo 1045 P naznačuje podobné relativní stáří morénových akumulací, ve shodě s tvrzením Traczyka (1986), který je seskupuje rovněž do jedné zóny (III).

Tabulka č. 6: Mocnost zvětrávací kůry a R-hodnoty Schmidt-hammerového měření

morénové akumulace	mocnost zvětrávací kůry (cm)		R-hodnoty Schmidt-hammerového měření
	průměrná	maximální	
MŁo 870 P	1,2	1,5	32,4
MŁo 870a P	1,1	1,3	32,8
MŁo 930 P	0,9	1,2	31,5
MŁo 950 P	0,8	1,0	36,9
MŁo 985 P	0,7	0,8	33,2
MŁo 1000 C	0,6	0,7	33,4
MŁo 1020 P	0,5	0,7	34,2
MŁo 1040 P	0,6	0,7	36,3
MŁo 1045 P	0,5	0,6	35,0
MŁo 1045a P	0,6	0,7	32,6
MŁo 1065 L	0,6	0,7	32,0
MMS 1095 L	0,4	0,5	34,0
MMS 1130 P	0,3	0,5	33,0
MMS 1160 P	0,3	0,5	37,7
MMS 1170 C	0,3	0,4	36,4
MMS 1180 C	0,3	0,4	41,4
MWS 1100 P	0,4	0,5	36,5
MWS 1225 C	0,3	0,4	38,2
MWS 1224 C	0,5	0,6	40,4
MŁk 1025 L	0,5	0,6	32,6
MU 820 P	1,2	1,6	31,0
MU 895 P	0,8	1,0	32,9
MU 910 P	0,4	0,5	32,2
MU 915 P	0,4	0,4	33,6
MU 930 P	0,3	0,5	36,0

Morénové akumulace, které byly vytvořeny samostatným ledovcem Małego Stawu, vykazují vzrůstající R-hodnoty směrem k jezeru Mały Staw. R-hodnoty na morénách MMS 1095 L a MMS 1130 P však dosahují hodnot jen 34,0 a 33,0. Takto nízké hodnoty jsou v rozporu s vyššími R-hodnotami morén ležících níže v údolí (MŁo 1045 P, MŁo 1020 P, MŁo 985 P i MŁo 1000 C). Poloha levé boční morény MMS 1095 L naznačuje, že by alespoň její základ mohl vzniknout již při předchozím stádiu ledovce, kdy se splazy z obou karů spojovaly. Proto by R-hodnota Schmidt-hammerového měření mohla být tak nízká. Nízkou R-hodnotu na pravé boční moréně MMS 1130 P nelze stejným způsobem vysvětlit, vzhledem k existenci paralelní pravé boční morény MŁo 1045 P, která je svou polohou prokazatelně starší. Nízká R-hodnota (MMS 1130 P) je pravděpodobně způsobena malým počtem měření (100 hodnot). Nízké R-hodnoty na zmíněných morénách jsou rovněž v rozporu s expozičním datováním, které ukázalo stáří morény (MMS 1130 P) na $14,765 \pm 523$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Mocnosti zvětrávací kůry dosahují na zmíněných morénách hodnot 0,3–0,4 cm, což rovněž naznačuje mladší relativní stáří, které je v rozporu R-hodnotami Schmidt-

hammerového měření. Morénové valy hradící jezero Mały Staw mohou být díky R-hodnotám Schmidt-hammerového měření řazeny k nejmladším v údolí. Na mohutné boční moréně (MMS 1160 P), která svým reliéfem určeným z rastrového snímku LIDAR naznačuje vícečetné glaciální přemodelování, byla naměřena R-hodnota 37,7. Nižší R-hodnotu (36,4) a více navětralý povrch vykazují balvany na čelní moréně MMS 1170 C, která ale svou polohou a výškou naznačuje mladší stáří, než moréna MMS 1160 P. Je však možné, že karový ledovec dříve hromadil morénový materiál v oblasti pravé boční morény (MMS 1160 P), a proto je zde R-hodnota vyšší. Dlouhodobé hromadění materiálu, ze kterého vznikla MMS 1160 P, naznačuje celkově mohutnost morény s výškou měřenou od hladiny jezera 60 m. Mocnosti zvětrávací kůry na obou morénách nenaznačují výrazný rozdíl ve stáří jednotlivých morén (tab. č. 6), přesto je maximální naměřená mocnost zvětrávací kůry na MMS 1160 P větší. Naměřené hodnoty zvětrávacích charakteristik jsou v souladu s expozičním datováním, které určilo stáří morén v této oblasti na $13,631 \pm 879$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011), což ukazuje na mladší stáří oproti morénám MMS 1095 L a MMS 1130 P. Na moréně hradící jezero Mały Staw (MMS 1180 C) (foto č. 9) byla naměřena R-hodnota Schmidt-hammerového měření 41,4, která svou vysokou hodnotou odpovídá zjištěným charakteristikám z analýzy mikrotextury křemenných zrn, podle které materiál zmíněné morény neprošel ledovcovou abrazí a nese i málo stop po drcení (Engel et al. 2011). Nabízí se tedy srovnání s tvrzením Králíka a Sekyry (1969), kteří tuto morénu považovali za pasivní, pocházející z postglaciálních chladných oscilací.

Foto č. 9: Morénová akumulace hradící jezero Mały Staw (MMS 1180 C)



Na balvanech morénových akumulací, které vytvořil samostatný ledovec Wielkého Stawu, mají naměřené R-hodnoty stoupající trend s polohou blížící se k jezeru Wielki Staw a průměrné mocnosti zvětrávací kůry dosahují hodnot v rozmezí 0,3–0,5 cm. Na pravé boční moréně MWS 1100 P byla naměřena R-hodnota 36,5, která odpovídá hodnotám na morénách u jezera Mały Staw (MMS 1170 C), ale také navazuje plynule na zjištěné R-hodnoty na morénách MŁo 1045 P, MŁo 1020 P, MŁo 985 P a MŁo 1000 C. Plynulá návaznost R-hodnot v této oblasti je v rozporu s tvrzením Traczyka (1986), který v jednom ze svých názorů předpokládá úplný zánik ledovce před vznikem samostatných splazů Wielkého a Malého Stawu. Vyšší R-hodnoty (38,2 a 40,4) naměřené na morénách hradící jezero Wielki Staw (MWS 1225 C, MWS 1224 C) ukazují na podobný vývoj jako u jezera Mały Staw. Morénový val s MWS 1225 C (foto č. 10) odpovídá mohutností a R-hodnotou MMS 1160 P. Menší morénový val (MWS 1224 C) na severozápadním okraji jezera Wielki Staw odpovídá svou morfologií moréně hradící jezero Mały Staw (MMS 1180 C), přesto, že mocnost zvětrávací kůry dosahuje vyšších hodnot (tab. č. 6). Postupný ústup ledovce před jezerem Wielki Staw, který naznačují R-hodnoty na morénách hradící jezero, charakterizoval Traczyk (1986) jen s tím rozdílem, že vymezoval místo tří čelních morén, morén pět a s nimi tak spojoval ústupové fáze ledovce.

Foto č. 10: Morénová akumulace hradící jezero Wielki Staw (MWS 1225 C)



V údolí Łomniczky byla na levé boční moréně (MŁk 1025 L) naměřena hodnota 32,6, která odpovídá nejnižším hodnotám v údolí Łomnice. S R-hodnotou nekoreluje mocnost zvětrávací kůry, kdy průměrná hodnota dosahuje pouze 0,5 cm. Expoziční datování, které

určilo stáří morény na $14,294 \pm 577$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011), potvrzuje společně se zvětrávacími charakteristikami shodné relativní stáří s morénami v údolí Łomnice. Expoziční datování společně s mocností zvětrávací kůry by naznačovalo shodnost morény s nejnižšími morénami vytvořenými samostatnými ledovcovými splazy Małego a Wielkého Stawu (MWS 1100 P, MMS 1130 P). R-hodnota by naopak odpovídala nejnižše ležícím morénám v údolí Łomnice. Zvětrávací charakteristiky zároveň potvrzují myšlenku Partsche (1894), že morénová akumulace, Partschem (1894) vymezená od nadmořské výšky 960 m, je würmského stáří.

Schmidt-hammerové měření v Obřím dole vykazuje malý rozptyl hodnot (31,0–36,0), který naznačuje menší rozdíly ve stáří jednotlivých morénových valů. Shodný rozptyl hodnot (32,0–36,7) naměřil Schmidt-hammerovým měřením i Engel (2007). Nejnižší R-hodnoty byly naměřeny na morénách MU 820 P (31,0) a MU 895 P (32,9). S nízkými R-hodnotami korelují vyšší průměrné i maximální mocnosti zvětrávací kůry (tab. č. 6). Zvětrávací kůry naměřené Engelem (2003) dosahují na obou zmíněných morénových akumulacích vyšší mocnosti o 0,4–0,7 cm. Vyšší hodnoty mohou být způsobeny větším počtem měření. Podobné zvětrávací charakteristiky obou morénových akumulací vyvrací tvrzení Partsche (1894), který morénu MU 820 P považuje za risskou a MU 895 P za würmskou. Nízká R-hodnota na reliktu morény MU 910 P (32,2), která ukazuje na starší povrch balvanů než na moréně MU 895 P, je pravděpodobně ovlivněna malým počtem měření (100). Vzhledem k poloze musí být moréna MU 910 P mladší, než moréna MU 895 P, což naznačují i odlišné mocnosti zvětrávací kůry (tab. č. 6). R-hodnota naměřená na MU 915 P je rovněž nepříznivě ovlivněna malým počtem měření (50). Přesto naměřená R-hodnota 33,6 (MU 915 P) vyjadřuje předpokládané relativní stáří morény v porovnání s R-hodnotou morény MU 895 P a MU 930 P. Nejvyšší R-hodnota 36,0 byla naměřena na balvanech morény MU 930 P, kde bylo dostatek granitového materiálu a proto lze hodnotu považovat za reprezentativní. Moréna MU 930 P je i vzhledem k poloze nejmladší v údolí. Zároveň se na základě naměřených průměrných mocností zvětrávacích kůr výrazně neodlišuje od morén MU 915 P a MU 910 P (tab. č. 6). Stejný rozptyl hodnot v mocnosti zvětrávací kůry (0,6–0,7 cm) u těchto morénových akumulací vykazují i hodnoty naměřené Engelem (2003). Vyšší hodnoty mocnosti zvětrávací kůry oproti nově naměřeným hodnotám jsou pravděpodobně způsobeny větším počtem měření, ze kterého byly hodnoty Engela (2003) vypočítány.

Na základě hodnot Schmidt-hammerového měření lze morény v údolí Łomnice, které patří k maximálnímu zásahu ledovce (MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MŁo 1065 L, MŁo 1045a P), morénu v údolí Łomniczky (MŁk 1025 L) a dvě nejnižše ležící morény

v Obřím dole (MU 820 P, MU 895 P) považovat za podobné v relativním stáří. R-hodnoty jsou podpořeny rovněž maximální mocností zvětrávací kůry, která u morén MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MU 820 P a MU 895 P dosahuje 1 cm a více. Shodné relativní stáří morén naznačila i shluková analýza, která vymezila shluk morén MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P a MU 820 P. Na základě zjištěných zvětrávacích charakteristik tak lze vyvrátit závěry Engela et al. (2011), který nejnižše ležící morény v údolí Łomnice (MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P) koreluje se sedimenty odkrytými v Peci pod Sněžkou. S otazníkem je zařazení morény z údolí Łomniczky (MŁk 1025 L) ke zmíněné skupině morén pouze na základě R-hodnot Schmidt-hammerového měření. Mocnost zvětrávací kůry, ale také expoziční datování Engela et al. (2011) ukazuje na mladší stáří morény v údolí Łomniczky. Tvrzení o shodném relativním stáří u dvou nejnižše ležících morén v Obřím dole MU 820 P a MU 895 P je ve shodě s relativním datováním Engela (2003, 2007).

Tři systémy morénových valů, které leží nejvýše v Obřím dole (MU 910 P, MU 915 P, MU 930 P), nelze na základě R-hodnot jednoznačně srovnat s morénami v údolí Łomnice. R-hodnoty u MU 910 P i MU 915 P mohou být negativně ovlivněny malým počtem měření (100 resp. 50). MU 930 P by dle R-hodnot (kolem 36) a mocnosti zvětrávací kůry (0,3–0,4 cm) mohla korelovat s morénami MWS 1100 P a MMS 1170 C, které byly vytvořeny již samostatnými splazy ledovce Małego a Wielkého Stawu. Morény ležící níže v údolí (MU 910 P, MU 915 P) by pak odpovídaly morénám MŁo 1000 C–MŁo 1045 P, které vznikly v období spojených ledovcových splazů. Tento závěr však z naměřených zvětrávacích charakteristik nelze přesvědčivě potvrdit. Korelaci těchto morén nelze rovněž podpořit názory Engela et al. (2011), který za shodné ohledně relativního stáří považuje morény v Traczykem (1986) vymezených oblastech III a IV se všemi zachovalými morénovými valy v Obřím dole. Vzhledem k výše zmíněné korelaci morén MU 820 P a MU 895 P z Obřím doly s morénami zóny II v údolí Łomnice, nelze tento názor považovat za přesný.

Neexistence R-hodnot nad 37 v Obřím dole, které by odpovídaly R-hodnotám na morénách MWS 1225 C, MWS 1224 C a MMS 1160 P, MMS 1180 C, ukazuje pravděpodobně na delší existenci ledovců v karech Małego a Wielkého Stawu než v Úpské jámě. Podmínky pro ledovec v jižně orientované Úpské jámě nebyly pravděpodobně tak výhodné, aby zde ledovec vytvořil stejně mohutné morénové akumulace jako v karech se severní expozicí. Neexistence R-hodnot nad 37 v Obřím dole může také souviset s odlišnou petrologií testovaných balvanů. Ta byla částečně potvrzena analýzou rozptylu, kdy v Obřím dole bylo měřeno na rozměrově menších balvanech, než na svahu severním. Menší rozměry balvanů ukazují na hrubě zrnitý, porfyrický granit, který vykazuje nižší pevnost neporušené

horniny než granity drobně a středně zrnité (Migoń, Vieira 2005, in Migoń 2006, s. 43). Tento názor je podpořen expozičním datováním v obou údolích, kdy ústup ledovce v Obřím dole v nadmořské výšce 990 m začal v období $12,45 \pm 1,68$ ka (^{10}Be) (Braucher et al. 2006) a moréna v karu Malého Stawu odpovídající MMS 1170 C, byla datována na $13,631 \pm 879$ let (^{10}Be) (Engel et al. 2011). Expoziční datování by vzhledem k poloze morén a zmíněnému názoru o nižších R-hodnotách díky odlišné petrologii ukazovalo na možné srovnání alespoň MU 930 P s mohutnými morénami, která hradí jezera na severním svahu (MWS 1225 C, MMS 1160 P, MMS 1170 C).

Na základě výše zmíněných charakteristik morénových akumulací a ve shodě s výsledky analýzy rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření i mocnosti zvětrávací kůry lze tvrdit, že morénové akumulace v jednotlivých údolích nevykazují z hlediska navětrání povrchu balvanů statisticky významné rozdíly a lze jejich vznik řadit do stejného období zalednění. Ve spojení s expozičním datováním Engela et al. (2011) lze vznik veškerých morénových akumulací v zájmovém území řadit do období OIS 2. Na základě zjištěných výsledků tak nelze potvrdit předpoklad, že by morény ležící nejnižší v údolí Łomnice mohly vzniknout v dřívější fázi viselského glaciálu (OIS 4) a mohly korelovat s ledovcovými sedimenty odkrytými v Peci pod Sněžkou (Engel et al. 2011).

10 ZÁVĚR

Mapy ledovcového reliéfu prošly vývojem, který odpovídá vývoji názorů na zalednění v Krkonoších. V údolí Łomnice byly morénové akumulace podrobně zakresleny již Partschem (1882) a další autoři (Sekyra 1968, Králík, Sekyra 1969) jejich polohu zpřesňovali. Nově vymezil morénové akumulace Traczyk (1989), jehož mapa odpovídá nejvíce ze všech hodnocených map podobě reliéfu v údolí Łomnice. Morénové akumulace v údolí Łomniczky byly zakreslovány pouze v mapách s malým měřítkem, a proto je zakres morén méně přesný. Pro Obří důl byly morény podrobně zobrazeny v mapách Krále (1950) a Králíka a Sekyry (1969), kde byl zobrazen jejich plošný rozsah. Mapa morénových akumulací Králíka a Sekyry (1969) se vyznačuje nejvyšší mírou přesnosti v porovnání s nejnovější mapou Engela (2003).

Pro zájmová údolí byly vytvořeny nové mapy morénových akumulací s vyznačením linií hřbetnic. Morénové akumulace byly vymezeny s využitím GPS a rastrového snímku LIDAR pro údolí Łomnice. Nově vytvořené mapy morénových akumulací lze vzhledem k použitým metodám považovat za blízké skutečnému reliéfu.

Na základě sledování zvětrávacích charakteristik morénových akumulací se potvrdila vhodnost metody Schmidt-hammerového měření pro určení relativního stáří sledovaných povrchů. Měření mocnosti zvětrávací kůry se rovněž ukázalo jako vhodná metoda pro zjištění relativního stáří sledovaných povrchů v zájmovém území. Trend zvětšujících se rozměrů zvětrávacích prohlubní na více zvětralém povrchu nebyl v zájmovém území prokázán, a proto sledování rozměrů zvětrávacích prohlubní jako indikátoru relativního stáří nebylo pro zájmové území vhodné.

Naměřené R-hodnoty Schmidt-hammerového měření, které se pohybují kolem hodnoty 32, označují v údolí Łomnice morény ohraničující maximální zásah ledovce – MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MŁo 1065 L a MŁo 1045a P. U morén MŁo 870 P, MŁo 870a P potvrzuje relativní stáří zjištěné R-hodnotami i průměrná mocnost zvětrávací kůry přes 1 cm. Na morénových akumulacích (MŁo 950 P–MŁo 1045 P) ležících ve střední části údolí, pod soutokem Łomnice a Białego Potoka, byly naměřeny značně variabilní R-hodnoty, které zcela neodpovídají předpokládanému vývoji jednotlivých morén vzhledem k jejich poloze. Maximální mocnost zvětrávací kůry (1 cm) zároveň naznačuje podobnost MŁo 950 P s morénami ležícími níže v údolí (MŁo 870 P, MŁo 930 P). Podle průměrných mocností zvětrávací kůry (0,5–0,8) lze rovněž předpokládat, že morény MŁo 950 P–MŁo 1045 P jsou podobného relativního stáří. Morény, které byly vytvořeny samostatnými ledovcovými splazy Wielkého i Malého Stawu, vykazují vzrůstající R-hodnoty směrem k jezerům. Byl tak potvrzen

předpoklad o klesajícím stáří morénových akumulací s jejich polohou blíže k jezerům. Průměrná mocnost zvětrávací kůry (0,3–0,5) rovněž naznačuje méně navětralý povrch balvanů na morénových akumulacích, které vytvořily samostatné ledovce Wielkého i Małego Stawu. V údolí Łomniczky byla naměřena R-hodnota 32,6, ale průměrná mocnost zvětrávací kůry jen 0,47 cm, což neodpovídá relativnímu stáří podle Schmidt-hammerového měření. V Obřím dole byly nízké R-hodnoty Schmidt-hammerového měření naměřeny na morénách MU 820 P a MU 895 P (31,0 resp. 32,9), u kterých byla naměřena i vyšší průměrná mocnost zvětrávací kůry (1,2 resp. 0,8 cm). U morénových valů ležících výše v údolí naznačuje průměrná mocnost zvětrávací kůry (0,3–0,4 cm) mladší relativní stáří, stejně jako R-hodnota u MU 930 P (36,0).

Při korelaci morénových akumulací lze na základě Schmidt-hammerového měření ke stejnému období vzniku řadit morény z údolí Łomnice, které vznikly v období maximálního rozsahu ledovce (MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MŁo 1065 L, MŁo 1045a P), morénu z údolí Łomniczky (MŁk 1025 L) a dvě nejnižší ležící morény z Obřího dolu (MU 820 P, MU 895 P). Částečně byla tato korelace potvrzena shlukovou analýzou, která vymezila shluk morén MŁo 870 P, MŁo 870a P, MŁo 930 P, MU 820 P. Tři systémy morénových valů ležících nejvýše v Obřím dole (MU 910 P, MU 915 P, MU 930 P) nelze na základě R-hodnot jednoznačně srovnat s morénami v údolí Łomnice. MU 930 P by dle R-hodnot (kolem 36) a mocnosti zvětrávací kůry (0,3–0,4 cm) mohla korelovat s morénami MWS 1100 P a MMS 1170 C, které byly vytvořeny samostatnými splazy ledovce Małego a Wielkého Stawu. Morény ležící níže v údolí (MU 910 P, MU 915 P) by pak odpovídaly morénám MŁo 1000 C–MŁo 1045 P, které vznikly v době spojených ledovcových splazů.

Neexistence R-hodnot nad 37 v Obřím dole ukazuje, že podmínky pro ledovec v jižně orientované Úpské jámě pravděpodobně nebyly tak výhodné, aby zde ledovec vytvořil stejně mohutné morénové akumulace jako v karech se severní expozicí. Nízké R-hodnoty v Obřím dole ale mohou rovněž souviset s odlišnou petrologií testovaných balvanů, kdy hrubě zrnitý, porfyrický granit vykazuje nižší pevnost neporušené horniny než granity drobně a středně zrnité (Migoń, Vieira 2005, in Migoń 2006, s. 43).

Na základě zvětrávacích charakteristik morénových akumulací a ve shodě s výsledky analýzy rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření i mocnosti zvětrávací kůry lze tvrdit, že morénové akumulace v jednotlivých údolích nevykazují z hlediska navětrání povrchu balvanů statisticky významné rozdíly a lze jejich vznik řadit do stejného období zalednění. Na základě zjištěných zvětrávacích charakteristik morénových akumulací lze tedy popřít tvrzení Partsche (1894) i Traczyka (1986), kteří vznik nejnižší ležících morén v Obřím

dole resp. v údolí Łomnice řadí do období rissu resp. do období přelomu rissu a würmu. Na základě informací získaných ze zvětrávacích charakteristik morénových akumulací a expozičního datování Engela et al. (2011) lze vznik veškerých morénových akumulací v zájmovém území řadit do období OIS 2. Zároveň nelze potvrdit předpoklad, že by morény ležící nejnižší v údolí Łomnice mohly vzniknout v dřívější fázi viselského glaciálu (OIS 4) a mohly korelovat s ledovcovými sedimenty odkrytými v Peci pod Sněžkou (Engel et al. 2011).

POUŽITÉ ZDROJE

LITERATURA

- Balatka, B., Kalvoda, J. Geomorfologické členění reliéfu Čech. Praha: Kartografie Praha, 2006. 79 s., 3 volné přílohy.
- Bartošíková, H. Tvary zvětrávání krkonošské žuly. Diplomová práce. Praha: Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, 1971. 56 s.
- Braucher, R., et al. Late pleistocene deglaciation in the Vosges and the Krkonoše Mountains: correlation of cosmogenic ¹⁰Be exposure ages. *Geografický časopis*, 2006, 58, 1, s. 3-14.
- Carr, S., et al. Towards a revised model of Quaternary mountain glaciation in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. In: Goudie, A. S., Kalvoda, J. (eds.) *Geomorphological variations*. Praha: P3K, 2007. s. 253-268.
- Carr, S., et al. Sedimentary evidence for extensive glaciation of the Úpa valley, Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 2002, 46, 4, s. 523-537.
- Coufal, L., Šebek, O. Klimatické poměry Krkonoš. In Fanta, J., a kol. *Příroda Krkonošského národního parku*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1969. s. 88-101.
- Czerwiński, J. Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny. In Jahn, A. *Karkonosze polskie*. Wrocław: Ossolineum, 1985. s. 53-76.
- Czerwiński, J., Migoń, P. Mikroformy wietrzenia granitów w masywie Karkonosko-izerskim. *Czasopismo Geograficzne*, 1993, 64, 3-4, s. 265-283.
- Domínguez-Villar, D., et al. Weathering phases recorded by gnammas developed since last glaciation at Serra da Estrela, Portugal. *Quaternary Research*, 2009, 72, s. 218-228.
- Domínguez-Villar, D. Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology*, 2006, 76, s. 137-147.
- Dorn, R. I. Fire. In Goudie, A. S. (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge, 2004. s. 367-370.
- Duthou, J. L., et al. Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową rubidowo-strontową na podstawie całych próbek skalnych. *Przegląd Geologiczny*, 1991, 2, s. 75-79.
- Engel, Z. ústní sdělení (Albertov 6, Praha 2), 7. července 2011.
- Engel, Z. Late Pleistocene glaciations in the Krkonoše Mountains. In: Goudie A. S., Kalvoda J. (eds.) *Geomorphological Variations*. Praha: P3K, 2007. s. 269-286.
- Engel, Z. Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš. *Disertační práce*. Praha: Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, 2003. 168 s.

Engel, Z. Současný stav poznatků o pleistocénním zalednění české části Krkonoš. *Geografie – Sborník české geografické společnosti*, 1997, 102, 4, s. 288-302.

Engel, Z., et al. Use of ^{10}Be exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains, Poland/Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 2011, 55, 2, s. 175-196.

Engel, Z., et al. Sedimentary evidence of landscape and climate history since the end of MIS 3 in the Krkonoše Mountains, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29, s. 913-927.

Fahey, B. D. Weathering pit development in the central Otago mountains of Southern New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 1986, 18, 3, s. 337-348.

Fediuk, F. Pozdně variské magmatity. In Svoboda, J., Chaloupský, J. (eds.) *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M – 33 – X Liberec*. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1962. s. 46-50.

Flousek, J., Štursa, J. (eds.) Klečové porosty a subalpínské trávníky. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007a. s. 329-336.

Flousek, J., Štursa, J. (eds.) Lišejníková tundra na nejvyšších vrcholech. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007b. s. 347-352.

Flousek, J., Štursa, J. (eds.) Příroda ledovcových karů. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007c. s. 353-362.

Flousek, J., Štursa, J. (eds.) Subalpínská rašeliniště. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007d. s. 337-346.

Goudie, A. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 2006, 30, 6, s. 703-718.

Hall, K., et al. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, 2002, 26, 4, s. 577-603.

Hallet, B., Walter, J. S., Stubbs, C. W. Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1991, 2, 4, s. 283-300.

Hančarová, E., Parzóch, K. Hydrologie. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 157-165.

Hendl, J. *Přehled statistických metod zpracování dat. Analýza a metaanalýza dat*. 1. vydání. Praha: Portál, 2004. 584 s.

Hruška, J., Břízová, E. Wielki Staw a historie přírodních poměrů Krkonoš. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). Krkonoše. Příroda, historie, život. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 166-168.

Hubbard, B., Glasser, N., F. Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. Chichester: John Wiley & Sons, 2005. 400 s.

Chaloupský, J. a kol. Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1989. 288 s.

Chaloupský, J. Geologický vývoj Krkonoš. In Fanta, J., a kol. Příroda Krkonošského národního parku. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1969. s. 42-48.

Chaloupský, J. Geologická mapa krkonošského národního parku. 1. vyd. Praha: Ústřední ústav geologický, 1968.

Chaloupský, J., Teisseyre, H. Geology of the West Sudeten. Praha: Ústřední ústav geologický, 1968. 35 s.

Chinn, T. J. H. Use of rock weathering-rind thickness for holocene absolute age-dating in New Zealand. Arctic and Alpine Research, 1981, 13, 1, s. 33-45.

Chmal, H., Traczyk, A. Die Vergletscherung des Riesengebirges. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., 1999, Suppl.-Bd. 113, s. 11-17.

Jeník, J. Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: teorie anemoroografických systémů. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1961. 409 s., 5 map.

Jeník, J., Lokvenc, T. Die alpine Waldgrenze im Krkonoše Gebirge. Praha: Nakl. ČSAV, 1962. 65 s.

Kasprzak, M. Geomorfologia stożka Wilczej Poręby w Karkonoszach. Opera Corcontica, 2009, 46, s. 19-39.

Klomínský, J. Krkonošsko-jizerský granitoidní masív. Sborník geologických věd-geologie, 1969, 15, s. 7-133.

Knapik, R., Wojtuń, B. Torfowisko w dolinie Łomnicy – pierwsze pojeziorne torfowisko w polskiej części Karkonoszy. In Štursa, J. & Knapik, R. (eds.) Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica. 2007, 44/1, s. 305-311.

Komar, T. Wody powierzchniowe. In Jahn, A. Karkonosze polskie. Wrocław: Ossolineum, 1985. s.165-190.

Král, V. Stopy činnosti ledovců ve východní části Krkonoš. Ochrana přírody, 1950, 5, 3, s. 55-58.

Král, V. Terasy řeky Úpy. Sborník ČZS, 1949, 54, 3-4, s. 179-183.

Králík, F., Sekyra, J. Geomorfologický přehled Krkonoš. In Fanta, J., a kol. Příroda Krkonošského národního parku. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1969. s. 59-87.

Krentz, O., et al. Geologická mapa Lausitz-Jizera-Karkonosze (bez kenozoických sedimentů) 1 : 100 000. Praha: Český geologický ústav, 2001.

Křížek, M., Treml, V. & Engel, Z. Zákonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpínskou hranicí lesa. In Štursa, J. & Knapik, R. (eds.) Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. Opera Corcontica. 2007, 44/1, s. 67–79.

Kump, L. R., Brantley, S. L., Arthur, M. A. Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate. Annual review of earth and planetar science, 2000, 28, 1, s. 611-667.

Kunský, J. Fyzický zeměpis Československa. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1968. 536 s.

Kunský, J. Geomorfologický náčrt Krkonoš. In Klika J. a kol. Příroda v Krkonoších. 1. vyd. Praha: Čes. Graf. unie, 1948. s. 54-89.

Kwiatkowski, J., Holdys, T. Klimat. In Jahn, A. Karkonosze polskie. Wroclaw: Ossolineum, 1985. s. 87-116.

Líbalová, J. Krkonošský žulový masiv. Opera Corcontica, 1964, 1, s. 25-33.

Louček, D. Geomorfologické poměry. In Svoboda, J., Chaloupský, J. (eds.) Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M – 33 – X Liberec. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1962. s. 75-81.

Máška, M. K tektonické analýze krystalinika (drobná tektonika Krkonoš). 1. vyd. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1954. 258 s.

Matthews, J. A., Shakesby, R. A. The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. Boreas, 1984, 13, s. 333-346.

Meloun, M., Militký, J., Hill, M. Počítačová analýza vícerozměrných dat v příkladech. 1. vydání. Praha: Academia, 2005. 449 s.

Metelka, L., Mrkvica, Z., Halášová, O. Podnebí. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). Krkonoše. Příroda, historie, život. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 147-154.

Migoń, P. Granite landscapes of the world. Oxford: University Press, 2006. 384 s.

Migoń, P. Tertiary etchsufaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. In Widdowson, M. (ed.). Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geological Society Special Publication, 1997, 120, s. 187-202.

Migoń, P. Tektoniczne formy rzeźby na północnym stoku Karkonoszy. *Opera corcontica*, 1992, 29, s. 5-24.

Migoń, P., Pilous, V. Geomorfologie. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 103–124.

Moon, B. P. Refinement of a technique for determining rock mass strength for geomorphological purposes. *Earth surface processes and landforms*, 1984, 9, s. 189-193.

Oliva, P., Viers, J., Dupré, B. Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology*, 2003, 202, s. 225-256.

Partsch, J. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. 1. Ed. Stuttgart: J. Engelhorn, 1894, s. 103.-194. *Forsch. Z. Deutsch. Landes und Folkskunde*, Bd. 8, Heft 2.

Partsch, J. Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. 1. Ed. Breslau: Wilhelm Koebner, 1882, 198 s.

Parzóch, K., et al. Spływy gruzowe w północnej części Karkonoszy. In Štursa, J. & Knapik, R. (eds.) *Geoekologické problémy Krkonoš*. Sborn. Mez. Věd. Konf., říjen 2006, Svoboda n. Úpou. *Opera Corcontica*, 2007, 44/1, s. 81-88.

Pilous, V. Geografické vymezení. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 13-18.

Pilous, V. Horopis. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007a. s. 19-28.

Pilous, V. Strukturní mury v Krkonoších – III. část. *Opera Corcontica*, 1977, 14, s. 7-94.

Pilous, V. Strukturní mury v Krkonoších – I. část. *Opera corcontica*, 1973, 10, s. 15-69.

Podrázský, V. a kol. Půdy. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds). *Krkonoše. Příroda, historie, život*. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 135-146.

Podrázský, V., Vacek, S. Půdy ochranných lesů Krkonoš. *Opera Corcontica*, 1994, 31, s. 5-21.

Potočka, J., Vaněk, J. *Krkonošská rašeliniště*. Vrchlabí: Správa KRNAP, 2006. 32 s.

Sekyra, J. Geomorfologická mapa Krkonoš. 1 : 50 000. In Chaloupský, J. *Geologická mapa Krkonošského národního parku*. 1. vyd. Praha: Ústřední ústav geologický, 1968.

Sekyra, J. Kvartérně geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika. *Opera corcontica*, 1964, 1, s. 7-24.

Sekyra, J., Sekyra, Z. Former existence of a plateau ice field in Bílá louka meadow, eastern Giant mountains: hypothesis and evidence. *Opera corcontica*, 2002, 39, s. 35-43.

Sýkora, B., a kol. Krkonošský národní park. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1983. 280 s., 32 s. barevných příloh, 2 mapy.

Szałamacha, M. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1 : 25 000. Wydawnictwa geologiczne. 1957.

Šebesta, J. Sněhová pole na české straně Krkonoš. Opera Corcontica, 1978, 15, s. 25-49.

Šebesta, J., Treml, V. Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních uzávěrů Krkonoš. Opera Corcontica, 1976, 13, s. 7-44.

Tesař, M., Pilous, V. Vodopis. In: Flousek, J., Hartmanová, O., Štursa, J. & Potočil, J. (eds.). Krkonoše. Příroda, historie, život. Praha: Nakl. Miloš Uhlíř – Baset, 2007. s. 29-38.

Tesař, M., a kol. Vodní bilance půdního profilu v pramenné oblasti Labe – Krkonoše. Opera Corcontica, 2000, 37, s. 127-142.

Traczyk, A. Morfologia peryglacialna Śnieżki i Czarnego grzbietu w Karkonoszach. Czasopismo geograficzne, 1995, 66, 2, s. 157-173.

Traczyk, A. Zlodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz poglądy na ilość zlodowaceń plejstocénских w średnich górach Europy. Czasopismo Geograficzne, 1989, 60, 3, s. 267-286.

Traczyk, A. Zlodowacenie doliny Lomnicy we Wschodnich Karkonoszach. Wrocław, 1986. 52 s. Doktorská práce, Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Geograficzny.

Treml, V. Dynamika alpinské hranice lesa ve Vysokých Sudetech. Disertační práce. Praha: Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, 2007. 198 s.

Treml, V. Recentní dynamika alpinské hranice lesa v Krkonoších. In Štursa, J., Mazurski, K. R., Palucki, A. & Potocka, J. (eds.) Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., listopad 2003, Szklarska Poręba. Opera Corcontica, 2004, 41, s. 367-375.

Treml, V. Vztah alpinské hranice lesa a vybraných recentních geomorfologických procesů na příkladu východních Krkonoš. Opera Corcontica, 2003, 40, s. 209-222.

Vitásek, F. Naše hory ve věku ledovém. Sborník ČSZ, 1924, 30, 1-4, s. 13-31, 85-105, 147-161, 258-282.

Voženílek, V., a kol. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 2001. 185 s.

Wicik, B. Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach jeziornych Tatr i Karkonoszy w postglacjale. Przegląd geograficzny, 1986, 58, 4, s. 809-823.

DIGITÁLNÍ PODKLADY A OSTATNÍ ZDROJE

DMÚ 25. Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, Geografická služba Armády České republiky, (listy M-33-04-4-cb, M-33-04-4-cd, M-33-04-4-da, M-33-04-4-dc).

Vodní toky. Datový podklad Správy Krkonošského národního parku ve Vrchlabí.

Výškové body. Datový podklad Správy Krkonošského národního parku ve Vrchlabí.

Krkonoše – střed. Turistická a lyžařská mapa 1 : 25 000. 5. vydání. Mělník: ROSY, Rohlík a syn. 2009.

LIDAR – rastrový snímek údolí Łomnice. Karkonoski Park Narodowy.

POUŽITÉ PROGRAMY

ESRI® ArcMap 9.2, 2006.

Statistica 6.1, StatSoft, Inc. 2003.

SEZNAM GRAFICKÝCH PRVKŮ V TEXTU

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. č. 1: Zájmového území východních Krkonoš

Obr. č. 2: Geologické poměry v zájmovém území

Obr. č. 3: Geomorfologické členění zájmového území

Obr. č. 4: Říční síť v údolí Łomnice a Łomniczky

Obr. č. 5: Říční síť v zájmovém území Obřího dolu

Obr. č. 6: Geomorfologický náčrt údolí Łomnice

Obr. č. 7: Změna směru toku Łomnice

Obr. č. 8: Ledovcové akumulace v Obřím dole

Obr. č. 9: Morénové valy a hřbetnice morén v údolí Łomnice podle Partsche (1882, 1894), Sekyry (1968) a Králíka a Sekyry (1969)

Obr. č. 10: Morénové valy a hřbetnice morén v údolí Łomnice podle Partsche (1882), Sekyry (1968) a Traczyka (1989)

Obr. č. 11: Hřbetnice morén v údolí Łomniczky podle Partsche (1894) a Sekyry (1968)

Obr. č. 12: Morénové valy a hřbetnice morén v Obřím dole podle Partsche (1894), Králíka a Sekyry (1969), Šebesty a Tremļa (1976) a Engela (2003)

Obr. č. 13: R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v údolí Łomnice a Łomniczky

Obr. č. 14: R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v Obřím dole

Obr. č. 15: Analýza rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření

Obr. č. 16: Analýza rozptylu pro průměrnou mocnost zvětrávací kůry

Obr. č. 17: Analýza rozptylu pro maximální mocnost zvětrávací kůry

Obr. č. 18: Analýza rozptylu pro průměrnou hloubku zvětrávacích prohlubní

Obr. č. 19: Analýza rozptylu pro průměrnou délku zvětrávacích prohlubní

Obr. č. 20: Analýza rozptylu pro průměrnou šířku zvětrávacích prohlubní

Obr. č. 21: Analýza rozptylu pro R-hodnoty Schmidt-hammerového měření v jednotlivých údolích

Obr. č. 22: Dendrogram morénových akumulací (průměrná mocnost zvětrávací kůry, průměrná hloubka zvětrávacích prohlubní)

Obr. č. 23: Dendrogram morénových akumulací (průměrná mocnost zvětrávací kůry, průměrná délka zvětrávacích prohlubní)

SEZNAM TABULEK

Tabulka č. 1: Zastoupení horninotvorných složek u jednotlivých typů žul

Tabulka č. 2: Průměrné a maximální rozměry zvětrávacích prohlubní na jednotlivých morénových akumulacích

Tabulka č. 3: Průměrná a maximální mocnost zvětrávací kůry za jednotlivé morénové akumulace

Tabulka č. 4: Výsledky korelační analýzy

Tabulka č. 5: Směrodatné odchylky a střední kvadratické chyby v usazení rastru jednotlivých map ledovcového reliéfu

Tabulka č. 6: Mocnost zvětrávací kůry a R-hodnoty Schmidt-hammerového měření

SEZNAM FOTOGRAFIÍ

Foto č. 1: Jezero Wielki Staw

Foto č. 2: Jižní část karu Małého Stawu

Foto č. 3: Morénový val hradící jezero Wielki Staw

Foto č. 4: Boční morénový val u jezera Mały Staw

Foto č. 5: Kar Łomniczky

Foto č. 6: Karové hrany Úpské jámy (vlevo) a karu Łomniczky

Foto č. 7: Trog Obřího dolu

Foto č. 8: Zvětrávací prohlubeň na balvanu morénové akumulace v údolí Łomnice

Foto č. 9: Morénová akumulace hradící jezero Mały Staw (MMS 1180 C)

Foto č. 10: Morénová akumulace hradící jezero Wielki Staw (MWS 1225 C)

PŘÍLOHY

Příloha č. 1: Mapa morénových akumulací v údolí Łomnice a Łomniczky

Příloha č. 2: Mapa morénových akumulací v Obřím dole

Příloha č. 3: R-hodnoty a směrodatné odchytky Schmidt-hammerového měření pro jednotlivé morénové akumulace v zájmových údolích

Příloha č. 4: Analýza rozptylu pro maximální rozměry zvětrávacích prohlubní

Příloha č. 5: Analýza rozptylu pro maximální rozměry vyrostlic živců

Příloha č. 6: Analýza rozptylu pro průměrné rozměry vyrostlic živců

Příloha č. 7: Analýza rozptylu pro směrodatné odchytky Schmidt-hammerového měření

Příloha č. 8: Analýza rozptylu pro maximální hodnoty rozměrů balvanů

Příloha č. 9: Analýza rozptylu pro průměrné hodnoty rozměrů balvanů