

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

FAKULTA PEDAGOGICKÁ

CENTRUM BIOLOGIE, GEOVĚD A ENVIGOGIKY

**VÝVOJ KAMENNÝCH AKUMULACÍ
NA SEVERNÍM SVAHU VRCHU RADČE**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Pavel Krňák

Přírodovědná studia, obor Geografie se zaměřením na vzdělávání

Vedoucí práce: doc. RNDr. Pavel Mentlík, Ph.D.

Plzeň, 2014

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně s použitím uvedené literatury a zdrojů informací.

Plzeň, 15. dubna 2014

.....
vlastnoruční podpis

Poděkování

Děkuji svému školiteli, docentu Pavlu Mentlíkovi, za trpělivost, shovívavost, užitečnost jednoznačných rad a laskavý, avšak věcný přístup. Za pomoc při terénních pracích a erudovaný přínos patří dík také doktoru Václavu Stackemu. Dále bych chtěl poděkovat Českému úřadu zeměměřičskému a katastrálnímu za bezplatné poskytnutí dat a Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky PŘF UK za zapůjčení aparatury pro ERT. Děkuji také Pavlu Sedláčkovi, za pomoc s pracemi v programu GIS i v terénu a za sdílení radostí i strastí, jež práce provázely.

Významný dík náleží mé rodině a v první řadě mé matce, za přípravu na dospělou fázi mého života a především sílu, kterou projevila, když jsem "opustil hnízdo" a do této fáze následně vstoupil.

Tuto práci věnuji všem bytostem, které mi byly ve studiu i v životě oporou či inspirací.

OBSAH:

<u>ÚVOD</u>	2
<u>1 CÍLE PRÁCE</u>	4
<u>2 ZÁKLADNÍ POJMY</u>	5
<u>3 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ</u>	7
3.1 VYMEZENÍ, POLOHA	7
3.2 POZICE V LOKÁLNÍCH GEOSYSTÉMECH A VAZBY NA PŘÍRODNÍ SLOŽKY	9
3.2.1 ČLOVĚK V ZDEJŠÍ KRAJINĚ	9
3.2.2 PŘÍRODNÍ POMĚRY	11
3.2.3 GEOMORFOLOGIE	13
3.2.4 GEOLOGIE	19
<u>4 ANALÝZA ZDROJŮ A ROZBOR LITERATURY</u>	27
4.1 METODICKÁ LITERATURA	27
4.2 REGIONÁLNÍ.....	29
4.3 ANALÝZA RELIÉFU	29
4.4 SPECIFIKACE ÚZEMÍ Z HLEDISKA DALŠÍCH FYZICKO-GEOGRAFICKÝCH SLOŽEK	30
4.5 PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ	30
<u>5 METODIKA ZPRACOVÁNÍ</u>	33
5.1 ANALÝZA FOREM TVARŮ RELIÉFU, MORFOLOGIE RELIÉFU	33
5.2 TVORBA GMIS A GEOMORFOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ.....	35
5.3 MORFOMETRIE	36
5.4 GEOFYZIKÁLNÍ METODY.....	37
5.4.1 ERT PROFILOVÁNÍ.....	37
5.5 SEDIMENTOLOGICKÉ METODY	39
5.5.1 MAKROGRANULOMETRICKÁ ANALÝZA	40
5.6 BIOLOGICKÉ METODY	43
5.6.1 LICHENOMETRIE	43
<u>6 ANALYTICKÁ ČÁST</u>	47
6.1 MORFOMETRIE	47
6.2 MAPOVÁNÍ.....	50
6.3 ERT PROFILOVÁNÍ	51
6.4 MAKROGRANULOMETRIE	52
6.5 LICHENOMETRIE	54
<u>7 SHRNUÍ DOSAŽENÝCH VÝSLEDKŮ</u>	56
7.1 HYPOTÉZA VÝVOJE KAMENNÝCH AKUMULACÍ NA SEVERNÍM SVAHU VRCHU RADČE	57
7.2 DISKUZE.....	59
<u>ZÁVĚR</u>	64
<u>RESUMÉ</u>	65
<u>SEZNAM LITERATURY</u>	66
<u>SEZNAM OBRÁZKŮ A GRAFŮ</u>	73
<u>PŘÍLOHY</u>	

Úvod

Tvar georeliéfu je podle DEMKA (1987) vždy závislý na nositeli, a proto vzájemně tvoří jeden celek. Studujeme-li např. tvar svahu jako exogenní geomorfologický systém, musíme uvažovat nejen vnější pochody, jimiž jsou v lokalitě zájmu zejména *gravitační pochody* (způsobující pád a pohyb úlomků), dále pak soliflukce a další jevy modelující svah, ale současně i horniny, na nichž tyto geomorfologické pochody působí. Mezi složkami geomorfologického systému totiž existují vazby, které způsobují pohyby hmoty a energie. Ty geomorfologický systém přijímá a vydává, čímž se podle DEMKA (1987) řadí mezi otevřené systémy. Ty vyžadují pro svoje fungování stálý přísun energie.

Otevřené systémy mají důležitou vlastnost: mohou dosáhnout stavu stabilní rovnováhy, během níž vstup a výstup energie a hmoty jsou si rovny a odpovídají tvaru a struktuře geosystému. V oblastech ve stavu tzv. *steady state* (SUMMERFIELD 1991) spolupůsobení endogenních a exogenních sil nezpůsobuje ani zarovnění ani členění reliéfu a udržuje ho v relativně stálé podobě. Vlastní zkoumaný systém se naopak nachází ve stavu *dynamické rovnováhy*, podle SUMMERFIELDA (1991) tzv. *time dependent state*. Právě v tomto stavu, podmiňujícím výraznou polygenetčnost jednotlivých částí reliéfu, je podle DEMKA (1976) možné rekonstruovat jejich vývoj na základě jeho stop. Při značném proudu energie může nakonec systém dosáhnout *stabilní rovnováhy (time independent state)*. Z autoregulační schopnosti geosystémů vyplývá, že právě k tomuto stavu všechny systémy směřují. Proto se přizpůsobují současným pochodům v nich působících.

Klíč k pochopení vývoje geosystémů v čase závisí na vyhodnocení vztahu minulých a současných pochodů a kvantifikaci rychlosti recentních procesů. Takovým procesem je i malé *skalní řízení (resp. opadávání úlomků)* na severním svahu vrchu Radče.

Úkolem geomorfologie je poznat vzhled, genezi a stáří georeliéfu v jeho prostorových vazbách. Na počátku všech geomorfologických výzkumů stojí pozorování a vlastní zkušenost. Vnímání reality poskytuje základní materiál pro každý druh geomorfologického výzkumu, jehož cílem je podle DEMKA (1987) podat důsledné a logicky odůvodněné vysvětlení jednotlivých tvarů georeliéfu a jejich souborů, dále souborů tzv. *reliéfotvorných pochodů* a rovněž zákonitostí, jimiž se řídí působení těchto pochodů a vznik tvarů v prostoru a čase.

Podle DAVISE (1909, in SUMMERFIELD 1991) je georeliéf funkcí struktury (geologické stavby), procesu a času. Ve svém modelu Davis popsal tři stádia podoby reliéfu, od prarvaru, přes erozní a denudační pochody až do stádia stáří krajiny, kdy je snížena na parovinu, tedy peneplén. Představa cyklického vývoje reliéfu, kterou vytvořil Davis na konci devatenáctého století, je nyní známa jako *Davisův erozní cyklus*¹.

Vývoj reliéfu je spojen (zejména v horských oblastech) se vznikem *svahových deformací*. Mezi ně DIKAU et al. (1996) řadí například výstupy skalního podloží i obnažené skalní bloky. Takové tvary mohou být relativně stabilní, často však vykazují různě velké pohyby. Dynamika jejich pohybu je závislá na mnoha faktorech, obecných (např. stabilita podloží a morfometrie svahu) a také řídicích (např. klimatické podmínky, dále seismická aktivita nebo antropogenní činnost).

Předmětem zájmu mého vlastního výzkumu, uskutečněného pro potřeby této bakalářské práce byla analýza pohybu skalních úlomků na Radči nedaleko Rokycan na Plzeňsku a také studie vývoje kamenných akumulací, vzniklých na severním svahu tohoto vrchu, právě tímto procesem. Hlavním cílem byl výzkum časoprostorového vývoje této reliéfní formy a pokus o stanovení intenzity zmíněného procesu. Výzkum byl prováděn kromě několika geofyzikálních metod také pomocí biologické metody známé jako *lichenometrie*, další hodnotná data byla čerpána z dálkového průzkumu země a z pestré škály papírové i elektronické literatury.

Pro toto téma jsem zahořel při terénních praxích a studiu geomorfologických výzkumů. Přes svou nenáročnost a zajímavost je lichenometrie na našem území užíváno jen velmi zřídka. Na popud docenta Pavla Mentlíka a doktora Václava Stackeho jsem se posléze začal touto metodou zabývat. Jelikož mě tato biologická metoda zaujala, tak jsem se chtěl o ní dozvědět více, a proto jsem ji zvolil jako doprovodnou techniku v bakalářské práci. Za zmínku stojí i další metody geofyzikálního průzkumu, jejichž výsledky užitečně doplnily informace o vývoji reliéfu na Radči. Zdejší křemencové skály (s výraznými strukturními predispozicemi místy až po střípkovitý rozpad) výrazně podléhají zvětrávání a k opadávání úlomků dochází očividně relativně často. Takový jev (ojedinělý v podmínkách nepříliš dynamického reliéfu Plzeňska a Rokycanska) přímo vybízí k bádání.

¹ více viz SUMMERFIELD 1991 nebo STRAHLER 2003

1 Cíle práce

Hlavním cílem práce je přispět k poznání geomorfologie hřbetu Radče a zmapování zdejších reliéfních forem. V rámci konkrétní kamenné akumulace je pak hlavním cílem analýza jejího vývoje s cílem nalezení potenciálních vzájemných vazeb na geomorfologické procesy. Snahou je co nejlépe aplikovat studované odborné zdroje na vlastní místo prací za předpokladu identifikace faktorů, které mohly proces iniciovat nebo ovlivnit.

Cílem je kvantifikace aktivity (periodicity, frekvence) a intenzity opadu úlomků a rozsahu jejich pohybu po svahu. Pro splnění hlavního cíle byly formulovány následující výzkumné otázky:

- Je opadávání rovnoměrně rozloženo v čase nebo je vázáno na větší události?
- Dochází k odpadávání po jednotlivých klastech nebo dochází k opadu větších objemů po delších časových intervalech?
- Kamenné moře je recentního původu, nebo byl jeho vývoj již v minulosti ukončen, a pokud, tak kdy?

V práci je také pracováno s následující hypotézou:

Vývoj kamenné akumulace byl nejvýraznější v chladných obdobích pleistocénu, kdy docházelo k opadu relativně větších *hranáčů*, dnes tvořících převážnou část akumulace. Menší a relativně čerstvé úlomky se z důvodu nižší hmotnosti za současných podmínek akumulují především v horní části akumulace.

Součástí práce je také posouzení vhodnosti navazujícímu využití dendrochronologie pro výzkum zdejších svahových procesů, přičemž vzhledem k širokému potenciálu zájmové lokality a vlastím vysokým ambicím se předpokládá navázání na výzkum v rámci diplomové práce, kdy předkládaná práce je chápána jako základ, řekněme „odrazový můstek“ pro další bádání ve zdejší lokalitě, jež by se mělo zaměřit zejména na dendrogeomorfologii.

2 Základní pojmy

Z důvodu nejednotnosti autorů v označování především forem a procesů napříč zdrojovou literaturou považuji za zásadní je zde jasně vymežit. Následuje výčet použité terminologie, tak jak je chápána v předkládané práci:

blok = kamenné ostrohranné částice o velikosti 64-256 mm (WOLMANN 1954)

geotektura = prvky 1. řádu, které vznikají především působením planetárních, případně i kosmických pochodů (DEMEK 1973)

hranáč (*angular rock fragment*) = hranatý *úlolek* (STRAHLER 2003)

hřbet = protáhlá vyvýšenina, jejíž délka přesahuje šířku, s různě ukončenými svahy, s plochou zaoblenou vrcholovou částí (DEMEK 1987)

kamenné moře = *reliefní forma*, obecně akumulace kamennů či bloků, která není pokryta vegetací (*open block field*). DEMEK (1987) popsal kamenné moře jako území, jehož více než 50% povrchu je pokryto kamenitými *bloky*. Podle VÍTKA (1997) rozsáhlý plošný kamenný pokryv (akumulace) na temenech horských hřbetů nebo na svazích. Mohou mít podobu souvislých ploch pokrytých kameny či *bloky*, protáhlých kamenných proudů a řek, tzv. drolin z nevelkých kostkovitých kamenů sopečného původu či *kamenných stád* (řidší skupiny balvanů). Dělí se na:

autochtonní = Plošné kamenné akumulace na temenech nebo mírných svazích horských hřbetů, vzniklé buď úplným kryogenním nebo termogenním rozpadem rozsáhlých skalních výchozů přímo *in situ*, nebo obnažením balvanů ze zvětralinových plášťů (RUBÍN, BALATKA et al. 1986)

alochtonní = tvořena úlomky přemístěnými (viz *osyp*, *suťové pole*). Většinou jsou podle VÍTKA (1997) výsledkem rozpadu skalních výchozů, řícení, postupného hromadění a gravitačního přemístování úlomků hornin na svazích.

morfostruktura = prvky vyššího řádu, které vznikají jako důsledek historicky se vyvíjejícího vzájemného působení reliéfových pochodů při vedoucí úloze endogenních, zejména tektonických pohybů (DEMEK 1973)

morfoskulptura = prvky nižšího řádu, které vznikají především působením exogenních činitelů ve spolupráci se všemi ostatními faktory vývoje reliéfu (DEMEK 1973)

opadávání úlomků (*debris fall*) = náhlý přesun *úlomků* volným pádem, následně válením a posouváním *úlomků*. Rychlostí je srovnatelné se skalním řícením, liší se však od něj proporciálně (DEMEK 1987, DIKAU 1996)

osyp = akumulace *suti* pod rozpadajícím se skalním výchozem

pád hmoty = pohyb s vertikální orientací (SUMMERFIELD 1991). Dělí se na *skalní řícení* a *opadávání úlomků* (DIKAU 1996).

rozpad hmoty (*mass wasting*) = pohyb kamenného a půdního materiálu po svahu dolů vlivem gravitace (STRAHLER 2003)

sesypávání = přesun *úlomků* kutálením a válením

skalní masa = koherentní, zpevněné části horninové hmoty, obvykle větších proporcí (Summerfield 1991)

skalní řícení = náhlý pád či přesun *skalní masy*, obvykle značného rozsahu. Pohybující se hmota ztrácí kontakt s masivní horninou a při pohybu převládá volný pád (DEMEK 1987). Jedná se o nejrychlejší svahový pochod. Dále se dělí např. na odvalové řícení, planární řícení, atd. (DEMEK 1987)

skalní výchoz = skalní podloží vystupující skrze vrstvu půdy, odhalené na povrchu (STRAHLER 2003)

suť (*talus, scree*) = materiál tvořený relativně většími úlomky hornin (SUMMERFIELD 1991). Podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003) se jedná o gravitační sedimenty.

suťový kužel = akumulace *suti* v rokli, soutěsce. Oproti osypu je vázán na dno údolí či skalní terasy na úpatích pod stěnami a mají v příčném průřezu trojúhelníkový tvar.

suťové pole = akumulace uvolněných úlomků na úpatí svahu, v rámci předkládané práce je pojem vnímán roven *osypu* i *alochtonnímu kamennému moři*

svahová forma (deformace) = výsledek *svahového pochodu*

svahový pochod = pohyb kamenné nebo půdní hmoty, jejíž těžiště vykonává dráhu po svahu dolů (SUMMERFIELD 1991). Vznikají při porušení stability svahu působením gravitace (NEMČOK, PAŠEK A RYBÁŘ 1974). Dělí se podle mechanismu a rychlosti (*ploužení, sesouvání, stékání, řícení*).

svahové (*deluviální*¹) **sedimenty** = sedimenty, jejichž transport a uložení byly podmíněny gravitací s podílem vlivu vody, a to i ve formě sněhu či ledu (ten snižuje tření a tím i soudržnost). Pohyb po svahu může podporovat i vítr a v neposlední řadě také člověk. RŮŽIČKOVÁ et al. (2003)

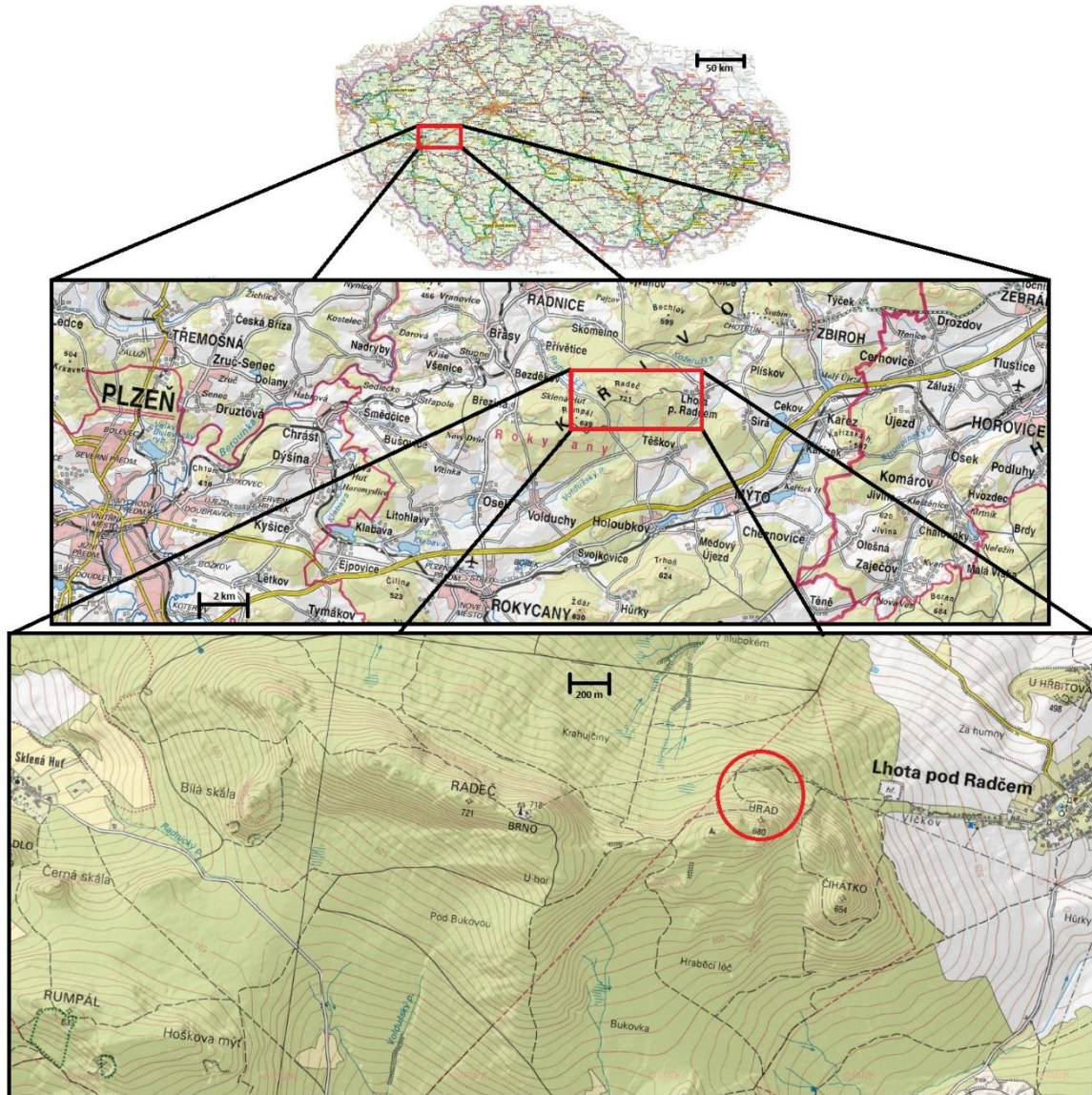
úlomek (*debris*) = Částice hrubší než 2 mm (DIKAU 1996)

vrch = vypuklý tvar georeliéfu větších rozměrů, zpravidla s relativní výškou 150 - 300 m (DEMEK 1987)

¹ z angl. *diluvium* (vhodnější by byl termín odvozený od anglického „*colluvium*“)

3 Charakteristika zájmového území

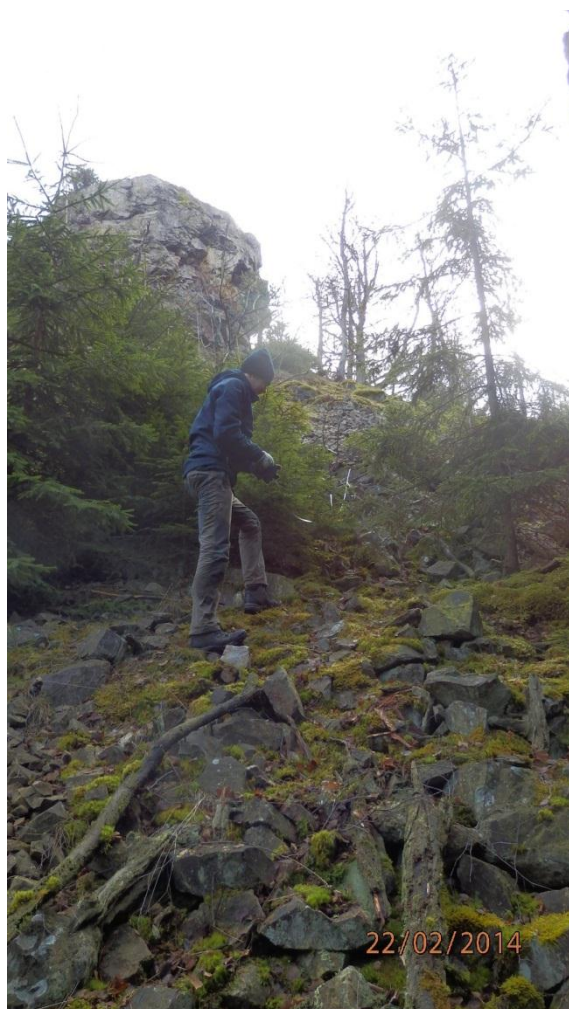
3.1 Vymezení, poloha



Obrázek 1: Geografická poloha zájmové oblasti s vyznačenou polohou konkrétních zkoumaných akumulací (vlastní zpracování na základě ČÚZK 2014 a Kartografie Praha 2004)

Mezi Sklennou hutí, Těškovem a Lhotou táhne se nejvyšší hřbet Zbizožských hor, a i vrch Radeč, byť nižší než Brno, téměř týchž hor, patří přece k nejvyšším horám v okolí.

Na severozápadním konci Radče, asi půl hodiny daleko ode Lhoty, spatřují se již nepatrné zbytky starého hradu. Jest to asi 38 m. vysoká křemenová a strmá skála, která z Radče vybíhá, nyní však jsou zvětralá a svislá na své patě otevřenému lomu se podobá. (SEDLÁČEK, A. 1889, s. 261)



Obrázek 2: Fotografie konkrétního zkoumaného území

viditelný televizní vysílač, lze na hřbetu rozpoznat ještě několik dalších pahorků, relativně převyšujících okolní reliéf: kóta 711 m. západně od hlavního vrcholu; dále pak menší vrch Čihátko (654 m n. m.), jímž na východě končí celý hřbet Radče; v první řadě ale zmiňme vrchol, kterému se někdy také říká Radeč, či také Mitterwald (podle jména hradu, jehož zřícenina se zde nachází), nebo jednoduše Hrad (kóta 680 m). Celý tento hřbet byl tedy pro účely práce oblastí pro mapování a pozorování reliéfních forem. Část severního svahu vrchu Radče, konkrétně tedy místo pod skalním výchozem, na němž stával někdejší hrad¹, bylo pak objektem dalšího výzkumu předkládané práce.

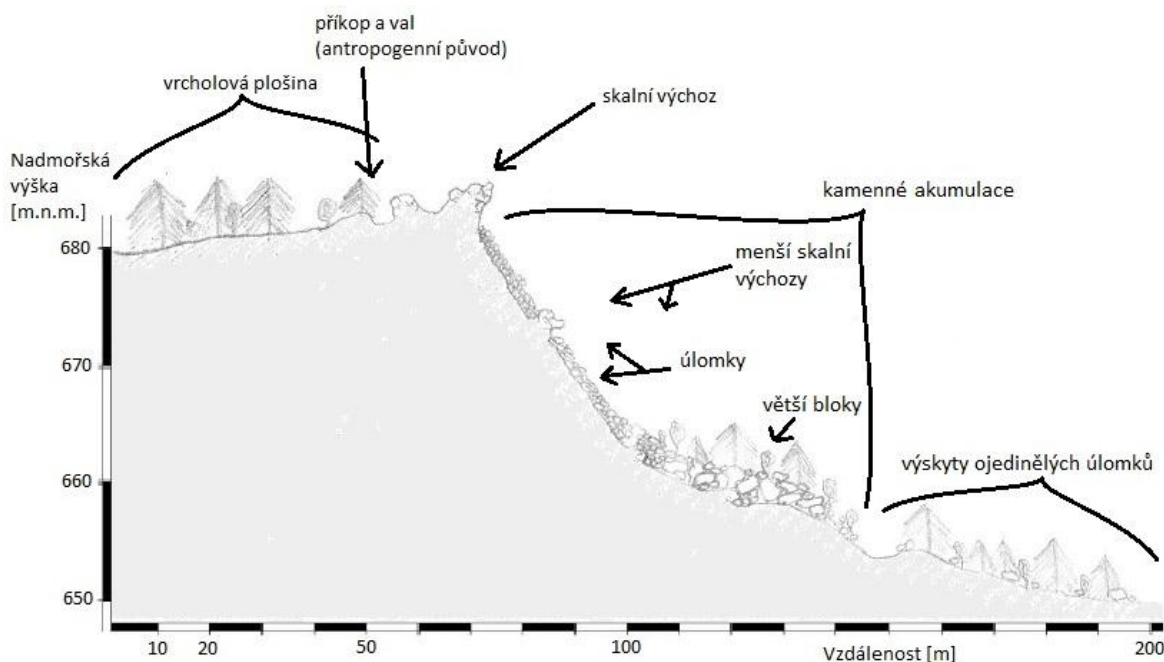
Hřbet je rozdělen do katastru celkem tří obcí, přičemž konkrétní zájmové území se nachází v katastru obce Lhota pod Radčem. Zónu předpokládaného opadávání skalních

Jméno Radeč se pojí s *vrchem* v západních Čechách, v okrese Rokycany, od nichž je vzdálen asi 10 km, a přibližně 5 km západně od Zbiroha. Označení se také používá pro celé rozsáhlé zalesněné území v okolí kopce, chráněné jako Přírodní park Radeč (o rozloze téměř 6000 ha). Pro celý *hřbet* se pak obecně používá název „pásmo Radče“. Ten se táhne východo-západním směrem a v celkové délce cca 4 km se z něj oddělují dva menší, vedlejší hřbety, jeden v jižním a druhý v jihozápadním směru, zakončen skalním výchozem zvaným „Bílá Skála“. V nejširším místě má hřbet zhruba 1,5 km. Nejvyšší bod celého hřbetu, kóta 722 m, nemá žádný oficiální název, obvykle však bývá označován právě Radeč.

Kromě druhého nejvyššího bodu zvaného Brno (718 m n. m.), na němž stojí zdaleka

¹ v obr. 1 červeným kolečkem

úlomků představuje křemencový skalní výchoz s hlavní stěnou vysokou 6-8 m o celkové šířce cca 10 m¹. Délka kamenné akumulace je asi 30 metrů a její protažení je ve směru 330°. Následující schéma představuje řez povrchem zájmového území. Mocnost kamenných akumulací není znázorněna.



Obrázek 3: Schéma reliéfu severního svahu vrchu Radče v příčném řezu (vlastní zpracování na základě zúčastněného pozorování, za pomoci studie např. CASALE & MARGOTTINI 1999, RŮŽIČKOVÉ et al. 2003, SCHWEIGLA et al. 2003, atd.)

3.2 Pozice v lokálních geosystémech a vazby na přírodní složky

3.2.1 Člověk ve zdejší krajině

LOŽEK (1973) píše, že se na území Křivoklátska zachovaly okrsky, v nichž se vegetace i drobná fauna vyvíjely po celý postglaciál do specifické jedinečnosti, což tuto oblast přímo předurčuje ke krajinně historickému výzkumu. Řada těchto okrsků bohužel není ještě maloplošně chráněna, i když by si to mnohé z nich zaslouhovaly, jelikož území patří k významným oblastem z hlediska svého přínosu k poznání nejmadší geologické minulosti naší krajiny. Některé ojedinělé lokality Křivoklátska se vyvíjely bez většího narušení lidskými zásahy, nicméně určit míru antropických vlivů na vlastní lokalitu zájmu je podle MENTLÍKA (2014) přinejmenším problematické. Na zdejším skalním výchozu stával hrad,

¹ zeměpisné souřadnice: 49° 49' 27" s. š., 13° 41' 14" v. d.

který byl jistě desítky, možná i stovky let obýván. Jeho bezprostřední okolí tedy bylo osídleno a využíváno poměrně dlouhou dobu. S tím je podle MENTLÍKA (2014) třeba v celém pohledu na zájmové území počítat.

Ani v moderní historii není lokalita lidmi opomíjena. Jedinečná krása oblasti s ostrými skálami, jež bývají obklopené smíšeným lesem s břízami, buky, někde zkroucenými duby a jeřáby je zaslouženě již po staletí v hledáčku turistů a výletníků ze širokého okolí. Vzduch zde má jinou kvalitu. Přicházejí sem trampové a nedají na tato místa dopustit.

Červená turistická značka z Holoubkova na Radeč je nejstarší značenou trasou v západních Čechách. Byla vytyčena 4. 8. 1889 (VODĚROVÁ 2011), v době, kdy se značené cesty v Čechách daly spočítat na prstech a jejich celková délka byla jen kolem 50 km. Od té doby se místo těší hojným návštěvám turistů.

V roce 1979 zde byl Okresním národním výborem Rokycany vyhlášen Přírodní park Radeč, za účelem uchování biologických, krajinných a estetických hodnot území. Park, jemuž vévodí *hřbet* Radeč, se rozprostírá na 5944 ha (RAMAP 2012). Rozsáhlý lesní komplex se zbytky dubobukových a jedlobukových lesů se pyšní zajímavými skalními útvary. Přírodní park představuje pomezí Brd a Křivoklátska a jeho lesy zůstaly dodnes tajuplné a krásné.

Konkrétní lokalitu lidé kromě výhledu a pobytu v přírodě, jedinečné ve své rozmanitosti a nedotčenosti, navštěvují také pro pozůstatky středověkého osídlení, konkrétně hrad, který zde kdysi stával. Nejstarší zpráva o hradu je z roku 1343 v souvislosti s Oldřichem z Mitrvaldu. Dále zde došlo k častému střídání vlastníků původem většinou z usedlostí v okolí. Posledním z nich byl v letech 1409-1423 Petr z Oseka. Zdá se, že nepohodlný hrad Radeč nebyl již od konce 14. století obýván a pustl. Podle záznamů ze 17. století byl už hrad zřejmě zříceninou (RAMAP 2012).

Hrad stál na strmé skále v nadmořské výšce 680 m. Bližší podoba hradu, či spíše hrádku, není známa. Pravděpodobně se však jednalo převážně o dřevěnou stavbu. Předhradí chránila palisádová ohrada, věž stála vzdálena od obytného stavení. Na východní straně je znatelný polokruhový příkop, o čemž vlastně hovoří i historik August SEDLÁČEK (1889, s. 261-262):

„jméno hory Radeč jest prastaré, ale patří spíše vyšší části pohoří nad Hradem se vypínající, hrad sám podle domnění našeho nazýval se Mitrvald¹. Na východní straně jest bok skály něco volnější a zemí zanesený a stromovím porostlý. Na této straně viděti ještě násep a příkop, které se táhnou v polokruhu a konci svými ke skále přiléhají. Tímto příkopem oddělen býval hrádek od ostatního návrší, poněvadž jest skála k západní straně ven povydána. Na návrší před hrádkem bývalo bezpochyby předhradí zavřené plaňkami nebo ploty, neboť známek nějakých jiného opevnění jsme nenašli. Praví se, že na místě předhradí stával „pravý hrad“ a na místě hrádku „věž“. Hrádek nebyl veliký, ale přepevný, neboť zavřen byl od přírody na přední i zadní straně skalami jako nějakými mohutnými hradbami. V přední hradbě jest průlom na způsob brány, v němž také zeď a brána bývaly, ale zeď s kamením svlálila se do příkopu, který jest sutínami naplněn. Zadní hradba skalná jest dosti široká, že tu vížka zděná stávati mohla; zdi tu byly zajisté, neb o tom zbytky malty svědčí.“

SEDLÁČEK, A. (1889) dále píše, že všem těm zbytkům v lokalitě říká se hrad, a tak okolí se říká u hradu a hovoří i o nálezu mincí z dob Lucemburských, o čemž se zmiňuje i informační tabule přímo na místě, jež dále zmiňuje pozdější nálezy: meč, sekeru, podkovu a několik kusů keramiky (RAMAP 2012).

3.2.2 Přírodní poměry

Podnebí ve zkoumané lokalitě je součástí severozápadní oblasti Čech, která je ovlivňována srážkovým stínem Krušných Hor a dlouhodobě vykazuje nižší hodnoty ročních srážkových úhrnů (ČHMÚ 2013). Je označováno jako mírně suché až suché. Podle QUITTA (1971) patří celé území do nejteplejší z mírně teplých oblastí MT 11. Oblast je charakterizována dlouhým, teplým a suchým létem, krátkým přechodným obdobím s mírně teplým jarem a podzimem. Také zima je zde krátká, mírně teplá a suchá. Sněhová pokrývka se v oblasti udrží kolem 50 dnů a hodnota její největší mocnosti během jedné zimy se průměrně pohybuje kolem 20 cm. Srážky ani v nejvyšších polohách nepřesahují 600 mm a v průměru se pohybují mezi 500-550 mm. Průměrná roční teplota se zde pohybuje mezi 7,5-8,5 °C. Mnohé potoky v pozdním létě vysychají. Tento fakt silně

¹ z něm. „mezi lesy“

ovlivňuje i vegetaci. Ve větší části území je značná převaha mezofilních prvků a jejich společenstev. Převažující směr větrů je Z až J-Z (VESECKÝ 1961, ZÍDEK 1961, TOLARZS 2007).

Půdy vzniklé v oblasti, ať už více či méně závislé na půdotvorném substrátu, jímž jsou vedle polygenetických hlín zejména středně těžké sedimentární horniny¹, patří často k hnědozemní půdně vývojové sérii. Podle pedologické mapy (Kozák et al. 2009) obecně na Křivoklátsku převládají hnědozemě různých typů, od parahnědozemě (na sprašových nebo podsvahových hlínách), přes špatně provzdušněnou a velmi uléhavou hnědozem (na plošinách a mírných svazích proterozoických břidlic), po vyzrálou středoevropskou hnědozem. Na mírně modelovaném reliéfu krytém soliflukčními hlínami se však vyskytují také polygenetické půdy s více horizonty, v mělkých depresích denudačních plošin potom pseudogleje. V okolí zájmové oblasti se nachází především *kambizem*, a to v různých variacích. Na nedalekém Rumpálu se jedná o oglejenou kambizem. Samotný hřbet Radče tvoří pozoruhodný, v oblasti ojedinělý ostrov speciálního půdního typu. Nachází se zde *kambizem dystrická* (další nejbližší oblast výskytu je až v jižních Brdech).

Kambizemě se podle Kozáka et al. (2009) vytváří převážně na svazích vrchovin a hornatin z pestrého spektra substrátů, což podmiňuje jejich typovou rozmanitost. Jsou to půdy s hnědým (*kambickým*) horizontem postrádající jílovitý povlak. Nacházíme u nich veškeré formy nadložního humusu, podle specifických substrátových, klimatických a vegetačních podmínek. To se odráží v nasycenosti sorpčního komplexu, která je nižší právě u kambizemě dystrické. Naopak nasycenost hliníkem je u tohoto typu vysoká.

Původními

společenstvy

kambizemí jsou

listnaté a smíšené

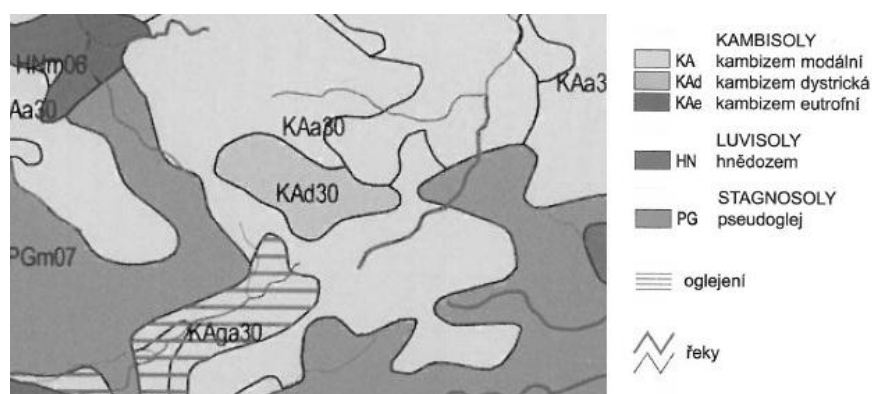
lesy (dub, buk,

jedle), u

dystrických pak

převážně jedle, ale

i smrk. (Kozák et al. 2009)



Obrázek 4: Pedologie Radče a okolí (vlastní zpracování dle Kozáka et al. 2009)

¹ viz kap. 3.2.4

3.2.3 Geomorfologie

Podle geomorfologického členění České republiky se Radeč nachází na těchto geomorfologických jednotkách (BALATKA & KALVODA 2006):

Systém:	Alpínsko-himalájský
Provincie:	Česká vysočina
Subprovincie:	Poberounská subprovincie
Oblast:	Brdská oblast
Celek:	Křivoklátská vrchovina
Podcelek:	Zbirožská vrchovina
Okrsek:	Radečská vrchovina

Polohy *křemenců* v krystalických *břidlicích* zpravidla tvoří vyvýšené části reliéfu. Všude, kde je přítomna voda, zatéká do vlasových trhlin a křemence rychle narušuje. Na výchozech vznikají *kamenná moře*, tvořená ostrohrannou sutí. Balvany křemenců mohou být soliflukcí rozvečeny na značné vzdálenosti. Odolnější je žilný křemen, který tvoří suky (DEMEK 1973). Příkladem křemencového strukturního hřbetu s přítomností dobře patrných *autochtonních kamenných moří* jsou např. Kozí hřbety v Krkonoších¹.

Podobně je tvořeno i zájmové území. Odolnější křemence zde v podobě skalního výchozu vystupují nad okolní reliéf. Pod ním se *opadáváním úlomků* vytváří akumulace ostrohranného křemencového materiálu, tedy *alochtonní kamenné moře (sutové pole)*.

Radeč je nejvyšším bodem *Radečské vrchoviny*, která se nachází v jihozápadní části *Zbirožské vrchoviny*, jež je součástí *Křivoklátské pahorkatiny*. Pro její reliéf je podle LOUČKOVÉ (ed. in DEMEK 1965) charakteristická existence krátkých *hřbetů* a hlubokých údolí potoků, zejména v části přiléhající k Berounce. Odrazem pestré geologické stavby Křivoklátské vrchoviny je dle CÍLKA et al. (2011) její geomorfologická mnohotvárnost. Bohatství a zachovalost celé oblasti je podmíněno značnou členitostí terénu. Řekou Berouňkou je oblast rozdělena na severní část, Lánskou pahorkatinu a jižní část, Zbirožskou vrchovinu.

Valnou část území Zbirožské vrchoviny, která podle CÍLKA et al. (2011) patří mezi hodnotné oblasti Křivoklátska, tvoří intenzivně rozčleněný reliéf s hluboce zaříznutými erozními údolními, modelovanými v horninách křivoklátsko-rokycanského pásma. To se

¹ viz příl. 1

táhne od jihozápadu k severovýchodu oblasti převážně na pravém břehu Berounky a je budováno horninami *kambrických vulkanitů*¹. JV část Zbirožské vrchoviny má mírně zvlňný reliéf denudačních plošin a mírných svahů, vytvořený na *neoproterozoických břidlicích*. Po levém břehu Berounky se rozkládá Lánská pahorkatina, která je charakterizována mírně členitým reliéfem. Jedná se o denudační plošiny a mírné svahy, jež směrem k jihu přecházejí do strmých strání hluboce zaříznutého údolí Berounky. Řeka vytváří po celé délce toku v území morfologicky významné a nápadné meandry.

Za zmínku stojí i hojně tvarově výrazné buližníkové suky, které jsou vlivem erozní činnosti vypreparované z okolních měkčích hornin a vytváří hodnotné krajinné prvky (CÍLEK et al. 2011). Původní zarovnaný povrch Křivoklátska navíc zpestřuje síť údolních zářezů navazujících na skalnatý kaňon Berounky, v němž se podle LOŽKA (2007) uplatňuje říční ekofenomén, zatímco odolné kambrické vyvřeliny a proterozoické buližníky vystupují jako skalnaté vrcholy s dobře vyvinutým vrcholovým ekofenoménem. To mimochodem spolu s poměrně teplým a zároveň suchým podnebím podmiňuje vysokou biodiverzitu a druhové bohatství flóry i fauny oblasti.

V JZ části Zbirožské vrchoviny, v tzv. *skupině Radče*, převládají podle LOŽKA (2007) mírně ukloněné denudační svahy a široká otevřená údolí. Zaoblené vrcholy a hřbety jsou vázány na výskyty *drabovských křemenců*. Nejvyšším vrchem je Brno. Od ostatní Křivoklátské vrchoviny odděluje skupinu Radče hluboké údolí Zbirožského potoka. Oblast přiléhající k Hořovické brázdě je budována převážně *proterozoickými² břidlicemi*, na nichž se vytvořil mírně zvlňný reliéf, charakterizovaný přítomností denudačních plošin a mírně ukloněných svahů. Nejvyšší vrcholy, popřípadě krátké hřbety, jsou vypreparované pruhy tvrdších odolných *ordovických křemenců* (ČGS 2013). CÍLEK et al. (2011) píší, že ostrohranné křemencové sutě „prorůstají“ mechovým patrem.

Zemská kůra je složena z 95% z vyvřelých hornin. Zbylé procento tvoří usazené a přeměněné horniny. Sedimenty různého vývoje a vlastností však pokrývají zhruba 75% povrchu pevnin, z toho přes polovinu (cca 52%) představují břidlice (DEMEK 1976). Kvartérní sedimenty o mocnosti větší než 50 cm pokrývají cca. 70 % území ČR (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003). Výsledkem mnoha procesů probíhajících v různých klimatických

¹ O horninách a geologické minulosti viz kap. 3.2.4

² dříve se užíval termín *algonkické*

a morfologických podmínkách je velká genetická a sedimentologická pestrost kvartérních uloženin. Jejich poznání je nezbytné také proto, že tvoří nejsvrchnější „slupku“ zemského povrchu, tedy tu část horninového prostředí, která je nejčastěji objektem lidské činnosti.

Často se pro název sedimentů používají termíny označující morfologické těleso, které vytvářejí (např. *moréna, terasa, osyp, kamenné moře*). RŮŽIČKOVÁ et al. (2003) předpokládají, že svahové sedimenty byly spolu se zvětralinami hlavním zdrojem pro všechny klastické sedimenty transportované a uložené v jiných sedimentačních prostředích. *Gravitační sedimenty* podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003) vznikají nahromaděním klastů, které byly transportovány výhradně nebo téměř výhradně gravitací (pádem, saltací, posouváním, kutálením). Zdrojem klastického materiálu byly mechanicky zvětralé rozvolněné skalní výchozy. Vhodné podmínky pro tvorbu těchto sedimentů byly proto v chladných obdobích pleistocénu s výrazným střídáním teplot, kdy nebyly svahy porostlé vegetací, jež by bránila pohybu. Další podmínkou je i dostatečný sklon svahu, který umožňuje překonání tření. Pohyblivost se zvyšuje namrzáním povrchu klastů.

Kamenná moře vznikají v partiích tvořených tvrdými horninami s kvádrovitým, deskovitým, popř. sloupcovitým rozpadem, tedy zejména žulami, rulami, svory, křemenci, tvrdšími pískovci, čediči, andezity apod. (RUBÍN, BALATKA et al. 1986)

Naprostá většina *alochtonních kamenných moří* se podle RUBÍNA, BALATKY et al. (1986) vytvořila v periglaciálním klimatu starších čtvrtohor. Procesy, které zapříčinily jejich vznik, však probíhají, byť pomaleji, i v současných podmínkách, právě tak jako projevy mrazového zvětrávání. Vlastní kamenné moře tedy je v podstatě kvartérní uloženinou, svahovým sedimentem, vzniklým *akumulací sutě*.

Gravitační síly podle DEMKA (1987) způsobují na svahu smykové napětí, proti kterému působí pevnost horniny. Kontrolním faktorem intenzity svahových pochodů je podle SUMMERFIELDA (1991) odpor tření mezi částicemi materiálu. Na to má vliv například velikost klastů, jejich tvar a textura. Když svahové pochody překonají tyto síly, které vážou materiál na svah (napětí ve smyku překročí mez pevnosti horniny) dojde k porušení horniny a vznikají v ní smykové plochy, podél nichž nastává posunutí. Na příkrých svazích o sklonu více než 15° jsou zejména činné rychle působící pochody (řícení, sesuvy, laviny, bahenní proudy). Dochází zde k úplnému uvolnění hmot a jejich následnému pádu.

Na mírných svazích působí většinou pomalé pochody (plížení, mrazové vzdouvání, a další). (DEMEK 1987, SUMMERFIELD 1991)

Vliv morfologie na svahový pochod není jednotný v celé jeho délce. V případě opadávání úlomků může mít šokový, nárazový, ale i akumulární efekt CASALE & MARGOTTINI (1999). *Svahoviny*¹ balvanitě větrajících hornin se podle LOŽKA (1973) vyznačují převahou hrubých *bloků*, jež vyčnívají na povrchu akumulací nebo tvoří souvislá *kamenná moře*. *Sutě* křemenců, čedičů, bulizníků apod. mají ráz daný v první řadě odlučností těchto hornin.

STRAHLER (2003) uvádí také pojem *rozpad hmoty*. Jeho nejrapidnějším příkladem je kamenná lavina. Ačkoliv jsou ostatní svahové pochody pomalejší a obvykle méně dramatické, všechny hrají roli při formování reliéfu a tvorbě specifických forem. Členění podle rychlosti svahových pohybů, tedy *ploužení, sesouvání a řízení* (DEMEK 1987) je opodstatněné při hodnocení recentních svahových pohybů.

V zájmové lokalitě se uplatňuje *opadávání úlomků*. Rychlostí je srovnatelné se *skalním řícením*, liší se však od něj menším rozsahem a velikostí padajících horninových hmot. K volnému pádu *úlomků* zřejmě dochází jen v malém měřítku, v prostoru přímo pod skalním srubem (proto nelze mluvit o *odvalovém řízení*). Dále se uplatňuje především *válení, kutálení a odskakování úlomků* a pohyb přechází v *sesypávání*. Tento přírodní proces se nejčastěji vyskytuje v místech seismicky aktivních. Základní příčinou opadávání úlomků bývá *zvětrávání*, zejména *fyzikální*. Zvětrávání podle STRAHLERA (2003) zahrnuje kombinaci desintegračních fyzikálních procesů a dekompozičních chemických procesů. K těm dochází v případě blízkosti kamenných materiálů k povrchu země, kde dochází ke styku s ostatními složkami přírodní sféry.

Konkrétně *mechanické zvětrávání* pak můžeme zařadit i mezi faktory ovlivňující skalní řízení v zájmové lokalitě. Podle STRAHLERA (2003) jsou při něm skály jednoduše lámány a tříštěny vlivem exogenních činitelů. *Mrazové zvětrávání (frost action)* je jeden z nejdůležitějších druhů fyzikálního zvětrávání. Voda při zmrznutí nabývá na objemu. Jak voda ve škvírách a dutinách hornin opakovaně mrzne a taje, může rozlámat i extrémně tvrdé horniny na menší fragmenty. Voda proniká škvírami v podloží.

¹ rozuměj gravitační sedimenty

Tyto *pukliny* jsou tvořeny, když je hornina vystavena teple a tlaku, následovaným smršťováním v chladném období. Pukliny se podle STRAHLERA (2003) typicky vyskytují v rovnoběžných a kolmých rovinách, tvořících na skalách oslabené, křehké povrchy.

Voda může namrznat mezi krystaly minerálů vyvřelých hornin a oddělením zrn vytvořit jemný štěrk nebo hrubozrnný písek jednotlivých minerálních částic. Tento proces se nazývá *granulární rozpad*. Zásadní pro zájmové území je fakt, že v usazených horninách mrazové zvětrávání působí obvykle *puklinové štěpení (joint-block separation)*.

Voda proniká do sedimentárních hornin mezi jejich vrstvami, na styku rovin. Skála je často štěpena v pravých úhlech a k separaci úlomků stačí jen malé pnutí (STRAHLER 2003).

Mrazové zvětrávání se projevuje všude tam, kde je takové podnebí, vyznačující se zimní sezónou s cykly mrznutí a tání.

STRAHLER (2003) uvádí, že *mrazové zvětrávání* v kombinaci s gravitací může vytvořit nestálé pole *hranáčů*. Svahové akumulace *sutě*, tvořené *hranáči* se pak vytvářejí pod útesy a výchozy, jež jsou vystaveny mrazovému zvětrávání.

Pleistocenní mrazové zvětrávání se pravděpodobně uplatnilo v první řadě na výškově exponovaných buližníkových sucích, v rámci širší geologické oblasti také na mladovulkanických tvarech, dále místy na žule a méně na spilitových hřbetech a tvrdoších (mrazové sruby, autochtonní kamenná moře, apod.) (LOUČKOVÁ (ed.) in DEMEK 1965).

V souvislosti s oblastí zájmu je nutno zmínit proces známý jako *gelivace*. Ta je vyvolávána zvětšením objemu mrznoucí vody o 9,08%. V trhlinách vzniklých v hornině se tvoří ledové klíny a žíly, které tříští horninu na bloky a úlomky (DEMEK 1976).

Gelivace je schopná rozrušit i masivní horniny, protože při růstu ledových krystalů vzniká značný tlak. Tyto síly jsou schopné rozrušit horniny a vytvořit v krajině různé tvary. Příkladem těchto tvarů mohou být podle DEMKA (1987) i *autochtonní kamenná moře*.

Naopak alochtonní kamenná moře vznikají svahovými pochody. Ve zdrojové zóně těchto pochodů je velmi důležitá zejména její morfologie, která ovlivňuje, zda skalní fragmenty v ní se nacházející, postupně opadávají nebo se akumulují a jsou uvolňovány jiným iniciačním faktorem. V transportní zóně dochází k pohybu materiálu vysokou rychlostí, která se však postupně snižuje vlivem tření s podložím. Akumulační zónou nazýváme oblast, kde ustává pohyb úlomků. Tato místa jsou často pokryta *sutí*

a tvoří se zde *kamenné akumulace*. Velké *bloky* mohou výjimečně překonat tuto oblast a zastavit se až v místě pod úpatím svahu¹. Pád materiálu je řízen několika predispozičními faktory. Kromě již zmíněné morfologie zdrojové zóny lze zmínit pozici v geomorfoklimatické zóně, geotechnické vlastnosti hornin, stupeň puklinového narušení horniny a další. Z klimatických faktorů se jako nejvýznamnější jeví průměrné roční a měsíční teploty, velikost a četnost výkyvů v teplotě a srážkovém úhrnu (WHALLEY 1984, LUCKMAN 2004).

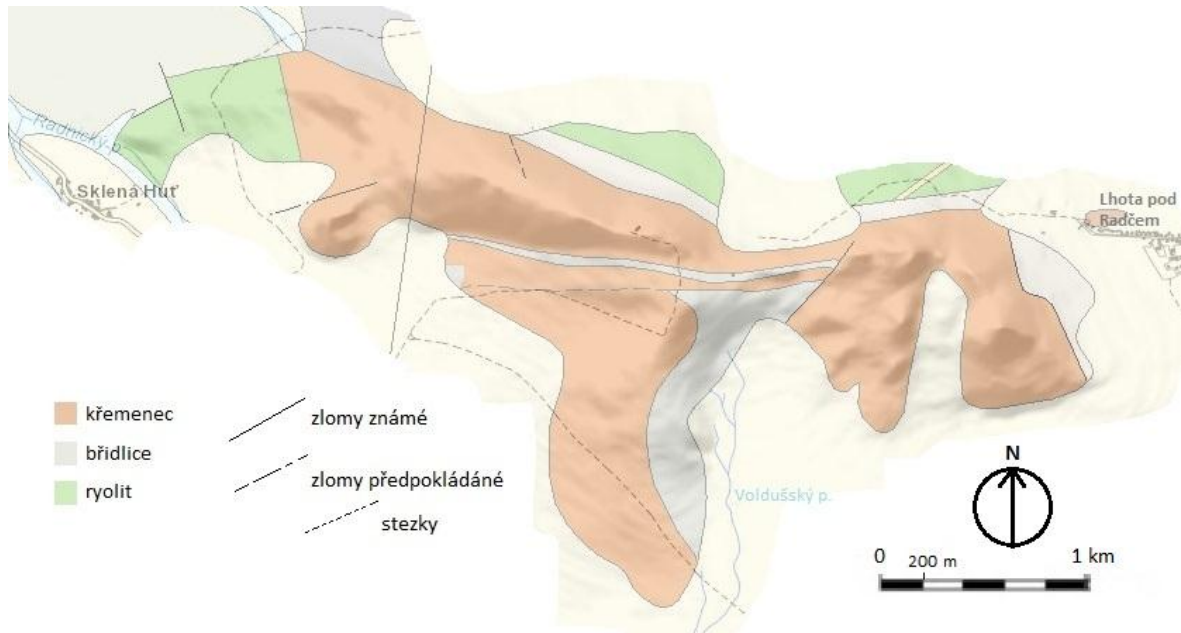
Svahové pochody, jakožto svahové deformace, mohou v člověkem osídlené krajině představovat velmi nebezpečný přírodní jev. Při větší intenzitě mohou přímo ohrožovat bezpečnost člověka a jím vytvořená sídla či komunikace, omezovat lidskou činnost a pohyb v místech, která jsou tímto jevem postižená nebo k němu náchylná. Proto je v zájmu veřejnosti osvěta svahových deformací a *opadávání úlomků*, potažmo další gravitační procesy, se tak stává stále častěji předmětem geomorfologických studií, ať už zkoumající svahové pochody přímo či pomocí projevů v reliéfních formách jimi vzniklých.

Reliéf zahrnuje jednotky různého měřítká, různého taxonomického významu. Povrchové tvary jsou prvky řádově velmi odlišných rozměrů, různé geneze a stáří. DEMEK (1973) rozlišuje *geotektury*, *morfostruktury* a *morfoskulptury*. Stáří morfoskulptur se na rozdíl od morfostruktur podle DEMKA (1973) omezuje zpravidla na kratší úseky vývoje Země (např. Kvartér). Dále lze reliéf podrobněji rozčlenit na tzv. *elementární formy*². Reliéf může být také buď *monogenetický* (tvořený pouze jedním pochodem), či *polygenetický*, na jehož vzniku se podílelo více reliéfortvorných procesů. Těch je přirozeně převážná většina.

¹ viz obr. 3

² viz kap. 5.2

3.2.4 Geologie



Obrázek 5: Geologická mapa hřbetu Radče (upravený výřez na základě ČGS 2013)

Podkladem Radečské vrchoviny je poměrně pestrý soubor zvrásněných skalních hornin především proterozoika, ale i archaika, usazených i vyvřelých, z nichž některé výrazně ovlivňují složení vegetačního krytu, nehledě k tomu, že se obvykle projevují v reliéfu krajiny jako význačné krajinné prvky (skalní útvary).

Dokumentovaný geologický vývoj oblasti trvá téměř miliardu let a je doložen několika geologickými jednotkami proterozoického, paleozoického i kenozoického stáří. V určitých obdobích se lokalita podle MERGLA a VOHRADSKÉHO (2000) nacházela v podmínkách teplého a vlhkého tropického podnebí, výjimkou však nebyly ani pouštní podmínky či podmínky chladné tundry. Některé tyto události a proměny jsou zaznamenány v horninách a geologické stavbě zdejší zemské kůry.

Nejstarší geologickou jednotkou, která podle VORLA et al. (2007) tvoří geologický podklad asi 3/4 Křivoklátska, je barrandienské svrchní *proterozoikum*. Je tvořeno usazeninami, které sedimentovaly v rozsáhlé hluboké mořské pánvi. Sedimentaci podle CHLUPÁČE et al. (2002) doprovázely výlevy čedičů a doprovodných sopečných produktů na mořské dno. Sedimenty jsou představovány břidlicemi, drobami a přechodovými prachovci, vulkanické horniny tvoří zejména spility, často ve formě charakteristických polštářových láv.

ERA	ÚTVAR (*ODDĚLENÍ)	STÁŘÍ (mil. let)	HLAVNÍ GEOL. PROCESY	KLIMA
KENOZOIKUM	HOLOCÉN*	0,01	souše tvorba půd	
	PLEISTOCÉN*	1,8	zalednění hor říční sedimentace	
	NEOGÉN	23	vulkanismus	
	PALEOGÉN	65	souše, jezerní a říční sedimentace	
MEZOZOIKUM	KŘÍDA	142	souše eroze a zarovnávaní reliéfu	
	JURA	204		
	TRIAS	248		
	PERM	290	souše, eroze	
PALEOZOIKUM	KARBON	355	souše, jezerní a říční sedimentace, variské vrásnění výstup plutonitů	
	DEVON	417	regrese útesy	
	SILUR	443	vulkanismus transgrese	
	ORDOVIK	495	regrese mořská sedimentace transgrese	
	KAMBRIUM	550	souše vulkanismus transgrese sedimentace souše, eroze	
	SVRCHNÍ PROTEROZOIKUM	?1000	souše kadmoké vrásnění hlubokomořská sedimentace podmořský vulkanismus	

Obrázek 6: Přehled geologického vývoje plzeňského okolí (upraveno podle MERGLA a VOHRADSKÉHO 2000)

Počátkem *paleozoika*, během středního *kambria* došlo podle CHLUPÁČE et al. (2002) k vytvoření mělkých pánví v jihozápadní části oblasti v okolí Skryjí a Týřovic, které opět zaplavilo moře. Zde se usadily sedimenty s bohatou faunou, světově proslavenou zejména

Celková mocnost sedimentů a vulkanických hornin dosahuje v proterozoiku ve středních Čechách podle CÍLKA et al. (2011) až kolem 10 km. Jedná se o téměř nepřeměněné horninové komplexy obrovských mocností. Tehdejší situace poněkud připomínala ostrovní oblouk současného Japonska. Směrem do hlubokého oceánu převládala jílovitá sedimentace, naproti tomu v mělkém moři za ostrovním obloukem se usazovalo vulkanosedimentární souvrství.

Horninové komplexy vznikaly na dně otevřeného hlubokého moře, na kterém docházelo i k projevům podmořského vulkanismu. Po ukončení sedimentace byly vrstvy zvrásněny a dostaly se nad hladinu – oblast se stala souš. Proterozoické celky obsahují i četné menší masivy a tělesa plutonitů (MERGL a VOHRADSKÝ 2000).

Na konci proterozoika došlo podle CHLUPÁČE et al. (2002) k horotvorné činnosti zvané *kadmoká*, kdy byly usazené horniny zvrásněny a slabě přeměněny. Moře ustoupilo a starohorní pohoří bylo vystaveno erozi a denudaci a z větších částí bylo odneseno.

paleontologickými nálezy. Do popředí světového zájmu vstoupilo barrandienské paleozoikum především zásluhou výzkumů Joachima Barranda, který zde již v polovině 19. století jako první člověk na světě popsal vývojová stádia trilobita.

Ke konci kambria došlo na poruchové linii SV - JZ k rozsáhlé sopečné činnosti. Na povrch souše se vylévaly andezitové, dacitové a ryolitové lávy. Tyto svrchnokambrické vulkanity skryjsko-týřovické oblasti byly KETTNEREM (1916) označeny jako *křivoklátsko-rokycanské pásmo*. Vznikl tak suchozemský vulkanický komplex cca 5 km široký a 50 km dlouhý, tvořící pás mezi severním okolím Holoubkova a Křivoklátem. Ze severní strany jsou ohraničeny vystupujícími, částečně denudovanými skryjskými břidlicemi. Dle stratigrafického hlediska náleží zmíněná vulkanická činnost podle CHLUPÁČE (1992) do vrchních části svrchního kambria a pokračuje, byť jen ojedinělými výlevy až do nejspodnějšího ordoviku.

V *ordoviku* vznikla v Barrandienu opět mořská pánev, ve které se usazovaly písky a jíly za doprovodu silné sopečné činnosti. Chladné ordovické moře podle CÍLKA et al. (2011) pravděpodobně pokrývalo více než polovinu oblasti pozdějšího českého masivu, ale souvisleji zůstaly zachovány jeho sedimenty jen ve středních Čechách a dále směrem k Rokycanům a Plzni. HAVLÍČEK (1982) považuje ordovik za jedno z nejchladnějších období v historii naší Země. Chladné klima vrcholí v nejvyšším ordoviku, kdy je doloženo mohutné kontinentální zalednění. Ledovcový příkrov tehdy pokrýval značnou část prakontinentu Gondwany. Předpokládaná poloha jižního pólu byla v této době v jižní části Sahary, případně u S okraje Guinejského zálivu. Český masív byl tehdy situován na 28° jižní šířky.

Ordovik je v Barrandienu zastoupen úplným sledem od *tremadoku* až po hranici se *silurem*. Z důvodu svého bohatství zkamenělin se jedná o hlavní a nejlépe prozkoumanou oblast s ordovickými uloženinami na našem území. V podstatě se jednalo o tektonicky založený příkop (s maximálními mocnostmi výplně i s nejhlubším mořským prostředím v osní části), který se někdy označuje jako *pražská pánev*. Rozsah pánve se během svrchního ordoviku vlivem zdvihu mořské hladiny (*transgrese*) zvětšoval a prostor nabýval charakteru *okrajového moře*, spojeného s oceánskými oblastmi. Nejstarší jednotkou Barrandienu je *třenické souvrství*, které má transgresivní ráz a je tvořeno hlavně mělkovodními křemennými pískovci, drobami a arkózami. Klastický materiál pochází

jak z podložního proterozoika, tak z vulkanických hornin křivoklátsko-rokycanského komplexu (CHLUPÁČ et al. 2002). Sled kladený ke svrchoordovickému stupni *berounu* počíná *libeňským souvrstvím*. Celková mocnost libeňského souvrství dnes podle HAVLÍČKA (1982) kolísá mezi 150–250 m.

Jednotka byla poprvé definována ŠUFEM a PRANTLEM (1946) jako *libeňské břidlice*. Vývoj následně revidoval HAVLÍČEK (1982). Libeňské souvrství je zastoupeno třemi základními horninovými typy, a to *jílovými břidlicemi*, *křemenci* a *pyroklastiky*. Křemence, označené HAVLÍČKEM (1962 in CHLUPÁČ 1992) jako *řevnické*, jsou petrograficky téměř shodné se staršími křemenci *skaleckými*, avšak jejich plošné rozšíření je odlišné. Typické křemence jsou vázány na několik mocných lavic. Celý vrstevní sled libeňského souvrství v pískovcovém vývoji je také ve kře Rumpálu a Radče. Směrem na východ k Praze křemenců pozvolna ubývá.

Libeňské břidlice (první ze dvou hlavních facií jednotky) jsou černé, jemně slídnaté jílové a prachovité břidlice, které se usazovaly v relativně větších hloubkách s nedostatkem volného kyslíku, tedy s nepříznivými podmínkami pro rozvoj fauny. Jsou petrograficky shodné se staršími břidlicemi *dobrotivskými*. Chybějí obvykle tam, kde písčité vývoj zaujímá celou mocnost libeňského souvrství (CHLUPÁČ 1992, 2002).

Naopak charakteristické nálezy bohaté fauny jsou křemenné pískovce, vznikající během libeňského souvrství na okrajích pánve, tzv. *křemence řevnické*¹ (druhá významná facie jednotky). Také vyvinuté rudy železa u Holoubkova chovaly ojediněle bohatší společenstva, konkrétně trilobitů a ostnokožců (CHLUPÁČ et al. 2002). Mineralogické složení *řevnických křemenců* i jejich textury jsou téměř shodné se *skaleckými křemenci*, až na průměrnou velikost zrn. Řevnické křemence jsou vcelku jemnozrnější².

Křemenné pískovce obsahují podle KRAFTA (1997) minimálně 90% úlomků tvořených křemenem. Velikostí klastů se podle HEJMANA (1981) řadí mezi zpevněné psamity³. Tmel bývá obvykle křemičitý, hojný je také karbonátový (kalcitový) a železitý (limonitový). Křemičitý tmel může postupně překrystalovat do té míry, že již nelze rozeznat, co byla klastická zrna křemene a co tmel.

¹ viz příl. 2

² velikost zrna < 0,1 mm

³ obsahují úlomky o velikosti 0,063–2,000 mm

Vznikají horniny, které označujeme *křemence* (KRAFT 1997). Právě touto horninou převážně je tvořen segment reliéfu na Radči, jenž byl objektem výzkumu předkládané práce. Křemence libeňského souvrství zde vyplňují jádro ploché synklinály, a protože jsou odolnější než podloží jílovité sedimenty, tvoří zalesněný hřbet přibližně V-Z směru.

Řevnické křemence jsou podle HAVLÍČKA (1982) bělošedé, deskovité až lavicovité, s proplásky jílovitých a písčitých břidlic. Vrstevní plochy řevnických křemenců jsou obvykle nerovné. Ze sedimentárních textur uvedl KUKAL (in HAVLÍČEK 1982) proudové stružky a doškovité shrnutí sedimentu, dále skluzové textury a čeřiny. Podle něj svědčí téměř rovnoběžné osy čeřin o vzniku v relativně větších hloubkách při určitém sklonu dna, kde proudy od pobřeží zachovávaly celkem stálý směr a vzniklé proudové čeřiny nebyly rozrušovány vlněním. Podle CHLUPÁČE et al. (2002) jsou řevnické křemence považovány za uloženiny široce rozplavovaných delt.

Používaly se jako šterkový a dlažební kámen, který se však poměrně rychle vyhlazuje a zaobluje hlavně na hranách a rozích a vznikají tak tzv. „kočičí hlavy“.

Křemence společně s křemennými pískovci jsou zastoupeny v České křídové pánvi, rovněž tvoří běžnou složku sedimentů permokarbonských pánví a v neposlední řadě jsou zastoupeny v ordovických uloženinách pražské pánve (KRAFT 1997).

Břidlice a křemence jsou obecně převládajícími horninami ordoviku a jsou doprovázené intenzivní vulkanickou činností. Křemence jsou také základním stavebním materiálem Hřebenů (SV Brdské vrchoviny). I z tohoto důvodu se nabízí řadit skupinu Radče a další útvary Rokycanska geologicky do Brd, kdy CÍLEK et al. (2011) například píší, že pro Brdy a Hřebeny jsou charakteristické malé skalky tvořené ordovickými křemenci (což odpovídá Radči) či kambriky slepenci (např. Žďár).

V tektonické kře Rumpálu a Radče docházelo podle CHLUPÁČE (1992) ve spodním ordoviku k ponořování ryolitových výlevů pod vodní hladinu. Na Bílé skále obsahuje třenické souvrství vložky laminovaných ryolitových tufů s ojedinělými vyrostlicemi křemene. V oblasti se nacházejí i horniny křivoklátsko rokycanského vulkanického komplexu ze svrchního kambria. Z pokryvných útvarů Barrandienu jsou mimo jiné zajímavé uloženiny mladších prvohor obsahující dříve těžená ložiska černého uhlí u Radnic.

Počátkem ordoviku tedy nastupuje mořská transgrese podél nově vzniklé příkopové lineární deprese JZ-SV směru, označované jako *pražská pánev*. Její západní část, Rokycansko, je jednou z několika charakteristických oblastí Barrandienu s vysokým výskytem významných geologických lokalit. Rozloha území odpovídá přibližně JZ konci pražské pánve Barrandienu od Mýta přes Rokycany a Plzeň až ke Starému Plzenci. Ordovická souvrství zde navíc obsahují v minulosti ekonomicky významná ložiska železných rud. Místy se zde vyskytují bohaté nálezy ordovických zkamenělin (MERGL a VOHRADSKÝ 2000). Z dalších konkrétních souvrství zmiňme například *šárecké* a *dobrotivské*, jejichž křemité a jílovité konkrece lze nalézt vpravo od silnice z Mýta do Těškova. Sedimentace pak podle CHLUPÁČE et al. (2002) plynule pokračuje až do středního *devonu*.

Koncem devonu se začínají sblížovat menší i větší litosférické desky a kry, jejichž následná kolize způsobila *variské vrásnění*, během něhož došlo opět k vrásnění a vyzdvižení usazených hornin a jejich následnému odnosu. Tato rozsáhlá horotvorná činnost, někdy též nazývána jako vrásnění *hercynské*, trvala podle CHLUPÁČE et al. (2002) cca před 380-300 miliony let (střední devon až svrchní karbon). Vzniklé pohoří od té doby prošlo výraznými změnami, bylo porušováno zlomy v zemské kůře a také snižováno účinky eroze, díky čemuž dnes vystupují na povrch jen jeho izolované zbytky (oddělované pokryvy mladších uloženin), tvořící dnes dle MENTLÍKA (2014) v podstatě „kořeny“ tohoto pohoří. Největším povrchovým zbytkem na území střední Evropy (s okrajovými částmi zasahujícími i do okolních států) je oblast zvaná jako *Český masív*.

CHLUPÁČ et al. (2002) je dělí do pěti hlavních oblastí. Zmiňme oblast moldanubickou (*moldanubikum*) a především pak oblast středočeskou neboli tepelsko-barrandienskou, někdy nazývanou jako *bohemikum* nebo *centralbohemikum*. Ta je blokem zemské kůry, který si podle MERGLA a VOHRADSKÉHO (2000) i přes postižení variským vrásněním zachoval většinu původních rysů. Přes svrchnoproterozoický, kadomsky zvrásněný podklad postupně transgredují kambrium a ordovik. Některá, zejména hraniční a hluboce založená zlomová pásma také sloužila jako přírodní dráhy intruzí variských hornin žulového typu (*granitoidů*).

Starší paleozoikum, tj. kambrium, ordovik, silur a devon, tvoří centrální část oblasti známé jako Barrandien, ve středních a západních Čechách vystupující na povrch zhruba mezi Prahou a Plzní. V mezihorských depresích také vznikaly říční a jezerní pánve¹. Ve svrchním *karbonu* se v okolí vytvořila soustava řek, jezer a močálů. Od *permu* se oblast stala opět místem eroze a snosu. Na krátkou dobu a naposledy vniklo moře v blízkosti území ve *druhohorách* během *křídý*. Druhohorní usazeniny zasahují však jen k Lánům. Tektonicky konsolidovaný podklad umožnil následně (např. při *alpinském vrásnění*) již jen oživení starých zlomů, podle kterých jednotlivé kry zemské kůry poklesly nebo byly naopak vyzdviženy. Na sklonku *třetihor* byl povrch oblasti zarovnan do paroviny s mělkými tvary bez větších skal. Mírnou modelací vodními toky byl postupně vytvářen základ současné vodní sítě. Usazeniny třetihorního stáří pokrývají na Křivoklátsku jen malé plochy. Jsou tu převážně žlutohnědé písky a štěrky s převládajícími křemeny, bulžňíky, a křemenci ve valounovém i pískovém materiálu, jakož i prachovité jíly. Jde o zbytky říčních a jezerních usazenin vzniklých za teplého subtropického podnebí (HAVLÍČEK 1974).

I když hlavní horotvorné pochody proběhly již v terciéru, přece je současný vzhled zemského povrchu z valné části výsledkem geomorfologických dějů probíhajících v kvartéru. Poslední geologická epocha je charakteristická působením exogenních sil těsně spjatých s výkyvy podnebí, kolísáním moře a v neposlední řadě zaledněním. Nástup dob ledových na počátku *čtvrtohor* byl poslední etapou ve vývoji reliéfu a geologické stavby oblasti. Konečný ráz krajiny dal říční fenomén s tvorbou terasových stupňů a hluboce zaříznutých říčních koryt a také projevy chladného periglaciálního klimatu. Mráz pronikavě ovlivňuje geomorfologické pochody, tvorbu půd i fyzikální procesy (MERGL a VOHRADSKÝ 2000).

Rozhodující vliv na utváření povrchu území, vývoj fauny i flóry měly výkyvy podnebí, opakující se v cyklickém sledu. Oblast sice dle LOŽKA (2007) nebyla nikdy zaledněná, ale změny podnebí se zde projevovaly velmi významně. Nacházela se v pásu leduprosté krajiny mezi ledovým štítem severní Evropy a zaledněnými Alpami. Změnou podnebí ve čtvrtohorách zesílila erozní činnost řek, které vytvořily hluboká údolí, v tvrdých horninách mnohde až skalnaté kaňony. Působením mrazu byl modelován relativně zarovnaný povrch

¹ např. Radnická – SV od Radče

a na mnoha místech byly obnaženy skalnaté výchozy. V nižších polohách se tvořily činnosti větru spraše a následně sprašové hlíny, na úpatí svahů vznikaly svahové hlíny až suťové uloženiny (LOŽEK 1973, 2007).

V teplých fázích bylo podnebí podobné jako dnes, glaciály provázal hluboký pokles teploty i značné výkyvy vlhkosti, během nichž se vytvářela specifická krajina.

V krajinném obraze dílem bezlesých vyšších pahorkatin a vrchovin se daleko výrazněji než dnes uplatňoval geologický podklad, který díky svému pestrému složení nabízel pozoruhodné scenérie např. ve vápencích Českého krasu, brdských křemenců a slepenců nebo i vulkanických hornin na Křivoklátsku (CÍLEK et al. 2011).

Kvartérní pokryv Křivoklátska je podle VORLA (2007) tvořen na plošinách eluvii podložních hornin, na svazích deluviálními hlínami, zahliněnými sutěmi až sutěmi, v údolí Berounky a jejích některých přítoků (Zbirožský potok, Rakovnický potok) jsou vyvinuty pravé spraše (HAVLÍČEK 1974). Morfologicky nápadné jsou říční terasové stupně řeky Berounky, tvořené naplavenými štěrky a písky. Zvláštností kvartérních sedimentů jsou holocenní pěnovce při některých pramenech vytékajících z kambrických vulkanitů (CHLUPÁČ 1992).

V průběhu čtvrtohor rozdělilo hluboké údolí Berounky Křivoklátskou vrchovinu na severní, levobřežní část – Lánskou pahorkatinu a jižní, pravobřežní - Zbirožskou vrchovinu. Obě tyto části území Křivoklátska se díky rozdílnému geologickému podkladu vyvíjely odlišně. Hluboce zařízlá údolí potoků a potůčků tvoří se skalnatými vrcholky kopců a táhlými hřbety relativně členitý reliéf Zbirožské vrchoviny. Území je díky své geologické různorodosti zajímavou oblastí dnešního Křivoklátska.

4 Analýza zdrojů a rozbor literatury

Předpokladem vyhotovení kvalitní práce je znalost dané lokality a také rozhled v daném tématu. Při vlastním terénním výzkumu pak je stěžejní držet se pravidel při aplikaci výzkumných metod na zájmové území. Proto byl ještě před začátkem zpracovávání předložené práce kladen velký důraz na studium literatury. Pro celkovou orientaci v tématu, pochopení základních vztahů v prostředí a také vymezení základních termínů a jejich správného užití bylo primárně užito pramenů zabývajících se obecnou geomorfologií (SUMMERFIELD 1991; DEMEK 1965, 1973, 1976, 1987). STRAHLER (2003) ve své knize věnoval jednu kapitolu zvětrávání a rozpadu hornin. Pojmenoval procesy oslabující soudržnost hornin a popsal vliv gravitace na vznik suťových forem, tudíž byla jeho práce, vedle obsáhlé knihy SUMMERFIELDA (1991) a také RŮŽIČKOVÉ et al. (2003), hlavní zdrojovou lexikální literaturou, určující užívanou terminologii. K pochopení a determinaci rychlých svahových pochodů přispěl také DIKAU (1996).

Neméně důležité bylo také studium jiných kvalifikačních prací, blízkých tématem či lokalizací výzkumu. Závěry z těchto prací jsou diskutovány s vlastními zjištěními a data jsou pokládána do vzájemného kontrastu. Užitečnost kvalifikačních prací nacházím také ve zjednodušeném popisu jednotlivých metod a abstrakci validních informací. Jmenovitě například CIMPELOVÁ (2009, 2011), KAPROVÁ (2013), STACKE (2008) nebo BOUDA (2011).

Bakalářská práce SEDLÁČKA, P. (2013), jež je vlastní práci blízká metodikou i lokalitou, sice není zdrojem jako takovým, nicméně průběh i výsledky této práce byly průběžně diskutovány a porovávány s výsledky vlastních výzkumů.

4.1 Metodická literatura

V rámci práce v terénu bylo užito několika metod. Tyto metody byly dříve, buďto samostatně nebo jako součást metodického postupu, již použity a popsány.

Články zabývající se metodikou výzkumu kamenných moří jsou většinou reportem o skutečných výzkumech, jež probíhaly v tuzemsku i v zahraničí. Studiu příkladů užití těchto metod na konkrétních oblastech, jež byly většinou publikovány v odborných periodikách, byl věnován značný čas před samotným zahájením terénních prací. Autoři článků

jmenovitě a jejich konkrétní předměty výzkumu jsou proto zmiňovány v části práce zabývající se přehledem dosavadních výzkumů¹.

Geomorfologickým mapováním se zabývá už DEMEK (1972) a dotkl se také problematiky typologie reliéfu. Problém geomorfologického mapování podrobně zpracoval MINÁR (1996), který zavedl pojem *elementární forma reliéfu*. Nedávno byla tato problematika popsána, již za užití nových technologií, také v článku MINÁRA a EVANSE (2006) a v disertační práci MENTLÍKA (2006). Vzor při vytváření jednoduché mapy protoform poskytl zejména CIMPELOVÁ (2009).

Pro práci s daty a přístroji GPS byly informace získávány přímo od jejich poskytovatelů (ČÚZK 2013, GARMIN 2012,...). Pro informace o zpracování dat a provádění analýz v prostředí GIS byl využíván program ArcGIS 10.2 (ESRI 2010). Použití GPS pro výzkum geomorfologie se pak věnuje například VOŽENÍLEK (2011).

Pochopení mechaniky na svahu pomohl článek FIRPA, GUGLIELMIN a QUEIROLA (2006), kteří zkoumali charakter pohybu úlomků po svahu pomocí makrogranulometrické analýzy. Diskutují zde i využití lichenometrie pro své výzkumy. Správné aplikaci a interpretaci makrogranulometrické analýzy pomohla také studie knihy HUBBARDA & GLASSERA 2005, jejímž cílem je podle autorů poskytnout praktický návod studentům i výzkumníkům, provádějícím geomorfologické výzkumy na glaciálních a postglaciálních formách. Důraz je kladen na terénní práce. Informace hodnotně doplnili RŮŽIČKOVÁ et al. (2003) a v neposlední řadě další články (WOLMAN 1954; MAJOR 1998; BUNTE & ABT 2001; ŠKARPICH, GALIA, HRADECKÝ A PEČ 2010,...).

WALKER (2005) popsal a zhodnotil de facto všechny způsoby datace kvartérních forem reliéfu a poskytl vodítko k jejich metodice. Všechny techniky ilustroval na příkladových studiích a jeho kniha je výborným manuálem pro současné výzkumy. Nicméně byla studována i další pojednání užívající konkrétní metody. Nejvíce informací poskytla studie lichenometrických výzkumů BESCHELA (1950), WINCHESTERA (1984), INNESE (1985) a také zajímavá studie z Indie (JOSHI, UPRETI, DAS A NAYAKA 2012).

¹ viz kap. 4.5

4.2 Regionální

Při psaní práce bylo užito mnohé regionálně – geomorfologické literatury zabývající se zkoumaným územím. Faktorů, ovlivňujících vývoj zdejšího reliéfu a jeho současný vzhled, je bohatá paleta a je nutno je hledat v procesech, probíhajících na území v širším kontextu. Pro jejich pochopení bylo nutno zkoumat řadu tištěných i elektronických zdrojů datujících reliéf (např. CHLUPÁČ 1992, KRAFT 1997, CHLUPÁČ et al. 2002).

Geologickou minulostí ať už Barrandienu, Křivoklátska či jiné úžeji vymezené oblasti, v níž se se lokalita zájmu nachází, se zabývalo několik odborníků, často v rámci konkrétního geologického období (např. ŠUF & PRANTL 1946, HAVLÍČEK 1982, MERGL & VOHRADSKÝ 2000). Hodnotné shrnutí a přehledné informace pak byly čerpány i z webových stránek SPRÁVY CHKO Křivoklátsko (2014).

Při práci v terénu bylo potřeba vlastní pozorování neustále porovnávat s mapovými podklady zájmové oblasti a jejich vysvětlivkami. Ať už se jednalo o mapy v papírové formě (HAVLÍČEK 1974, MAŠEK 1994, VOREL 2007, KOZÁK 2009), či ve formě digitální (ČGS 2013), jichž bylo také užito v prostředí GIS.

Dnes už nemůžeme s jistotou určit, do jaké míry na zkoumaném území reliéf ovlivňoval člověk. V oblasti však nesporně došlo ke změnám krajiny antropogenního původu. Lidské osídlení a zbytky zdejšího hradu bylo studováno z výstupů několika antropologů, kteří zde prováděli v minulosti prospekci. Především bylo čerpáno z historické knihy SEDLÁČKA, A. (1889), jehož dosud nepřekonané patnáctisvazkové dílo je nejobsáhlejším dostupným pramenem o středověkých pevnostech na našem území.

V neposlední řadě zmiňme také základní topografickou mapu ČR (ČÚZK 2014), která byla velmi nápomocna při orientaci v terénu a přinesla hodnotné poznatky při analýze oblasti.

4.3 Analýza reliéfu

Potřebné informace o reliéfu lze podle DEMKA (1987) získat jednak přímým výzkumem v terénu, ale také prostřednictvím map, fotografií, měřených údajů, tištěného slova a elektronické informace. V posledních letech se značně rozšiřují metody dálkového průzkumu Země (DPZ) pomocí snímků a zobrazení z letadel a družic.

Pro detailní slovní popis georeliéfu Radče bylo využito metody morfografické charakteristiky. Determinací charakteristik reliéfu a jejich specifikací na malé oblasti se zabývá např. DEMEK (1972) Pro jejich výpočet byla užita data poskytnutá ČÚZK (2013). Jedná se o výstupy z DMR, získané systémem LiDAR¹. Tato data byla využita také pro vymezení elementárních forem reliéfu. S jejich určováním pak pomohl např. atlas vydán RUBÍNEM, BALATKOU et al. (1986). Poznání kvartérních projevů pomohla studie LOŽKA (2007). Usazeniny datované do čtvrtohor podrobně popisuje také RŮŽIČKOVÁ et al. (2003).

4.4 Specifikace území z hlediska dalších fyzicko-geografických složek

Předpokladem pro možnost terénního výzkumu a dalších prací na vybraném území je komplexní poznání zdejší krajinné sféry, jejích složek a vazeb sledovaných jevů a procesů na lokální geosystémy (ve zkoumaném území). Obraz zdejší krajiny zdařile vykreslili např. CÍLEK et al. (2011). Doprovodná data o podnebí poskytly 3 různé mapové a tabulkové zdroje (VESECKÝ 1961, ZÍDEK 1961, TOLARZS 2007). Dále byly pro práci vybrány některé pedologické charakteristiky, pro něž byly zdrojem informací především půdní mapy (KOZÁK et al. 2009). Také cestovnímu ruchu zde musíme připsat jisté zásluhy na podobě krajiny. Oblast je významným turistickým regionem. O historii zdejší turistiky pojednává např. VODĚROVÁ (2011).

4.5 Přehled dosavadních výzkumů

Výzkumy, ať už publikované v odborných člancích či kvalifikačních pracích, můžeme rozdělit do dvou skupin. Jedná se o výzkumy v zájmové oblasti a výzkumy na kamenných mořích.

V oblasti Radče v minulosti neproběhly žádné významné výzkumy podobného charakteru. V okolí zájmového území se však nachází několik dalších vrchů, jež byly v posledních letech předmětem výzkumu několika kvalifikačních prací. Buližníkovými tvary se zabývají například bakalářské práce CIMPELOVÉ (2009) nebo KAPROVÉ (2013). Výsledky z jejích studií byly významné, jak pro geografickou blízkost oblastí, tak pro blízkost tématem.

¹ viz kap. 5.1

Práce se dotkly také užití ERT¹ profilování pro výzkum reliéfu a lokalizaci kamenných moří. Tuto metodu velmi dobře popisují mnohé odborné články (WARD 1990; GRIFFITHS & BARKER 1993; KNEISEL, HAUCK, MÜHLL 2000; MACHÁČEK 2001; SCHROTT & SASS 2008).

Kamenná moře jako taková jsou zkoumána již mnoho let, a to ať už z hlediska geomorfologického, tak i pro zajímavé charakteristiky, jež přesahují do mnoha subdisciplín geografie i biologie. Blokovaná pole nicméně většinou byla zkoumána z hlediska vzniku a vývoje. Za zmínku stojí výzkumy WHALLEYHO ve Skandinávii (1984).

Objevily se však i výzkumy týkající se sledování sutí z hlediska klimatického. Ze světa jmenujme například přes sto let starý výzkum BALCHA (1900), který studoval suťová pole pro jejich typické mikroklima. V tuzemsku se na klima kamenných moří zaměřil výzkum FIALOVÉ A POKORNÉHO (2012). Tématem blízká je také nedávná bakalářská práce BOUDY (2011), jejíž poznatky byly při vlastních výzkumech mnohdy přínosné.

Suťové pole zaujalo i několik biologů, kteří se zabývali například zdejší specifickou biotou. V Českém středohoří byly sledovány výskyty bezobratlých v těchto reliéfních formách (např. RŮŽIČKA 1996).

V posledních letech, zejména pak od devadesátých let minulého století, se frekvence výzkumů na kamenných mořích značně zvýšila. Můžeme konstatovat, že se tyto reliéfní struktury stále častěji objevují v hledáčku vysokého počtu vědců z různých oborů. Vlivem mrazu na reliéf a datací skalních forem se v současné době zabývají mezi jinými TRACZYK & MIGOŇ (2000, 2013), jejichž výzkum byl také ku pomoci při práci s digitálními daty.

V Česku se poslední výzkumy situovaly zejména do dvou lokalit. První je výše zmíněné České středohoří. Druhou oblastí je pak Šumava, kde se tematikou zabýval především MENTLÍK (2002, 2003, 2004, 2006). Články reportující jeho výzkumy a především jeho disertační práce poskytly manuál k metodám vlastního výzkumu. Všechny články publikované autorem i jeho kvalifikační práce v neposlední řadě poskytují návod pro celkový geomorfologický výzkum vybrané oblasti.

Dendrochronologii² a lichenometrii úspěšně zkombinovali ve svém výzkumu WINCHESTEROVÁ a HARRISON (2000), kteří těmito metodami datovali geomorfologické procesy v Chile. V Texasu zase tyto dvě metody porovnávají WILKERSON A SCHMID (2003).

¹ Vysvětlení jednotlivých metod viz kap. 5

² použití se předpokládá v rámci navazujících výzkumů

Také LANG et al. (1999) popisují několik metod pro datování událostí formujících reliéf. Jejich studie se zaměřila na svahové procesy v Německu. Olga N. Solomina (SOLOMINA et al. 2007), z Institutu geografie Ruské Akademie věd, v minulosti také spojila své jméno s odborníky na lichenometrii, pro výzkum v Peru.

Lichenometrii pro výzkum stáří obnaženého povrchu horniny používají výzkumníci již po mnoho let. Geomorfologické jevy začaly být touto metodou však zkoumány teprve v nedávné době, zhruba na přelomu tisíciletí. Například WINCHESTER A CHAUJAR (2002) se zabývali svahovými pochody v severním Walesu. Dva články v polském periodiku *Przyroda Sudetów* pak poskytly výbornou ilustraci toho, jak by měla vypadat publikovaná interpretace lichenometrického, ale i jiného bádání (KĘDZIA 2011, OWCZAREK & KASSA 2011). Tato technika je pro datování povrchu křemencových kamenů a bloků velmi užitečná. Původně byla vytvořena BESCHELEM (1950). Později se metoda rozšířila do mnoha zemí z celého světa (CARRARA & ANDREWS 1973, INNES 1985, JOMELLI et al. 2007). Výše zmínění většinou používali několik rodů, především mapovníky (*Rhizocarpon sp.*). BULL (1996) pak ve svém výzkumu zlomu San Andreas používal mezi třemi druhy také šálečky (*Lecidea sp.*)¹. Dnes můžeme články o výzkumech touto metodou sledovat také například z Indie (JOSHI, UPRETI, DAS & NAYAKA 2012). Jejich studie se (tak jako předkládaná práce) nezabývá jedním specifickým rodem lišejníků a není de facto praktickým výzkumem, avšak popsali zde vztah mezi velikostí a výskytem nebo absencí lišejníků na kamenech v různých lokalitách, kde zdokumentovali pohyb *úlomků* po svahu. Přínos jejich výzkumu pro vlastní práci je především v popisu metodologie této techniky a shrnutí předchozích výzkumů. Charakterizovali zde lichenometrické studie, aplikované pro paleoklimatické události, rekonstrukce a lidské artefakty. Čeští vědci dosud metodu opomíjejí a nebyla nalezena studie, která by se zabývala užitím této techniky ve zdejší oblasti.

Závěrem opět poukážme na výzkum SEDLÁČKA, P. (2014), jež probíhal současně s mými pracemi. Jeho lokalitou zájmu je vrch Žďár, JV od Rokycan (cca 10 km od Radče), tvořený převážně kambrickými slepenci. Bakalářskou práci popisující tyto výzkumy bych označil jako sesterskou této, jelikož mnohé metody byly použity shodně či obdobně a některé výzkumy probíhaly paralelně. Výsledky tedy byly přínosné pro diskuzi dosažených závěrů.

¹ o konkrétním použití rodů viz kap. 5.6.1

5 Metodika zpracování

Každému výzkumu by vždy mělo předcházet detailní poznání zájmového území. Po seznámení s výzkumným územím a jeho přesném vymezení můžeme teprve začít se samotným výzkumem.

Vzhledem k technickým možnostem vlastního výzkumu byly pro dosažení cílů na základě důkladné rešerše zdrojů zvoleny vhodné metody. Jejich popis je následně rozčleněn do několika podkapitol.

5.1 Analýza forem tvarů reliéfu, morfologie reliéfu

Geomorfologická analýza vychází ze základního předpokladu, že činnost geomorfologických procesů se přímo odráží ve tvarech georeliéfu. Jeho analýza tedy poskytuje vodítko k poznání těchto procesů v přítomnosti i minulosti (MENTLÍK 2006). Dnešní vzhled reliéfu je výsledkem dlouhého geomorfologického vývoje, během kterého na sebe nepřetržitě působily endogenní a exogenní síly (DEMEK 1987). Analýza těchto procesů vede k poznání geneze celého zkoumaného území, což je hlavním cílem geomorfologických výzkumů (DEMEK eds. 1972). Činností geomorfologických procesů vznikají geomorfologická individua. Tyto formy mají specifické atributy, většinou určené jejich morfologickými a morfometrickými charakteristikami, kterými se liší od okolního georeliéfu (MENTLÍK 2006). Pro holistické poznání těchto forem využíváme mapování a výzkum prostřednictvím *elementárních forem reliéfu* (MINÁR & EVANS 2006, MENTLÍK & NOVOTNÁ 2010). U každé *elementární formy* pak můžeme určit její vývoj. Elementární forma definovaná MINÁREM (1996) je na dané rozlišovací úrovni segmentem georeliéfu s homogenními geometrickými vlastnostmi a s předpoklady pro rovnoměrný průběh současných geomorfologických procesů.

Tyto elementární formy skládají tzv. *složené formy*, což jsou části georeliéfu tvořené z více elementárních forem utvářených v časové a příčinné následnosti v rámci jednoho geomorfosystému. Od okolí se složené formy liší způsobem vzniku (MINÁR 1996). Informační bázi, užívanou v rámci prostředí GmIS¹, jsou právě elementární formy reliéfu.

¹ viz kap. 5.2

Jen málokdy však bývá vznik i jednoduchých povrchových tvarů výsledkem činnosti jednoho pochodu. Zpravidla působí vždy soubory geomorfologických pochodů, zejména v závislosti na typu podnebí daného území. Na vývoj reliéfu měly tedy významný vliv změny klimatu, kdy se na našem území vystřídaly od druhohor různé typy podnebí (vlhké až suché, chladné až teplé). Vzhledem ke změnám podnebí v geologické minulosti tedy působily v jednotlivých obdobích na vývoj povrchu odlišné soubory reliéfových pochodů (DEMEK 1987).

V poslední době došlo k rozvoji nových metod pro výzkum forem reliéfu. Vlastní přímá terénní práce byla velmi zjednodušena metodami dálkového průzkumu země. V těchto metodách se v současné době ukrývá značný potenciál pro výzkum reliéfu, založený na tvorbě *digitálního modelu reliéfu*¹ a následném vymezení jeho forem.

LiDAR² je metoda dálkového průzkumu, vycházející z měření vzdálenosti na základě výpočtu rychlosti odraženého pulsu laserového paprsku od objektu (NOAA 2013). Letecká LiDARová data s vysokým rozlišením, přinášející přesné informace o topografii povrchu, jsou neocenitelným zdrojem dat pro geomorfologii, zvláště v místech, kde je tato data jinak velmi obtížné, či nemožné získat. V hornatém terénu, v důsledku husté lesního porostu a podrostu, nezřídka střední a malé reliéfní formy ujdou při mapování terénu pozornosti a ve výsledných topografických mapách, i přes jejich zdánlivě jemné měřítko, pak obvykle nejsou vůbec zaneseny (MIGON, KASPRZAK, TRACZYK 2013).

Zmíněný moderní způsob laserového zaměřování velmi přispěl k výzkumům v zájmovém území. Český úřad zeměměřičský a katastrální poskytl 9 listů DMR 4. generace³ (ČÚZK 2013). DMR 4G představuje zobrazení přirozeného nebo lidskou činností upraveného zemského povrchu. Je vytvářen a poskytován v digitálním tvaru, ve formě výšek diskrétních bodů v pravidelné síti (5 x 5 m) bodů o souřadnicích X, Y, H (kde H reprezentuje nadmořskou výšku), s úplnou střední chybou výšky 0,3 m v odkrytém terénu a 1 m v zalesněném terénu. Model vznikl z dat pořízených metodou leteckého laserového skenování výškopisu území České republiky v letech 2009 až 2013. DMR 4G je určen k analýzám terénních poměrů regionálního charakteru a rozsahu, např. při projektování

¹ dále jen DMR

² Light Detection And Ranging

³ dále jen DMR 4G

rozsáhlých dopravních a vodohospodářských záměrů, modelování přírodních jevů, apod. (ČÚZK 2013). Podobnými měřeními bylo v minulosti ve světě pověřeno několik institucí, většinou za účelem obohacení geografických informačních systémů a současně pomoc v půdním hospodářství (MIGOŇ, KASPRZAK, TRACZYK 2013). LiDARová data byla velkým přínosem pro poznání zájmového území. Pomohla při lokalizaci forem reliéfu v oblasti a především poskytla základ pro *morfometrickou charakteristiku*¹.

5.2 Tvorba GmIS a geomorfologické mapování

Další fází výzkumu bylo mapování, jež je důležitou součástí geomorfologické analýzy. Na jeho základě byla následně v programu ArcGIS (10.2) vytvořena jednoduchá mapa elementárních forem, kde byly dopňkově znázorněny skalní výchozy, kamenná moře a další vybrané formy². V terénu byla také pravidelně pořizována podrobná fotodokumentace, znázorňující aktuální stav geomorfologických tvarů na daném území a některé vybrané projevy svahových pochodů. Další zpracování výsledků probíhalo v prostředí GIS, konkrétně GmIS³. Podle MINÁRA A KUSANDOVÉ (1995) se jedná o přirozené prostředí pro ukládání výstupů výzkumu. GIS se v geomorfologické literatuře začínají objevovat v devadesátých letech DIKAU (1992). Tvorbou GmIS se ve svých pracích zabývá např. MINÁR (1996), MENTLÍK (2002, 2003, 2006), MINÁR A EVANS (2006), STACKE (2008), CIMPELOVÁ (2009), KAPROVÁ (2013). V případě této práce GmIS představuje integrující prvek. Jsou v něm shromažďovány výsledky terénního výzkumu a prováděny dílčí analýzy.

Přesnost celého procesu je kromě zkušeností mapujícího geomorfologa závislá na zdrojových datech – tedy vrstevnicové mapě a následně i DMR (STACKE 2008). Proto je výsledek dále upřesňován geomorfologickým GPS mapováním. Jeho metodikou se zabýval VOŽENÍLEK et al. (2001). Technologie GPS však byla vyvinuta a mnohokrát ověřena v rámci nesčetných případů tématického mapování. V geomorfologickém výzkumu proto není třeba, stejně jako u ostatních forem tématických mapování, hledat zvláštní specifika a je pouze nutné přizpůsobit postup prací použitému přístroji a dostupným datům (MENTLÍK 2006).

¹ viz kap. 5.3

² viz obr. 12

³ geomorfologický informační systém

Vodítko pro správné užití GPS přístroje poskytli především MENTLÍK (2014) a STACKE (2014). V jejich pracích (MENTLÍK 2006, STACKE 2008) a hlavně pak u CIMPELOVÉ (2009, 2011) je také konkrétněji popsána metodika, jíž jsem se řídil.

Po příchodu z terénu byla data přenesena do GIS, kde byla na jejich základě upravena vektorová témata. Výsledkem tohoto procesu byla konečná mapa elementárních forem reliéfu hřbetu Radče.

5.3 Morfometrie

Analýza morfometrických map je důležitou součástí poznávání georeliéfu. MENTLÍK (2006) uvádí několik morfometrických charakteristik (atributů) v rámci GmIS: plocha; minimální, maximální a průměrná nadmořská výška; sklon; orientace vůči světovým stranám; křivosti (horizontální, normálová); atd.

Práce s daty od ČÚZK (2013) probíhala následovně: nejprve byl vytvořen výřez vlastního území a data konvertována do formátu TIN¹. Tento způsob zobrazení DMR vychází z nepravidelné trojúhelníkové sítě, kdy je elementární geometrická plocha zemského povrchu reprezentována trojúhelníkem (VOŽENÍLEK 2001). TIN, jakožto rastrové téma, pak umožňuje následné zpracování v prostředí GIS. Pro oblast Radče byly na podkladě DMR v rozšíření programu ArcGIS (3D Analyst) vytvořeny mapy prostorového rozložení nadmořských výšek, sklonů svahů a orientace svahů vůči světovým stranám.

Mapa prostorového rozložení nadmořských výšek² byla vytvořena jako DMR daného území a následně byla reklasifikována pro možnost provádění analýz. Oblast byla rozdělena na 11 intervalů po 20 metrech – od 490 do 722 m n. m. (první interval zaujímá 30 metrů a poslední 22). Pro každý interval bylo následně spočteno zastoupení ploch v %. Výsledné zastoupení v intervalech je interpretováno v práci pomocí sloupcového grafu³. Podobným způsobem bylo postupováno i při tvorbě map sklonů i orientací svahů⁴. Při práci v prostředí GIS byl sledován postup, jak ho podrobněji popsali CIMPELOVÁ (2009, 2011), STACKE (2008) a KAPROVÁ (2013), většinou jen s menšími změnami vyplývajícími z užití nové verze ArcGIS 10.2.

¹ trojúhelníková nepravidelná síť – *Triangulated Irregular Network*

² obr. 9

³ graf 1

⁴ obr. 10 a 11

5.4 Geofyzikální metody

Metody geofyzikálního průzkumu jsou využívány pro výzkum forem reliéfu (v neposlední řadě i kamenných moří) a pro výzkum jejich vnitřní struktury, především pak mocnosti a rozsahu.

Oproti vrtnému průzkumu jsou tyto neinvazivní metody zpravidla rychlejší a méně náročné. Některé moderní metody jsou podle STACKEHO (2013) nadto schopny pronikat do hloubek, které již nejsou dostupné ruční vrtnou soupravou. To platí i pro metodu *elektrické odporové tomografie* (ERT¹), která byla užita v rámci předkládané práce.

5.4.1 ERT profilování

Významným prvkem určujícím podobu reliéfu je geologická stavba podloží. Právě *elektrická odporová tomografie*² pak podle TÁBOŘÍKA A PÁNKA (2010) často významně přispívá k pochopení situace pod zemským povrchem.

Metoda ERT je podle RIBOLINI et al. (2010) z používaných geofyzikálních metod jednou z nejspolehlivějších. WARD (1990) popsal ERT jako dvourozměrnou geofyzikální techniku mělkého podpovrchového průzkumu s vysokým stupněm rozlišení. Dle dělení podle MACHÁČKA (2001) patří mezi geoelektrické metody a je spolehlivou metodou pro měření mělké geologické stavby.

Základním principem jejího fungování je podle SCHROTTA & SASSE (2008) skutečnost, že různá prostředí (substrát různé zrnitosti, pevná hornina, voda, vzduch) mají různou elektrickou vodivost a tedy i různé měrné odpory.

Měření touto technikou je založeno na rozložení odporů pod zemským povrchem vypočteného pomocí elektrického potenciálu naměřeného mezi jednotlivými páry elektrod. Naměřená data jsou uváděna ve formě tzv. pseudosekcí, které představují předpokládané rozpětí odporů pod zemským povrchem (GRIFFITHS & BARKER 1993). Měření detekuje kontrastní podpovrchové objekty, jakými jsou například tektonické a litologické hranice, smykové plochy, dutiny, průběh zvodní či mocnost zvětralinové pláště (TÁBOŘÍK & PÁNEK 2010).

¹ *electrical resistance tomography*

² dále jen ERT

Kromě vlastní vodivosti materiálu, popř. příměsí zvyšujících elektrickou vodivost (např. vyšší obsah Fe), hraje významnou roli kompaktnost, resp. porušení skalních hornin. Čím více je hornina porušená (puklinami, klivázními plochami, mylonitizací, apod.), tím vyšší hodnoty měrného odporu (pouze však v suchém stavu) toto prostředí vykazuje. Naopak čím vyšší je nasycenost vodou, tím více hodnoty měrného odporu klesají. Voda je na rozdíl od vzduchu totiž dobrým vodičem. Při interpretaci výsledného inverzního modelu je proto potřeba tuto skutečnost zohlednit (TÁBOŘÍK & PÁNEK 2010).

KNEISEL, HAUCK A MÜHLL (2000) pak uvádějí, že hodnoty elektrického odporu v rozmezí 40 – 100 k Ω je možno interpretovat jako akumulace kamenných *bloků* s volnými vnitřními prostory. Někteří autoři posunují dolní hranici až na 20 k Ω (HAEBERLI & MÜHLL 1996). Tato skutečnost usnadňuje vlastní rozlišení *kamenného moře*. Právě oblasti s vysokým naměřeným odporem mohou odpovídat *kamenným akumulacím* s volnými vnitřními prostory. KNEISEL, HAUCK A MÜHLL (2000) však také upozorňují na problém výskytu ledu ve vnitřním prostoru mezi kamennými bloky. Hodnoty odporů těchto dvou typů prostředí jsou si blízké a mohou se prolínat. Mohlo by se tedy stát, že se nepodaří úlomky a led od sebe odlišit.

Z hlediska uživatele jsou přednosti ERT podle TÁBOŘÍKA a PÁNKA (2010) především v nedestruktivnosti a relativní nenáročnosti. KNEISEL et al. (2008) ERT považují za velice důležitou multifunkční metodu pro geomorfologické výzkumy. Tento rychlý a efektivní způsob mělkého podpovrchového průzkumu má velký potenciál pro geomorfologii v poslední době je hojně využíván ve světě i v ČR. Výsledky ERT analýzy poskytly hodnotné informace do prací CIMPELOVÉ (2009), BOUDY (2011) i KAPROVÉ (2013). Především však MENTLÍKA (2011) a STACKEHO (2013). Ten je s technikou dobře obeznámen a vlastní měření probíhalo pod jeho vedením, celkově podle metodiky detailněji popsané ve zmíněných pracích. Pro vlastní měření, prezentované v této práci bylo užito aparatury



Obrázek 7: Fotografie. ERT Profil pod svahem Radče.

zapůjčené Ústavem hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty UK v Praze. Koordinátorem prací byl zmíněný RNDr. Václav Stacke, Ph.D.

V oblasti vrchu Radče byl zaměřen jeden profil, pro jehož tvorbu byla získána data přímo v terénu. Trasa profilu byla nejdříve řádně připravena¹. Začátek profilu v blízkosti jižního okraje vrcholové plošiny. Profil byl dále veden přímo přes *akumulaci úlomků* (kde došlo k menším komplikacím s upevněním elektrod mezi jednotlivými kameny) a zakončen až v místě mírného svahu dostatečně vzdáleném od akumulací zóny. Měřicí metoda byla použita, podle TÁBOŘÍKA A PÁNKA (2010) obecně nejpoužívanější („Wenner-Schlumberger“) o uspořádání elektrod 252/4. Což znamená, že vzdálenost mezi první a poslední elektrodou, tedy celková délka profilu, byla 252 metrů. Dohromady bylo umístěno 64 elektrod (včetně první v bodě 0). Při práci v terénu byla pomocí přístroje Garmin Dakota 10 zaměřena trasa měřeného profilu tak, aby co nejlépe odpovídala rovné linii. Jednotlivé elektrody byly zatloukány v rozestupu 4 metrů a každá pozice řádně zaměřena.

Data byla měřena počítačem spojeným s aparaturou, přičemž nastavení elektrod pro různé konfigurace měření bylo řízeno systémem ARES. Zjištěné hodnoty byly následně vyhodnoceny a převedeny do 2D profilu. Interpretace tohoto dvourozměrného ERT profilu probíhala v režii doktora Stackeho, bezprostředně po vlastním terénním měření, tedy v lednu roku 2014. Pro zpracování výsledků je používán počítačový program, který naměřená data vyhodnocuje pomocí metody dvourozměrné inverze nejmenších čtverců o konstantním elektrickém odporu. Následně je vytvořen dvourozměrný model rozložení odporů pod zemským povrchem v ose profilu (TÁBOŘÍK & PÁNEK 2010). Vlastní model je vyhodnocen a závěry jsou interpretovány a diskutovány v analytické části práce.

5.5 Sedimentologické metody

Způsob jakým se formovala uloženina a také procesy, které ovlivňují její vývoj, lze identifikovat na základě různých sedimentologických charakteristik. Vychází se například z analýzy velikosti částic, charakteristik tvaru jednotlivých částic, vnitřní struktury *akumulace* či ze způsobu jakým jsou částice v akumulaci uloženy (HINCLIFFE et al. 1998).

¹ viz příl. 6

HARRIS & PRICK (2000) například na základě jejich sedimentologických výzkumů ze dvou velmi podobných lokalit usuzují, že v první oblasti panovalo stejné podnebí, jako je v současnosti na druhé z nich. Takto lze rekonstruovat procesy, které ovlivňovaly vývoj *akumulace* v dřívějších dobách.

Jak již bylo řečeno, jedním z cílů práce je zodpovězení otázky, zda ve zkoumané lokalitě stále dochází k aktivním svahovým procesům.

Pro řešení problematiky bylo zvoleno několik technik. Makrogranulometrická analýza byla první ze zvolených technik. Data o velikosti bloků hornin v akumulacích vhodně doplnila ostatní postupy. Podle ŠKARPICHA, GALII, HRADECKÉHO A PEČE (2010) dokonce mohou výsledky této analýzy být indikátory při případné volbě jiných výzkumných metod.

5.5.1 Makrogranulometrická analýza

Pro porovnání změn velikosti klastů v jednotlivých částech otevřených *akumulací úlomků* je vhodnou metodou právě makrogranulometrie. Zejména na svazích rozdíly ve velikostech a zaoblení mohou naznačit změnu intenzity procesu (způsobené výraznou událostí, např. zemětřesením) nebo změnu podmínek, kdy předpokládáme, že u odolných hornin větší hranáče odpadávaly v chladných obdobích pleistocénu (MENTLÍK 2014).

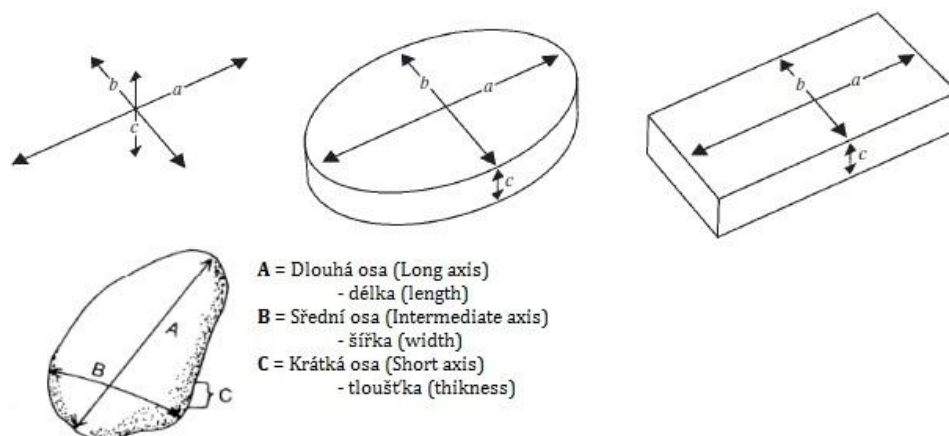
Makrogranulometrie je založena na analýze velikostí úlomků v oblasti, přičemž podle BUNTEHO a ABTA (2001) může být zkoumána pouze povrchová vrstva klastů o mocnosti jedné částice. Metodu dobře popsal již WOLMAN (1954) a s menšími zdokonaleními jí bylo použito i při vlastním výzkumu.

Vzorkování velikosti sestává z měření tří základních os vybraného počtu klastů systematicky zvolených na povrchu zkoumané formy. Informace o klástech lze podle ŠKARPICHA, GALII, HRADECKÉHO A PEČE (2010) získat pomocí tří základních postupů. Kromě měření v mřížce a moderního digitálně-fotografického sběru se jedná o *měření v linii*, jehož bylo užito i v předkládané práci. Jako profil byla tedy zvolena rovná linie se začátkem u základny skalní stěny a koncem na dolní hranici *kamenné akumulace*, o celkové délce 35 metrů.

Stěžejním předpokladem pro úspěch měření touto technikou je stanovení intervalu, v němž jsou vzorky vybírány. Nesmí dojít k subjektivnímu ovlivnění výběru samotným výzkumníkem, které by mohlo způsobit nespolehlivé výsledky.

WOLMAN (1954) navrhuje zájmovou oblast odkrokovat a celkový počet kroků podělit zamýšleným počtem vzorků. Podélný měrný profil byl vyznačen pásmem. Délka *suťového pole* (kamenného moře) na severním svahu vrchu Radče byla stanovena na 35 metrů. Bylo tedy přistoupeno ke změření 51 vzorků¹ v intervalech po 70 cm².

Náhodnosti výběru lze podle WOLMANA (1954) dosáhnout pouze takovým způsobem, že se výzkumník při sběru každého vzorku snaží nedívat na povrch, pouze nezaujatě vybere úlomek těsně pod špičkou jeho boty. Při vlastním výzkumu byl vybírán úlomek odpovídající předem určené hodnotě na stupnici pásma. U každého z jednapadesáti vzorků byla průhledným pravítkem změřena velikost ve třech základních osách. Pro srovnání naměřených parametrů bylo využito jednoho ze tří, podle ŠKARPICHA, GALII, HRADECKÉHO A PEČE (2010) nejdůležitějších indexů, konkrétně index velikosti klastu - Dn^3 . Ten se obvykle používá právě pro výzkumy, pro které je důležitější spíše objem či hmotnost, než pouhá délka střední (b) osy částic. Výsledné hodnoty tohoto ukazatele by pak nejlépe vypovídaly o správnosti výše zmíněné hypotézy o recentnosti svahových pochodů, a to pokud by zde byla patrná zvyšující se tendence Dn . Výpočet vychází ze vztahu: $Dn = (a*b*c)^{1/3}$, kde a , b , c jsou jednotlivé osy klastů (BUNTE & ABT 2001).



Obrázek 8: Schéma jednotlivých měřených os klastu (upraveno dle WOLMANA 1954 a HUBBARDA & GLASSERA 2005)

Data byla následně převedena do spojnicového grafu⁴, z něhož si lze vytvořit obraz o změnách velikosti úlomků s měnící se vzdáleností od paty skalní stěny.

¹ s prvním v bodě 0

² viz příl. 3

³ *nominal diameter*

⁴ viz graf 2

Graficky jsou prezentovány také další dvě důležité veličiny, představující orientaci (směr) a sklon klastu. Pokud totiž je prováděno takovéto měření *in situ* v rámci reliéfní formy, je nezbytné zmíněné faktory zohlednit. Vzájemný vztah těchto dvou hodnot může mít nemalou vypovídající hodnotu o vývoji zkoumané formy.

Oba faktory byly u každého vzorku měřeny pomocí geologického kompasu s přesností na 1°. Měření orientace probíhalo přiložením kompasu ke vzorku tak, aby byl orientován rovnoběžně s nejdelší (*a*) osou klastu, přičemž v podstatě se jedná o azimut této osy. Údaje ve stupních byly pro přehlednost převedeny do 8 intervalů podle orientace vůči světovým stranám.

Posledním faktorem vlastní analýzy je sklon částice¹. I tato veličina, vyjádřená sklonem *a* osy každého vzorku byla měřena pomocí geologického kompasu podobně jako orientace, kdy údaje ve stupních byly následně odečteny ze sklonoměru.

Růžicový diagram (*rose diagram*) je efektivním kruhovým histogramem, který byl zvolen pro shrnutí orientace klastů v intervalech po 10°. Orientace klastů je často vnímána jako obousměrná (např. SV-JZ) a bývá tak zanesena (zejména pro granulometrickou analýzu fluviálních sedimentů) do růžicového diagramu v hodnotách shodných v protilehlých kvadrantech (např. MAJOR 1998, MENTLÍK 2006). V tomto případě jsou růžicové diagramy středově souměrné. Předkládaná práce se však řídila metodikou podle FIRPA, GUGLIELMINA a QUEIROLA (2006), kteří chápou orientaci *a* osy vzhledem k jejímu sklonu, resp. horizontálnímu gradientu („*ponoru*“ = *plunge*) a v grafu zobrazují orientaci pouze v jednom směru, tedy ve směru sklonu dolů po svahu. Jejich způsob byl po zvážení zvolen, zejména pro čitelnost grafu². Další použitý kruhový histogram, *stereonet*, užívá stereografickou projekci a účinně demonstruje orientaci i sklon vzorků. Stereonety jsou podle HUBBARDA & GLASSERA 2005 velmi mocnou metodou pro zobrazení 3D dat z makrogranulometrické analýzy. Body se zobrazí na dolní hemisféru. Hodnota orientace *a* osy (0-360°) je zanesena po směru hodinových ručiček na okraji diagramu, zatímco hodnotu sklonu (0-90°) vyjadřuje vzdálenost bodu od okraje směrem ke středu grafu. Vzorky se stejným sklonem leží na soustředných kružnicích³.

¹ horizontální *gradient*, *plunge*

² viz graf 3

³ viz graf 4

Ke konstrukci obou diagramů byl zvolen program StereoStat (ROCKWARE 2014). Užití speciálního softwaru má kromě rychlejších a přesnějších výsledků například tu výhodu, že u stereonetu umožňuje zobrazení kontur, jež velmi dobře prezentují tendence v makrotextuře kamenného moře.

5.6 Biologické metody

Pokud je ve výzkumu vývoje reliéfních forem nemožné či obtížné použít absolutní metody datování, je možno použít místo toho metody relativního datování. Těch je také možné využít jako doprovodného prostředku či způsobu verifikace naměřených dat jinými metodami (např. radiokarbonovým datováním).

Tyto metody se podle WALKERA (2005) opírají o ukazatele, které se systematicky mění s věkem zkoumané formy. Ostatní faktory, mající vliv na tyto parametry, jakožto klima a horninový podklad, pak jsou považovány za téměř konstantní.

Princip této skupiny technik je založen na pravidelném ročním přidavku materiálu do sekvencí sedimentů, resp. organické tkáně (WALKER 2005), z toho pak vyplývá, že mnoho z nich se řadí do metod biologických. Kromě *lichenometrie* do skupiny dále WALKER (2005) řadí dendrochronologii¹, záznam ročního nárůstu vrstvy sedimentů (*varve chronology*), nárůst ledovcového ledu, krápníků a krasových útvarů (*speleometrii*) a také korálů a schránek měkkýšů. PINTER, KELLER a WEST (1994) uvádějí ve svém článku dokonce jedenáct různých metod výzkumu relativního datování.

5.6.1 Lichenometrie

Lichenometrie je většinou vnímána jako doplňující metoda k jiným standartním technikám. Poskytuje však nejen prostor pro ověření jiných, přesnějších metod, nýbrž i zvyšuje reliabilitu výzkumu. I oproti přesnějším metodám (radiokarbonové datování, apod.) lichenometrie disponuje jistými přednostmi. Výzkumníci se leckdy uchylují k této nenáročné metodě, především pokud vyžadují rychlost, jednoduchost a nízké nároky na technické prostředky. Tato technika může posloužit k rychlému srovnání relativního stáří kamenných povrchů.

¹ jejíž aplikace ve zkoumané lokalitě je předpokládána v budoucnu (viz kap. 7.2)

Potenciálu v pravidelném nárůstu terčů lišejníků si již v padesátých letech všiml německý botanik BESCHEL (1950) a na základě svých poznatků později vyvinul metodu lichenometrie pro výzkum vývoje rozsahu Alpských ledovců. Podle INNESE (1985) největší potenciál lichenometrie spočívá právě ve studii vývoje ledovcových morén, také sesuvů půdy a říčních usazenin. Úspěšně se však použila i pro dataci různých seismických pohybů (BULL 1996), dále pak k výzkumu vývoje řek, jezer a také poklesu hladiny moří¹.

Metoda je založena na měření průměrů několika rodů lišejníků, jež kolonizují kamenné povrchy. Podle WINCHESTERA (1984) existují tři základní metodologické přístupy. Základním je zmíněný BESCHELŮV (1950), jehož se v nepříliš změněné, avšak zdokonalené podobě v drtivé většině používá i dnes. Tento přístup byl vybrán i pro vlastní výzkum v předkládané práci. Metoda je založena na korelaci velikosti a věku největšího jedince na jednom skalním povrchu. Další dva přístupy, jež se vyvinuly v posledních letech, jsou pak založeny na velikosti a četnosti výskytu celé populace. Nevýhodou těchto přístupů je náročnost na počet vzorků a jejich nepřesnosti jsou způsobeny především konkurencí jednotlivých lišejníků.

LOCK, ANDREWS a WEBBER (1979) sepsali 34 druhů lišejníků, jež byly užity pro účely metody. Mezi hojně používané rody patří i *mapovníky* (*Rhizocarpon* sp.²) a *šálečky* (*Lecidea* sp.). Jedná se o rody lišejníků (symbiotický organismus vzniklý spojením houby a zelené řasy), patřící do skupiny s korovitou stélkou (*thallus*). Stélky obou rodů jsou velmi podobné, světle zelené až žlutozelené barvy. Podle ANTONÍNA (2006) jsou stélky mapovníku vyklenuté a nahloučené, s hranatými až okrouhlými, plochými až mírně vyklenutými plodnicemi bez výrazného okraje, která mají hnědavé až olivově hnědé výtrusné rouško. Oba druhy navíc rostou na podobných (na srážky bohatých) stanovištích, zejména na křemičitých skalách, kamenech a sutích. Lišejníky s korovitou stélkou jsou podle JOMELLI ET AL. (2007) nadto přežívají i v drsných klimatických podmínkách. Mapovníky se dožívají i několika tisíců let a oba zmíněné rody se rozrůstají přibližně do kruhového tvaru. Konečně, jejich barva je snadno rozeznatelná na křemičitých horninách.

Metodika terénního měření obvykle spočívá ve dvou základních krocích: Určení vztahu mezi průměrem stélky kolonizující povrch a časem, po který je povrch obnažen.

¹ o konkrétních člancích viz kap. 3.1

² viz příl. 4

Druhým krokem je aplikace této funkce na jiné povrchy, jejichž stáří je neznámé. Pro zajištění validity metody JOMELLI et al. (2007) navrhli pečlivý srovnávací design s dobře definovatelnými kritérii, který se aplikuje na obě zmíněné skupiny vzorků.

Velikost největšího lišejníku na povrchu podle LANGA et al. (1999) vypovídá o době, jež uběhla od jeho obnažení. Abychom dobu rozpadu skalní stěny mohli změřit co nejpřesněji, je nutné vybírat pro výzkum místa, kde se mohl lišejník neomezeně rozrůstat. Podle WINCHESTERA (1984) pak existují dva způsoby stanovení růstové křivky. Přímá metoda spočívá v pravidelném měření lišejníků po určených časových intervalech, z čehož se pak snadno stanoví tempo růstu v konkrétní oblasti. Metoda je však časově velmi náročná a vyžaduje několikaletou studii. Účelné hodnoty je také možno získat pomocí vztažení těchto čísel k objektu známého stáří. V krajině je mnoho takových objektů (chrámy, silnice, přehrady, plošiny, pomníky, staré budovy, archeologické struktury apod.), které mohou posloužit jako zdroj pro stanovení růstového tempa. Zde pak mluvíme o nepřímé metodě. Pro ověřování různých metod měření se jeví ideálními objekty kamenné náhrobky. Náhrobní kameny představují perfektní zkušební prostor, jelikož většinou známe jejich přesné stáří. Po změření průměru lišejníků na povrchu náhrobků se pak můžeme pokusit vymodelovat růstovou křivku pro daný rod v konkrétní, omezené oblasti.

Hřbitov u vesnice Těškov, cca 2,5 km od lokality výzkumu, se tudíž nabízel k získání dat pro tvorbu *kalibrační lichenometrické křivky*. Původním záměrem bylo vytvořit růstovou křivku pro *Rhizocarpon sp.* a následně ji aplikovat ve zkoumané lokalitě. Osa největší pozorované stélky lišejníku byla v únoru roku 2014 změřena na 29 převážně granitových náhrobcích, jež se jevily jako vhodné (kritériem byl povrch dostatečné velikosti). K měření dostatečně posloužilo pružné, průhledné pravítko¹. Tvorba křivky proběhla následovně: výsledky byly zaneseny do grafu, ve kterém byl průměr stélky vztažen k času. Data o vzorcích známé velikosti i věku se v grafu promítly jako body a těmi byla proložena regresní křivka. Později bylo bohužel zjištěno, že měřené stélky zřejmě náleží k rodu *Lecidea sp.*, proto bylo využití této růstové křivky odloženo do budoucna².

Vytvořená křivka byla nicméně alespoň vložena na konec práce (viz příloha 10).

¹ viz příl. 5

² viz kap. 7.2

Následně se přistoupilo k terénnímu lichenometrickému výzkumu. Pro snadný přístup, nenáročnost prostředí a čitelnou velikost vzorků bylo, jako vhodný povrch pro studii stélek, vybráno několik lokalit přímo na stěnách hlavního skalního výchozu nad kamenným mořem a také menších výchozů a větších kamenných útvarů v okolí či přímo uvnitř akumulací. Celkem bylo pozorováno 24 lokalit se shluky lišejníků, jejichž pozice byla zaměřena. Lokality byly také fotograficky dokumentovány, což umožnilo následnou interpretaci výsledků po zjištění, že byly vzorkovány stélky obou zmíněných rodů (*Rhizocarpon sp.*, *Lecidea sp.*). U největší stélky byl *in vivo* změřen a zaznamenán průměr v milimetrech. Tyto hodnoty jsou zaneseny do schématu, kde je u každého čísla uveden i předpokládaný, určený rod.

I za absence použitelné kalibrační křivky, potažmo informace o přeném stáří lišejníků mohla být následně stanovena hypotéza relativního stáří obnaženého povrchu horniny na jednotlivých lokalitách. Na základě srovnávací studie růstového tempa, prezentované v článku ARMSTRONGA a BRADWELLA (2010) bylo pracováno s předpokladem, že *Lecidea sp.* roste zhruba 4x rychleji než *Rhizocarpon sp.* Tento odhad je nicméně velmi přibližný a nemusí nutně plně platit v podmínkách zkoumané oblasti. Výsledky, které jsou schématicky a slovně interpretovány v analytické části je proto nutno brát se značnou rezervou. Nedostatkům vlastní metodiky a srovnání s dalšími metodami je pak věnována část diskuze¹.

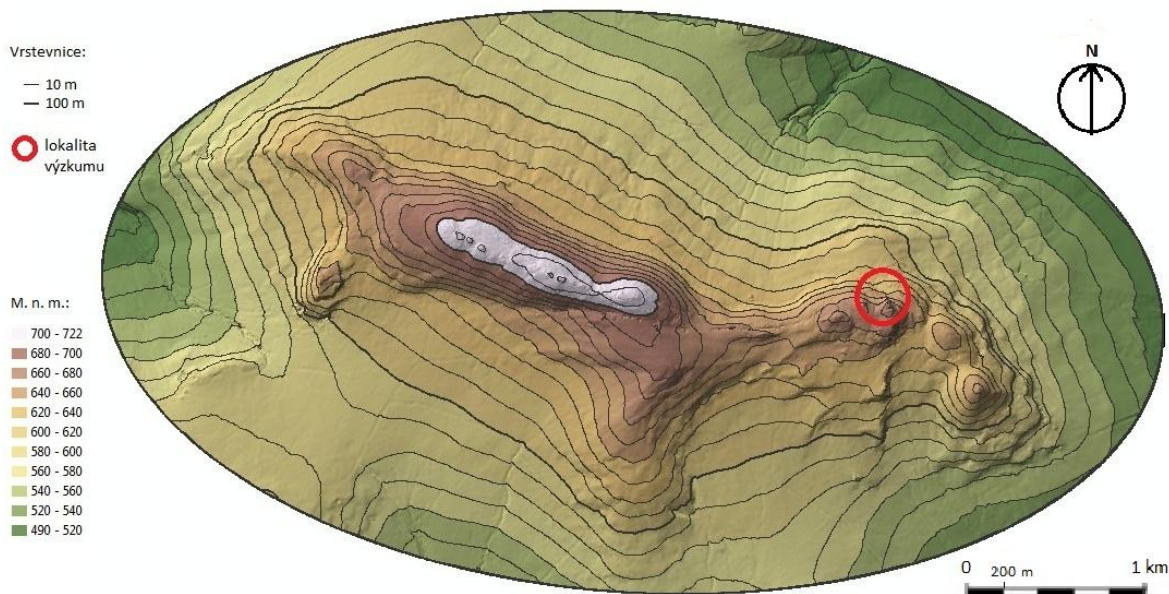
¹ viz kap. 7.2

6 Analytická část

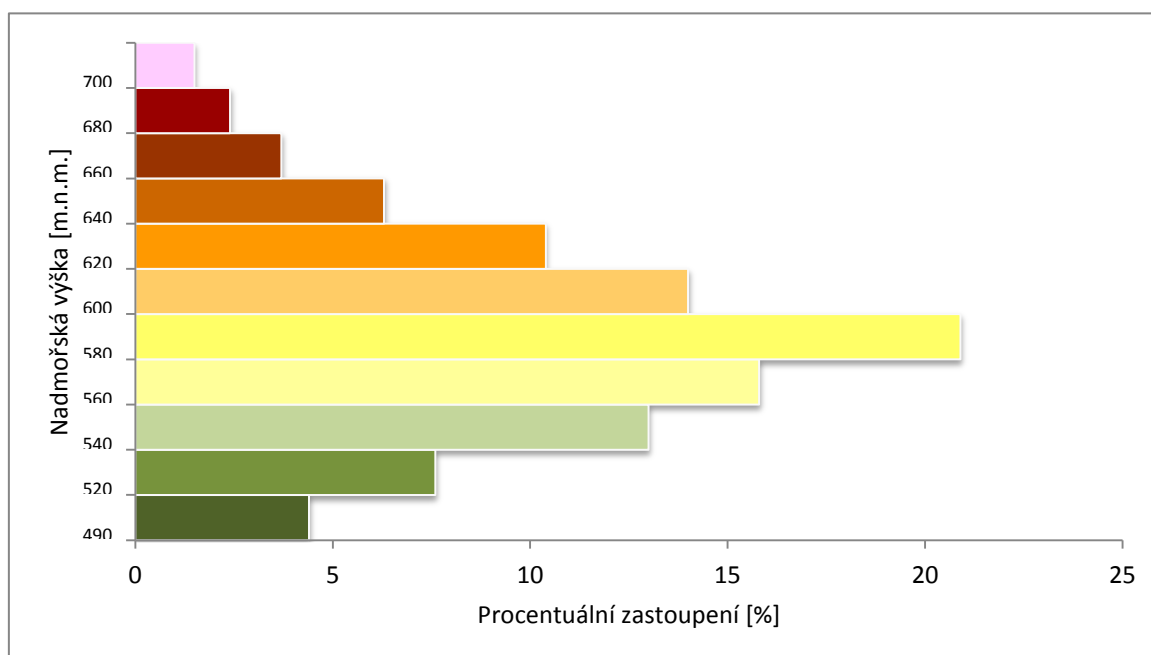
6.1 Morfometrie

Zájmové území bylo pro morfometrickou charakteristiku vymezeno tak, aby byl zahrnut celý hřbet Radče. Analýza byla prováděna v programu ArcGIS na základě DMR 4G¹.

Území má tvar elipsy. Široké je cca 2,75 km a dlouhé 5 km. Plocha území je 10,8 km².



Obrázek 9: Nadmořské výšky v oblasti zájmu (vlastní zpracování 2014 v programu ArcGIS 10.2)

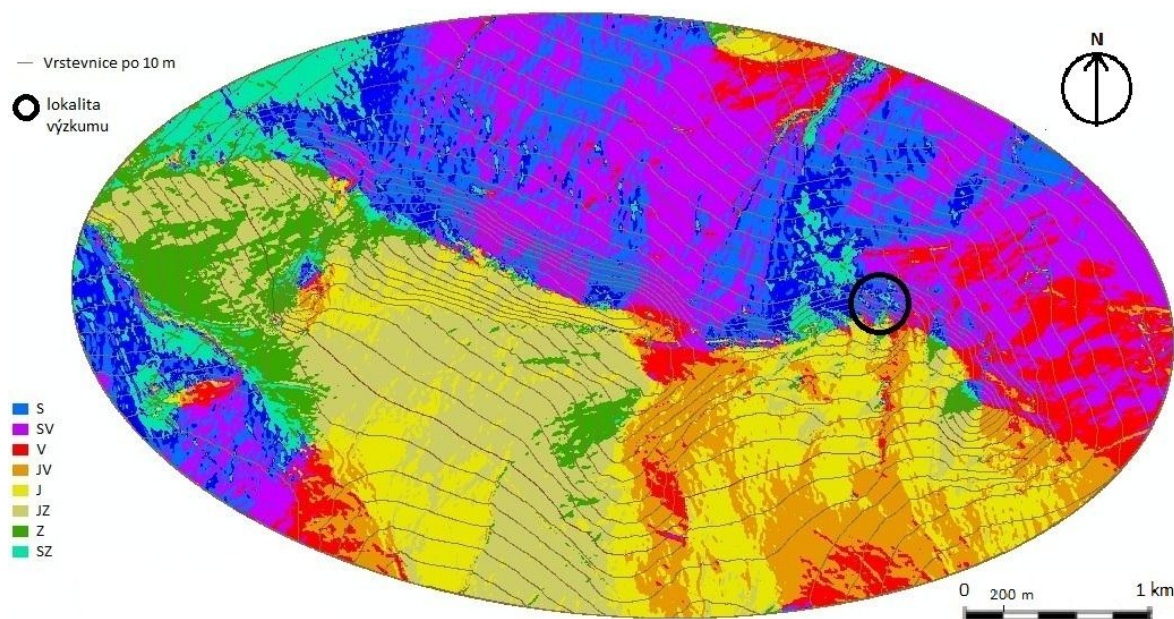


Graf 1: Rozložení nadmořských výšek oblasti zájmu (vlastní zpracování 2014)

¹ viz kap. 4.3

Rozdíl nadmořských výšek nejvýše (722 m n. m.) a nejniže (490 m n. m.) položeného bodu je 232 m. Nejvyšším bodem je přirozeně vrchol Radče¹, nejnižší bod se nachází na severním okraji oblasti, v místě kde území opouští bezejmený přítok potoka Koželužka (povodí Zbirožského potoka). Na obrázku 9 je dobře patrný hlavní hřbet i některé morfoskulptury (např. skalní stěny). Z intervalů v grafu 1 výrazně převažuje střední interval (580 – 600), jehož nadmořské výšky jsou v oblasti zastoupeny nejvýrazněji. Zastoupení se pak v jednotlivých intervalech pravidelně zmenšuje se stoupající i klesající nadmořskou výškou.

Toto vyplývá ze skutečnosti, že hřbet Radče, na kterém se vyskytují vyšší nadmořské výšky, je relativně úzký, obklopený plošinami dominantních nadmořských výšek. Může se jednat o relikty starších zarovnaných povrchů (MENTLÍK 2014). Nejnižší nadmořské výšky připadají na údolí potoků, které tyto relikty prořezávají.

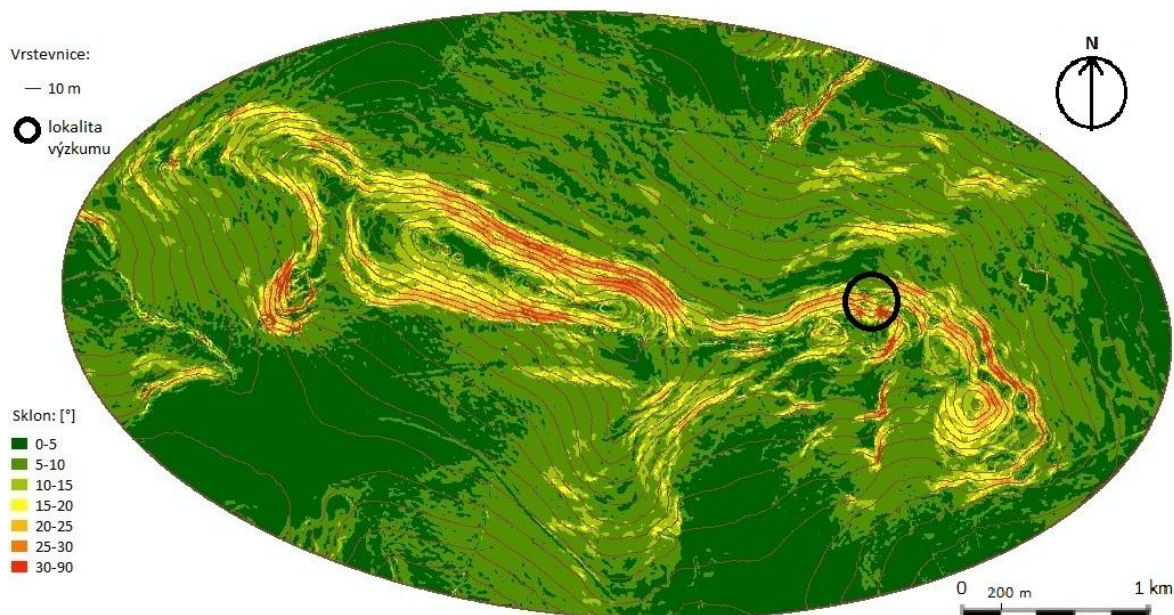


Obrázek 10: Orientace svahů vůči světovým stranám v oblasti zájmu (vlastní zpracování 2014 v programu ArcGIS 10.2)

Více než pětina svahů v oblasti je orientována vůči severovýchodu. Druhé nejvyšší zastoupení pak vykazují severní svahy (18 %). Jižních a JZ svahů je také nadprůměrné množství (shodně 16 %). JV svahů je už méně (10 %) a východních ještě méně (8 %). Vůči západu a SZ pak jsou svahy v oblasti orientovány minimálně (shodně 6 %).

¹ viz kap. 3.1

Takové rozložení je vysvětlitelné pozicí a tvarem hřbetu, jehož hlavní část se táhne pod azimutem zhruba 106°. Dominantní severovýchodní orientaci respektuje také většina příkrých svahů v oblasti. Konkrétní, dále studovaný svah s kamennými akumulacemi je pak obrácen k severo-severo-východu.



Obrázek 11: Sklony svahů v oblasti zájmu (vlastní zpracování 2014 v programu ArcGIS 10.2)

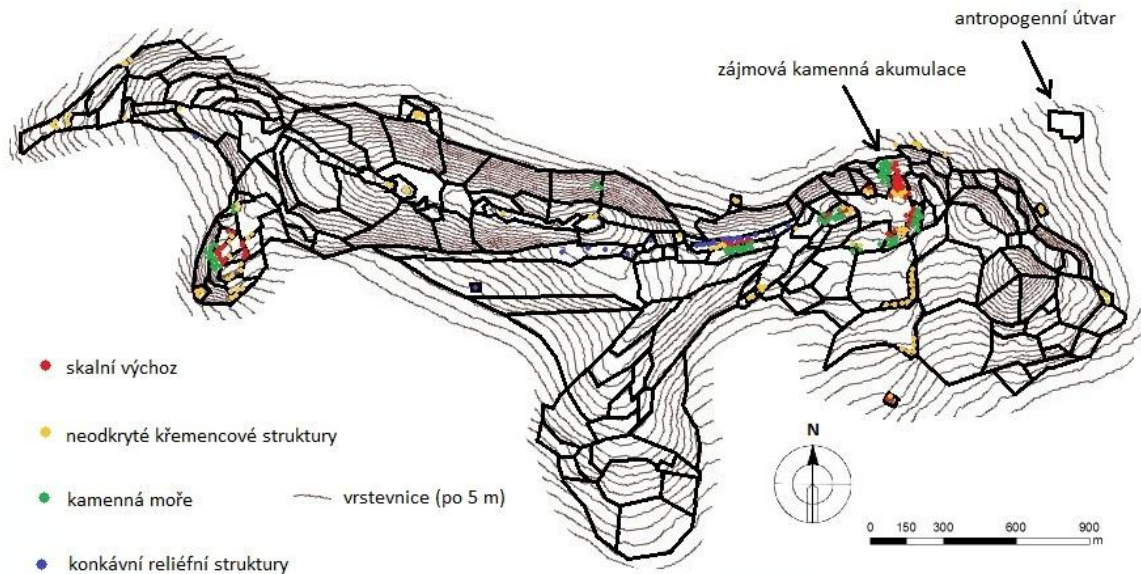
Celkově pohlíženo, není počet velmi strmých svahů v oblasti nijak významný. Nejvíce zastoupeno je zde svahů v intervalu 5-10° (47 %), obecně v území převládá *značně skloněných ploch* (5-15°), kterých je přes polovinu. Více než třetinu plochy území pak zaujímají *rovinné* (0-2°) nebo *mírně skloněné plochy* (2-5°), jež tvoří první interval. *Příkře skloněných ploch* (15-25°) je zde pak dohromady asi 7 %.

Zbýlá dvě procenta zaujímají *velmi příkře skloněné plochy* (25-35°), *srázy* (35-55°) a *stěny* (55-90°). Na obrázku jsou červenou barvou a velmi dobře ilustrují strukturu hřbetu Radče (klasifikace dle DEMKA 1972). Kolmých nebo takřka kolmých skalních stěn je v oblasti minimum. Jedna z nich byla také součástí dalších výzkumů. Stěna má dokonce tvar převisu¹. Zkoumaný svah s kamennými akumulacemi, pod skalní stěnou², má v nejpříkřejší části sklon cca 30°, což je zhruba hodnota, kolem níž se pohybují nejstrmější svahy v oblasti.

¹ viz obr. 2

² v obr. 9 – 11 kolečkem

6.2 Mapování



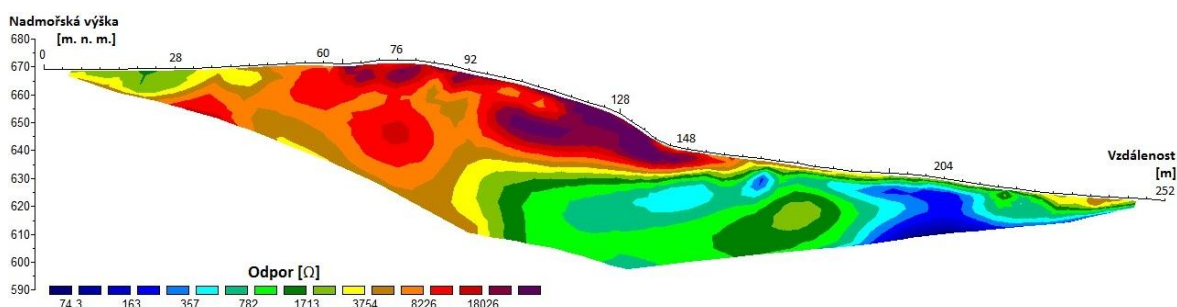
Obrázek 12: Mapa elementárních forem reliéfu na hřbetu Radče se zvýrazněnými pozorovanými formami (vlastní zpracování na podkladě ČÚZK 2013 - DMR 4G , ČÚZK 2014 - ZABAGED a terénního GPS mapování)

Pro zjednodušení čtení mapy v ní bylo zvýrazněno několik vybraných forem. Jedná se o skalní sruby či kamenné akumulace, ať už otevřené či již pokryté zeminou a vegetací. Modře jsou v území vyznačeny výrazné konkávní struktury představující projev stupňovitě se rozpadající struktury. Z reliéfu také vyčnívá několik skalních výchozů. Odolný křemenec zde pravděpodobně nasedá na méně odolné horniny, vystupuje z okolního měkčího podloží a vytváří pozorovatelné lavice. V oblasti je také několik *kamenných moří*. Ojedinele byla pozorována i kamenná moře *autochtonní*. Většina *akumulací* však má nad sebou zdrojovou skalní stěnu, jedná se tedy o kamenná moře *alochtonní* a na jejich vzniku se podílela především gravitace. Nejzajímavější a zřejmě také nejdynamičtější reliéfní formy byly pozorovány na dvou lokalitách. První z nich je Bílá skála¹, druhé bylo zkoumáno v předložené práci.

Poslední výraznou formou, na níž bych chtěl upozornit, je fotbalové hřiště u Lhoty pod Radčem, na mapě označené jako antropogenní tvar.

¹ JZ zakončení vedlejšího hřbitku

6.3 ERT profilování



Obrázek 13: ERT profil zájmového území

Profil pro ERT analýzu byl veden tak, aby co nejlépe postihl analyzované *kamenné akumulace*. Proto byl také ponechán dostatečný přesah na obou koncích této formy, aby byla náležitě postihnuta její hloubka. Profil byl tažen v délce 252 metrů a orientován tak, aby byl nalezen kompromis mezi co nejpřímější linií, která by zároveň kopírovala spádnicí analyzovaného svahu. Oblasti s vysokým naměřeným odporem (na obrázku fialovou barvou) odpovídají kamenným akumulacím s volnými vnitřními prostory¹.

Nejvyšší naměřené hodnoty se pohybovaly okolo 20 kΩ. Velikost odporu je pak přímo úměrná velikosti kamenných bloků, resp. velikosti vzduchových kapes mezi nimi. Kolem vzdálenosti 130 metrů od nulového bodu profilu pak můžeme pozorovat nejvyšší hodnoty. To je zřejmě dáno výskytem větších kamenných bloků, nacházejících se v nižších částech studovaného svahu, bezprostředně pod analyzovaným kamenným mořem. Velké úlomky, byť místy pokryté vegetací mezi sebou pod zemí pravděpodobně vytvářejí velké prostory. Právě vzduch vyplňující mezery v suťovém nekoherentním materiálu způsobuje podle GRIFFITHSE a BARKERA (1993) vysokou rezistivitu podloží.

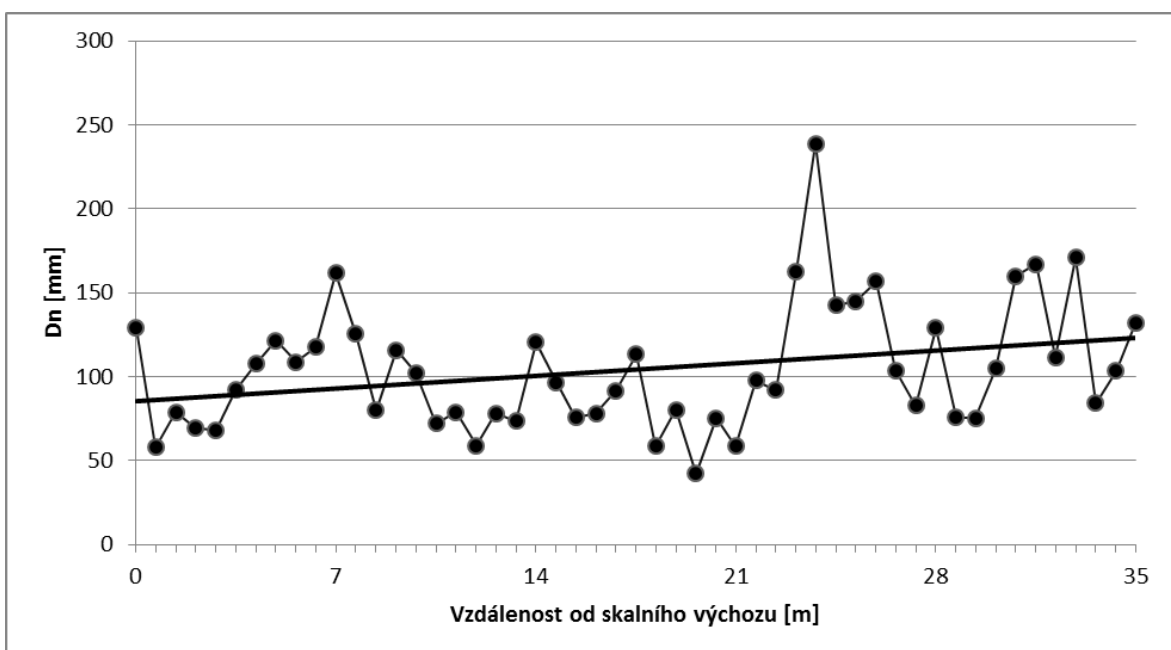
Vlastní kamenná akumulace se nachází zhruba od 92. m profilu ke zmíněným větším blokům. Jeho délka je cca. 35 m. Velmi zajímavá je předpokládaná mocnost této formy, která jde na základě studia profilu odhadnout na 10 m. Dále je patrná zdrojová oblast této formy, tedy skalní výchoz. Výsledky ERT korespondují s geologickou strukturou. Odolné skalní podloží, jež se v profilu projevuje jako vysokoodporová horizontální struktura, končí pod svahem, před 160. m profilu. Dále se nachází oblast pravděpodobně tvořená méně odolným materiálem (nejspíše břidlicemi), umožňující růst vegetace včetně

¹ viz kap. 5.4.1

vzrostlých stromů. Je zajímavé, že i zde se nacházejí ojedinělé bloky, které sem tedy nepochybně doputovaly pomocí geliflukce.

Od začátku zhruba do 50. metru profilu je také patrná vrcholová plošina, jež díky svému rovinatému charakteru terénu umožnila také usazení slabé vrstvy materiálu, vhodného pro růst stromů.

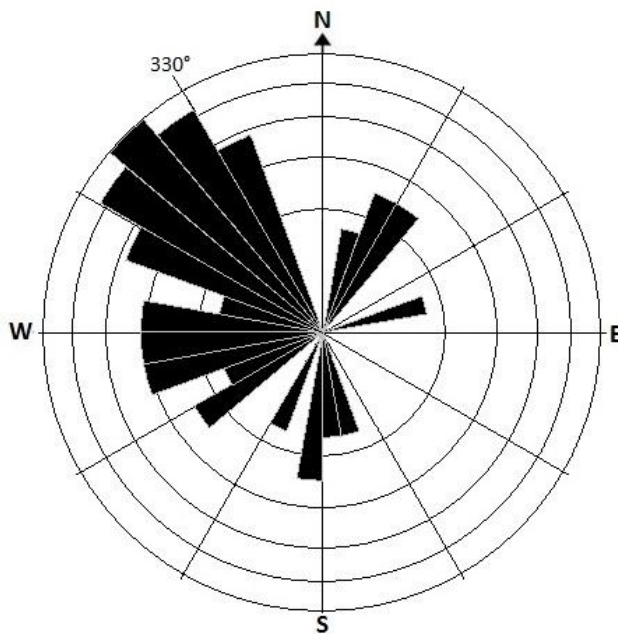
6.4 Makrogranulometrie



Graf 2: Hodnota indexu velikosti jednotlivých klastů v závislosti na vertikální pozici na svahu

Spojnicový graf 2 představuje velikosti (resp. *index velikosti*¹) jednotlivých úlomků, měřených za účelem makrogranulometrické analýzy. Průměrná velikost vzorku byla něco přes 10 cm (104,34 mm). *Dn* nejmenšího vzorku byl 42 mm a naopak největší blok měl téměř 238 mm. Částice tedy můžeme nazývat bloky, WOLMANN (1954) stanovil svrchní hraniční hodnotu *Dn* bloků na 256 mm. Grafem byla také proložena regresní přímka, aby byl dobře patrný zjištěný vzrůstající trend. Jeho příčiny a další interpretace výsledků, jsou v závěrečné kapitole blíže popsány a diskutovány.

¹ viz kap. 4.4.2



Graf 3: Růžicový diagram četnosti orientace α osy klastů v podélném profilu se zanesenou orientací spádnice svahu (vlastní zpracování v programu StereoStat, ROCKWARE 2014)

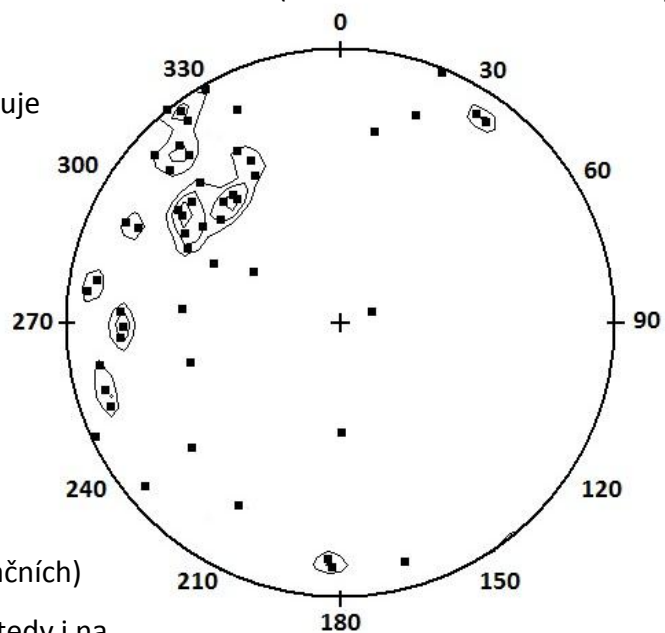
Graf 4, resp. *stereonet*¹ pak prezentuje

orientaci i sklon vzorků. Průměrná hodnota sklonu vzorků činí 24,4°.

To je také zhruba hodnota sklonu zkoumaného svahu. Podobnost těchto hodnot, vedle zmíněné preferované orientace, vypovídá podle Růžičkové et al. (2003)

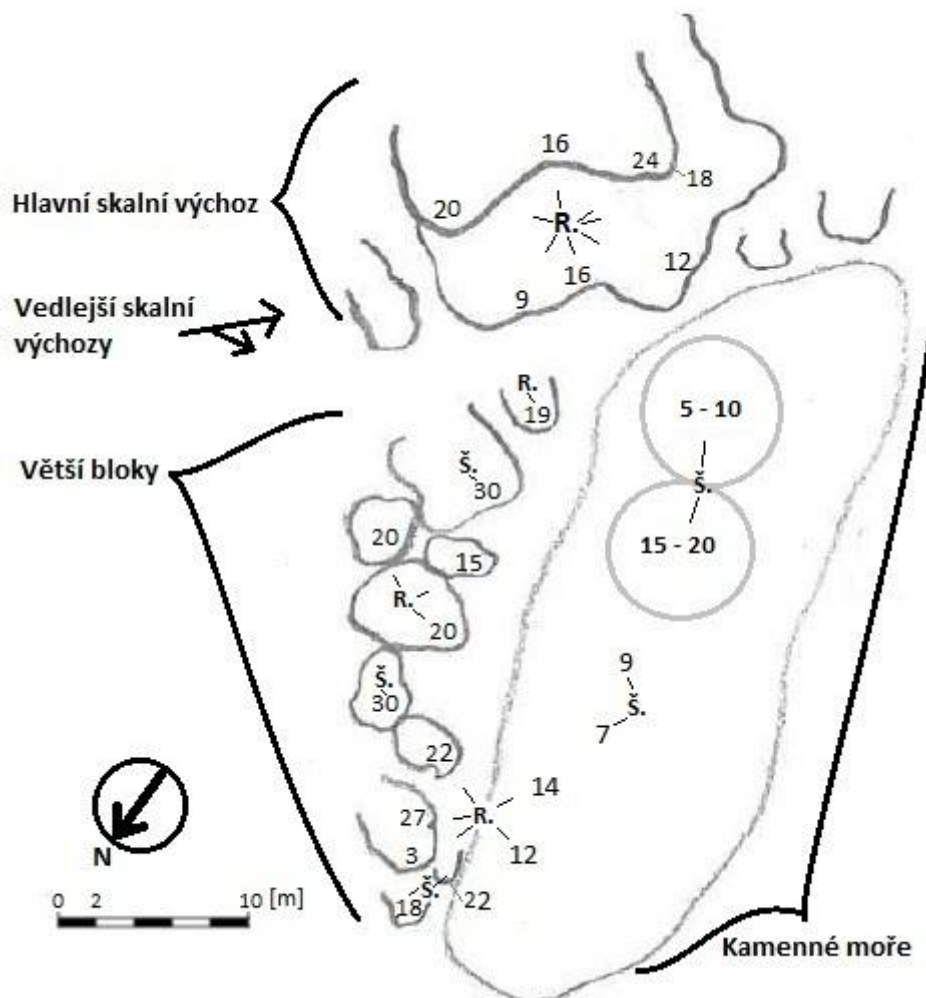
o spolupodílu transportních (gravitačních) procesů na pohyb těchto úlomků a tedy i na vývoj svrchní vrstvy zájmové formy. Kdyby byly klasty uspořádány chaoticky, jednalo by se o pravé *autochtonní* kamenné moře, v celé své mocnosti tvořené úlomky, vzniklými *in situ*, a to včetně svrchní vrstvy.

V grafu 3 jsou dobře patrné dominantní směry, k nimž jsou ve své hlavní ose úlomky orientovány. MAJOR (1998) pozoroval, že částice strmě ukloněné (30 - 90°) mají větší sklon k utváření lineární, souběžné orientace v nejdelší ose. Hodnota azimutu orientace úlomků v nejdelší ose se nejčastěji pohybovala kolem 310-320°. Protážené bloky jsou tedy evidentně uloženy téměř paralelně se spádnicí (330°). Bloky jsou převážně ploché a mají tvar velmi podobný kvádru (což značně usnadnilo měření).



Graf 4: Stereonet sklonu a orientace (vlastní zpracování v programu StereoStat, ROCKWARE 2014)

6.5 Lichenometrie



Obrázek 14: Schéma zájmového území s pozicemi pozorovaných a měřených lišejníků *Rhizocarpon sp.* (R.) a *Lecidea sp.*, rodu šálečky (Š.), číslo představuje průměr největší stélky [v mm] (vlastní zpracování 2014)

I přes nevelký počet nalezených jedinců, 22 konkrétních lokalit plus dvě širší oblasti poskytly zajímavé poznatky o vývoji zdejších shluků kamenných bloků. Přímo v kamenném moři nebylo nalezeno mnoho lišejníků, jež by se daly *in vivo* vzorkovat, nicméně v nejvyšší části byla zaznamenána oblast se zástupci rodu šálečky o průměru mezi 5-10 mm. Podobně v oblasti o něco níže po svahu (15-20 mm)¹. Dále byly vzorkovány vždy největší nalezené stélky v pozorovaném shluku lišejníků, kterých tedy bylo celkem 22. Přímo v kamenné akumulaci, v nižších polohách byly pozorovány 4 kolonie. Výše se jednalo o *Lecidea sp.* (7 a 9 mm), níže pak o *Rhizocarpon sp.* (12 a 14 mm).

¹ přibližný rozsah obou oblastí je v obr. 14 znázorněn kružnicemi

Tato data by moha hypoteticky vést k závěrům, že nižší část akumulace je relativně staršího původu než části výše na svahu.

Zmíněné větší bloky a vedlejší skalní výchozy, lokalizované východně podél zájmových akumulací, poskytly bohatý prostor pro lichenometrické vzorkování. Byly zde vzorkovány zástupci obou rodů. Čísla se velmi lišila, od nejmenších mapovníků (3 mm) až po největší pozorované lišejníky vůbec, šálečky o průměru 30 mm, které byly pozorovány na dvou lokalitách.

O nepravidelnosti pohybu klastů po zkoumané lokalitě, tak jako o dalších závěrech hovořím v závěrečné kapitole¹. K pádu pravděpodobně dochází během celého roku a po jednotlivých kusech. O tom svědčí i některá konkrétní čísla, kdy například na jediné stěně byly výše pozorovány mapovníky o průměru 27 mm, kdežto níže na téže stěně měly stélky téhož rodu velikost pouhé 3 mm². V této skupině byly zastoupeny nejmenší pozorované lišejníky zkoumaného území. Na základě těchto nízkých hodnot je prokázáno, že tedy nejen skalní výchozy, ale i samotné jejich dříve odštěpené části, tedy větší či menší kamenné bloky, i v současné době podléhají rozpadu.

Skalní stěna hlavního výchozu, bezprostředně nad zájmovou formou, jež považuji za její dominantní zdroj materiálu, je prostorem s nejlépe patrnými stélkami *Rhizocarpon sp.*. Zde změřená čísla hovoří o chaotickém rozpadu skalního srubu, kdy k opadávání úlomků dochází neorganizovaně, pravděpodobně po jednotlivých kusech. Ve spodní části, u paty skalní stěny byly vzorkovány kolonie mapovníků o průměru 9, 12 a 16 mm. Vrchní část výchozu, nacházející se nad plošinou na skále, velmi hojně navštěvovanou turisty, byla jistě značně ovlivněna jejich činností. Nicméně obecně můžeme konstatovat, že je relativně staršího původu než část spodní. Zdejší stélky mapovníků mají ve svém průměru 16, 18, 20 a 24 mm.

¹ viz kap. 6

² viz příl. 7

7 Shrnutí dosažených výsledků

Hlavní cíl práce, tedy přispění k poznání geomorfologie hřbetu Radče, byl splněn, byť samozřejmě nikoli beze zbytku. Podoba reliéfu celé oblasti byla zkoumána pomocí morfometrické charakteristiky a také díky vytyčení elementárních forem, jež zde byly zmapovány, společně s většinou skalních výchozů i kamenných moří.

Při obcházení oblasti zájmu byly pohledem pozorovány dobře patrné dva sklony svahu a hranice mezi nimi, tedy okraj výstupu strukturního křemencového hřbetu. Tato hranice, kde dochází k náhlé změně sklonu svahu z 20-30° na téměř rovinu, se vyskytuje kolem téměř celého hřbetu¹. Data z ERT analýzy potvrdila, že v tomto místě se odolné skalní podloží zřejmě noří do okolní měkčí břidlice.

Analýza DMR i vlastní terénní mapování pak podpořily hypotézu vzniku a vývoje samotného hřbetu, jak je odborníky popsána v geologické minulosti. V rámci těchto studií a na podkladě elementárních forem se pak povedlo zmapovat skalní sruby v oblasti, také kamenné akumulace, ať už otevřené či zarostlé, a výrazné konkávní reliéfní struktury. Ty jsou sice zřejmě antropogenního původu, některé z nich by však teoreticky mohly souviset s geologickou stavbou, jelikož se nachází převážně v ose předpokládané pukliny, jež je součástí struktur, které podmiňují morfologii reliéfu Radče. Ten je patrně ovlivněn vlastnostmi hornin a staršími tektonickými pochody. Podle MENTLIKA (2014) by se v zájmovém území mohl uplatňovat rozpad masivu podél puklin (*tilting*). V centrální části hlavního hřbetu se také nachází výrazná podlouhlá reliéfní struktura².

Většina kamenných moří v oblasti má nad sebou svou „zdrojovou“ skalní stěnu, kromě několika vzácných výskytů *kamenných moří autochtonních*, jejichž existence by teoreticky mohla vypovídat o projevech periglaciálních procesů v oblasti. Ani na první pohled alochtonní kamenné akumulace, jichž byla většina, však nebyla tohoto procesu ušetřena. I když nelze popřít existenci vztahu mezi skalními výchozy a kamennými moři, míru vlivu jednotlivých procesů by si zasloužilo zkoumat u každého jednoho kamenného moře v oblasti. Předkládaná práce si tedy následně dala za cíl analýzu vzniku a vývoje alespoň jedné z nich, tedy té konkrétní akumulace, nacházející se na severním svahu vrchu Radče. Závěry pak shrnuje následující podkapitola.

¹ viz příl. 8

² viz příl. 9

7.1 Hypotéza vývoje kamenných akumulací na severním svahu vrchu Radče

Objektem dalších výzkumů pro účely předkládané práce bylo kamenné moře pod skalním výchozem, místem bývalého hradu na Radči¹. Oproti jiným kamenným mořím není svým rozsahem nijak výjimečné. Na délku má cca 35 metrů a na šířku různě kolem 12-15 metrů. Zaujímá tedy rozsah kolem 450 m². Pomocí ERT profilování byla zjištěna jeho mocnost, a odhadnuta na cca 10 m.

Nad touto formou se nachází zdrojová skalní stěna, jež se jeví být hlavním zdrojem materiálu a ve svrchní vrstvě tomu tak pravděpodobně i je. Nicméně jak již bylo zmíněno v rámci interpretace dat z makrogranulometrické analýzy², vedle formy se nachází několik vedlejších skalních výchozů, či větších kamenných bloků, které se sami o sobě také rozpadají a zřejmě tak poskytují materiál pro tvorbu *kamenného moře* (minimálně v jejich bezprostřední blízkosti). Dalším předmětem diskuzí by pak mohly být bloky hluboko pod povrchem, jež mohly teoreticky vzniknout i bez vlivu svahových pochodů.

Jak velký vliv má tedy gravitační proces na zájmové kamenné moře? V současné době nepochybně zásadní a i lichenometrická, ERT, ale především makrogranulometrická analýza ukazují, že skála, vystavená zvětrávání, skutečně podléhá *opadávání úlomků*. Ve svrchní části akumulace (v blízkosti povrchu a na něm) úlomky nepochybně podléhaly a stále podléhají transportním procesům. Potvrzení existence těchto procesů ve zkoumané lokalitě mohou být podloženy několika důkazy.

Na základě lichenometrických výsledků vyslovuji hypotézu, že k obnažení nejstarších povrchů na severním svahu vrchu Radče došlo vzhledem k celému geomorfologickému vývoji hřbetu Radče relativně nedávno. Naopak k obnažení nejmladších povrchů došlo patrně před dobou v řádu dní, nejvýše týdnů. Během lichenometrického výzkumu jsem dokonce jednou sluchem zaznamenal samovolný pád úlomků. Skalní stěny jsou na mnoha místech opravdu tak rozpukané, že by stačila jen drobná síla k oddělení jejich částí.

Další výsledky jen potvrzují tuto domněnku, že tedy k opadávání úlomků dochází stále. A to zřejmě v rozmezí týdnů a měsíců. Nepochází zde pravděpodobně k výrazným pravidelným, organizovaným větším pohybům *hranáčů*. WHALLEY (1984) píše, že na vzniku

¹ viz obr. 1

² viz kap. 5.4

skalního řízení se podílí i mrazové tříštění hornin vlivem regelačních cyklů. Skalní řízení je údajně nejintenzivnější právě ve dnech po rozmrznutí skalní stěny. Rozpukání a následný rozpad horniny jistě bude o něco rapidnější po období, kdy teplota nejčastěji přechází přes 0° (v daných podmínkách = zimní období). Domnívám se, že k uvolnění klastů a jejich pohybu po svahu dochází nepravidelně, jak je popisováno v části věnované lichenometrickému výzkumu. Lze konstatovat, že výzkum potvrdil hypotézu o současném vývoji akumulace. Měření poskytlo nepřímé důkazy o *opadávání úlomků* v lokalitě.

Také makrogranulometrická analýza poskytla důkazy o probíhajících pochodech v lokalitě. Zjištěné údaje o orientaci a sklonu hlavní osy klastů vzhledem ke spádnici svahu považuji za důkaz transportu oddělených úlomků ve zkoumané lokalitě. Uložení částic, jakýsi vzorec v orientaci (*trend*) vzorků, podle MAJORA (1998) „preferovaná“ orientace částic, je charakteristikou transportních procesů, jako jsou například svahové pochody. Pokud většina částic preferuje ve své nejdelší ose určitou orientaci, můžeme pak dokonce mluvit o tzv. „*clast fabric*“ (MAJOR 1998), tedy *paralelní uspořádanosti* v textuře zkoumaného materiálu. Na základě studie *uspořádanosti* můžeme zodpovědět otázku, zda se úlomky pohybovaly organizovaně nebo jednotlivě. Změna se však může projevit i v závislosti na další charakteristice, sklonu klastů (horizontální *gradient*, *plunge*). Tyto charakteristiky tedy vypovídají o dynamice povrchu vlastní formy. Na základě výsledků se předpokládá, že k opadávání úlomků dochází jednotlivě. Jejich pád a pohyb po povrchu akumulace, až jejich zachycení v pravidelném směru svědčí o postupném uvolňování úlomků podobné velikosti a jejich transportu po podobných trajektoriích.

V neposlední řadě zmiňme také gravitační třídění, jehož vliv je z výsledků patrný. Suťové akumulace jsou, podle FIRPA, GUGLIELMINA a QUEIROLA (2006), na rozdíl od *autochtonních blokových polí* (vzniklých většinou *in situ*), charakteristické gravitační selekcí, se zvyšující se hodnotou velikosti směrem dolů po svahu. MENTLÍK (2013) vyslovil hypotézu, že za předpokladu recentních procesů na kamenném moři by se ve vrchní části nacházely menší, čerstvé úlomky horniny a průměrná velikost by rostla s nižší vertikální pozicí na svahu. Důkladné prověření této hypotézy by vyžadovalo více profilů, nicméně v grafu 2 je díky regresní přímce dobře patrný vzrůstající trend ve velikosti částic, akumulace tedy je gravitačně tříděná a vyvíjí se v současnosti.

Ve svrchní vrstvě zkoumané akumulace bloků byl prokázán alochtonní původ, to ovšem neznamená, že tomu tak je i v jejích hlubších vrstvách, vzniklých dříve. Z mnoha studií a výzkumů je známo, že s rostoucí průměrnou teplotou, způsobenou teplejším podnebím, dochází ke štěpení na úlomky menších velikostí. Na druhou stranu ERT profilování neprokázalo vzrůstající hodnoty odporu do hloubky. Pro vyslovení konkrétních závěrů vývoje akumulace v celé její mocnosti by bylo potřeba provést komplexnější, hloubkovou analýzu.

Dále se domnívám, že větší křemencové bloky východněji pod hlavním skalním výchozem, vznikly jeho rozpadem dříve než zkoumaná akumulace sutí (lichenometrické analýza prokázala relativně starší povrchy). Mechanickému zvětrávání stále podléhá celé okolí zkoumané lokality, včetně skalního srubu, vedlejších výchozů, větších bloků i samotných úlomků uvnitř kamenného moře.

Původní velký křemencový blok je nyní rozdělen, tak jak byl v průběhu historie štěpen do úlomků různých velikostí. Větší bloky, vystupující nyní na povrch pak podléhají svahovým pochodům, které podmiňují dynamiku oblasti zájmu.

WHALLEY (1984) se také zmiňuje, že jedním z iniciačních faktorů rozpadu navíc mohou být i přirozené či umělé seismické otřesy (např. v blízkosti lomů). Ve velkém lomu „Kněžský vrch“ asi 700 m od Těškova se těží svrchnokambrické ryolity, dříve označované jako křemenné porfyry¹ a vliv této skutečnosti na průběh horninových procesů v oblasti je možný.

7.2 Diskuze

Cílem práce je také porovnání vlastních výstupů s výstupy prací blízkých ať už lokalitou či tematikou. Ve výsledcích a dosažených závěrech pak byly rozpoznány jisté zajímavé odlišnosti. Co se morfometrie týče, bylo pro tvorbu DMR, na jehož základě byla analýza prováděna, v této práci poprvé plně využito LiDARových dat². Díky tomu bylo možno získat přesnější výstupy. Dříve se k těmto účelům užívalo zejména podélných profilů, zaměřovaných přímo v terénu. Kromě zdokonalení techniky se však výsledná charakteristika příliš neliší například od prací CIMPELOVÉ (2009) nebo STACKEHO (2008),

¹ O horninách v oblasti viz kap. 2.2.4

² viz kap. 4.1

kteří postihli zhodnocením nadmořské výšky, orientace a sklonu svahů také celé, i když menší, území.

Dále byly porovnávány mapy elementárních forem reliéfu. Práce CIMPELOVÉ (2009) zmapovala dvě oblasti s výchozy buližníků na Plzeňsku. V případě Baby je pozorovatelná výrazná odlišnost v morfologii reliéfu. Ten je sice také strukturně podmíněný, nýbrž na jeho modelaci se podle CIMPELOVÉ (2009) výrazně podílely fluviální procesy.

Na Radči je vliv vodních toků naopak minimální. Na výstupech morfometrických analýz¹ jsou patrné celkem tři malé potoky a to na severním, západním a jižním okraji území. CIMPELOVÁ (2009) prezentuje ve své práci také míru vlivu fosilních periglaciálních procesů na morfogenezi reliéfu. Hovoří o větší intenzitě působení těchto pochodů na svazích orientovaných k severu, což se pak projeví v jejich větší členitosti. Tento jev lze dobře pozorovat i na hřbetu Radče².

Zdejší polygenetický reliéf se také v kontrastu se zmíněnou prací ale také například s mapou elementárních forem, jež za účelem své práce vytvořil STACKE (2008), liší také tím, že se, i po přihlédnutí k větší rozloze území, jeví jako více rozčleněný. To může být dáno tím, že na Slunečné (STACKE 2008), ale i na Babě (CIMPELOVÁ 2009) se na současné podobě reliéfu podílelo méně procesů, v popředí právě se zmíněným vlivem vodních toků, majících zásadní vliv na dnešní podobu krajiny. Podoba hřbetu Radče je naopak výsledkem mnoha procesů. Vlivem tektonických pochodů se z dávných usazenin konstruoval strukturní hřbet, který poté podléhal celé řadě exogenních činitelů, které působí s různou intenzitou dodnes. U vlastní zkoumané formy byl sice dokázán výrazný vliv gravitace na její současnou podobu, zároveň je však patrná její genetická spojitost se skalním podložím. Pravděpodobně se tedy jedná o tzv. *konstrukční formu*, jak ji definoval MENTLÍK (2006). Vznik nezpevněných sedimentů je zde vázán na periglaciální a svahové procesy, jejichž intenzita je však ovlivňována morfometrickými, klimatickými (resp. mikroklimatickými) a hydrologickými podmínkami.

Uvedené odhady jsou formulovány na základě porovnání map pouhým pohledem. Podložené důkazy by mohla případně poskytnout přesnější diferenciací forem. Mapování je v předkládané práci chápáno pouze jako nezbytná součást samotného výzkumu

¹ obr. 9-11

² viz kap. 5.2, obr. 12

a proto nebylo prováděno v takovém detailu, jako je na menších územích prováděli STACKE (2008), KAPROVÁ (2013), ale i CIMPELOVÁ (2009). Budoucí potenciál výzkumů je v rozčlenění kamenných moří dle hustoty bloků, dále případně taxonomickém zařazení jednotlivých částí zdejšího reliéfu a vyjádření míry jednotlivých vlivů na jejich genezi. Různé druhy skalních výchozů je možné typologicky zařadit a sledovat jejich vztah s akumulacemi úlomků, jimž jsou zpravidla, ovšem nikoli bez výjimky, zdrojovým materiálem.

Použití lichenometrické analýzy má obecně velké rezervy a její aplikace na zkoumané území vykazuje jisté nedostatky. Předkládaná práce přináší vzhled do aplikace této metody tam, kde ještě nebyla použita. S tím často bývají problémy. Vzorkování stélek bylo přinejmenším problémové. Vlivem nedostatečné biologické znalosti, zkušenosti a především absence přesného určení odborníkem (event. lichenologem) nemůže být chybné zařazení lišejníku vyloučeno. Tato pochybnost je brána na vědomí (měření budou v budoucnu podléhat kontrole), a proto nelze výsledky dále interpretovat. Kalibrační křivka ze hřbitova vytvořená za pomoci *Lecidea sp.* nakonec nebyla v předkládané práci vlivem zmíněných nedostatků použita. Jedná se však o dobrý příslib pro další práci (do budoucna ji bude možné využít pro odhad absolutního stáří povrchů). Výsledky by se pak mohly dále vyhodnocovat v tom smyslu, že šálečka roste asi 4x rychleji než mapovník¹. Použití šálečky pro odhad stáří i pro plochy s mapovníkem jsou tedy zajímavou možností budoucího výzkumu. Jedná se o podobné rody s korovitou stélkou, kde určování „do druhu“ bude nutné v dalších výzkumech doplnit a tím zvýšit relevanci výsledků pro datování. Interpretace však vyžaduje přesné určení a srovnání rychlosti růstu obou rodů, k čemuž v předkládaném výzkumu nebyly prostředky.

Lichenometrii lze podle WINCHESTERA (1984) užít i k absolutnímu datování obnažených povrchů. Získání absolutních údajů je nicméně těžko dosažitelný, a to především kvůli růstovým podmínkám, které se v různých oblastech mohou velmi lišit.

Tato metoda není tedy určena pro stanovení přesného data, při němž došlo k obnažení povrchu. JOSHI, UPRETI, DAS A NAYAKA (2012) však předpokládají, že největší jednotlivá stélka lišejníku na konkrétním objektu (pomníku, úlomku, skalním povrchu

¹ viz ARMSTRONG & BRADWELL (2010), také kap. 5.6.1

či jiné kamenné formě) funguje jako ukazatel času, kdy došlo k osídlení prvním lišejníkem. Z toho vyplývá nejvýznamnější problém lichenometrie, na nějž poukázal také WALKER (2005), že totiž při každém výzkumu je pracováno s modelem, jehož předpokladem je prakticky nulový časový interval mezi obnažením povrchu a kolonizací prvním lišejníkem. Takový předpoklad nemůže samozřejmě být nikdy dokázán a vždy zůstane zdrojem nejistoty při výzkumech touto metodou.

Navíc, jelikož je tempo a délka trvání jednotlivých fází růstu ovlivněno řadou místních a regionálních přírodních podmínek (jako teplotou, délkou světla a sněhovou pokrývkou), je lichenometrické datování podle INNESE (1985) efektivní vždy pouze ve specifické oblasti. Růstové křivky vymodelované pro jedno území tedy nemusí nutně fungovat pro jinou oblast.

Dalším problémem, konkrétně BESCHELOVA (1950) přístupu, je nebezpečí, že spojení několika stélek může být omylem změřeno jako průměr jednoho jedince. Problém zmiňují i JOSHI, UPRETI, DAS A NAYAKA (2012) a diskutují o možnosti použití průměrného lišejníku. U průměrného jedince však budou výsledky vždy nepřesné, jelikož je podceněno tempo růstu.

Metoda je geomorfology na českém území spíše opomíjena a není dosud známa kvalifikační práce, jež by jí užila. Tím větší hodnotu mají vlastní výsledky, jež ukázaly, že by tato technika mohla představovat vhodnou a nenáročnou možnost analýzy stáří kamenných povrchů. Díky změřeným vzorkům bylo možno formulovat hypotézu o relativním stáří, potažmo intenzitě a periodicitě opadávání úlomků. Další možností by bylo sledovat růst lišejníků v pravidelných intervalech v řádech let, k čemuž by však bylo zapotřebí odbornějšího přístupu.

Zajímavé by bylo položit zjištěné výsledky do kontrastu s důkazy o svahových pochodech, zaznamenanými do letokruhů stromů, nacházejících se pod svahem, v místě s relativně rovnějším reliéfem pod zkoumaným svahem¹. Tímto se zabývá teprve nedávno rozvinuté odvětví známé jako dendrogeomorfologie. Důkladná dokumentace jizev na stromech a jejich dendrochronologická analýza by mohly poskytnout hodnotná data o pohybu ojedinelých bloků, jež se v tomto místě nacházejí. Zdrojovou oblastí těchto

¹ viz obr. 3, podrobnější popis v kap. 2.2.3

klastů jsou nepochybně právě zkoumané kamenné akumulace, resp. skalní výchoz nad nimi. Bloky se po pádu a transportu zastavily až v místech mírnějších sklonů.

Výsledky ERT analýzy prezentované v bakalářské práci SEDLÁČKA, P. (2014), jehož výzkumy probíhaly souběžně, se příliš neliší. Nespojité podloží Žďáru však vykazuje vyšší hodnoty elektrického odporu, dané většími vzduchovými prostory v materiálu. Horniny různých vlastností tedy pod vlivem podobných přírodních podmínek zřejmě tvoří různě velké bloky, pokud jsou vystaveny zvětrávání a následnému rozpadu. Slepencové bloky, tvořící kamenné moře, jež bylo objektem výzkumu zmíněné práce (SEDLÁČEK, P. 2014) ukazují průměrnou velikost zhruba 4,5 krát vyšší¹, než bloky na Radči. Tamější kamenná akumulace je také svým rozsahem sice značně větší, její mocnost je však naopak mnohem menší (3-5 m) a není zde zřejmě tak vysoká vazba na skalní podloží. I když i zde je patrná preferovaná orientace vůči spádnicí, částice jsou mnohem chaotičtěji uloženy a sklony jejich hlavních os ukazují více rozptýlené hodnoty. Do budoucna by bylo zajímavé porovnat plochost a protáhlost úlomků z obou lokalit (např. pomocí Sneed-Folk diagramu), která by na křemencích teoreticky měla být patrnější (dala původ termínu „hranáče“).

Další poznatky o geomorfologii Radče by mohlo poskytnout užití stejných metod za pomoci totožné metodiky na dalších kamenných akumulacích v oblasti. Nabízí se kamenné moře na jižním svahu stejného vrchu, tedy ve značné blízkosti lokality. Na formě je pozorovatelný větší vegetační pokryv a reliéfově tvorné procesy zde pravděpodobně působí s menší intenzitou. Vliv orientace svahu na dynamiku reliéfu by tedy také mohl být předmětem dalších výzkumů.

Metodika lichenometrie je v práci podrobně popsána, jelikož vychází z důkladné rešerše zdrojové literatury. Shrnutí této problematiky by tedy mohlo poskytnout vodítko pro další práce studentů, kteří by chtěli tuto metodu úspěšně použít. Vlastní výzkum dal nahlédnout do této metody a poukázal na její užitečnost, zejména pokud se použije současně s moderními, inovativními (např. geofyzikálními) technikami, a doufám, že podnítí zájem z řad studentů i veřejnosti.

¹ rozdíl je 348 mm

Závěr

Předkládaná práce dokázala splnit svůj hlavní účel a v předcházející kapitole také odpovídá na výzkumné otázky, stanovené na začátku práce. Podařilo se popsat strukturu akumulace. Bylo zjištěno, že akumulace je v podstatě recentní a vzniká minimálně ve své svrchní vrstvě opadáváním skalních úlomků. Základní informace o charakteru těchto úlomků je pak dalším přínosem této práce. Použití některých metod jistě doznává několik nedostatků, nicméně domnívám se, že celkově práce skutečně přispěla k poznání geomorfologie lokality zájmu.

Dalším a velmi významným přínosem práce je syntéza teoretických poznatků z dostupných zdrojů, a to včetně celé řady zahraničních článků, také aplikace jejich metodologie na vlastní území a zejména využití inovativních, moderních metod výzkumu v kombinaci s již etablovanými technikami v řadách geomorfologů.

Výsledky lichenometrické analýzy i přes jisté nedostatky poskytly relevantní data o intenzitě pádu úlomků. Data byla vhodně doplněna makrogranulometrickou a ERT analýzou a celkové výsledky pak poskytly detailní pohled na současnou podobu zkoumaných kamenných akumulací.

Byla také vytvořena mapa elementárních forem celého hřbetu, do níž byly zaneseny některé vybrané reliéfní formy. Na celé této oblasti byla provedena také morfometrická analýza, vytvořená na základě DMR 4G. K jeho tvorbě byla průlomově použita LiDARová data. Tato moderní technologie má nepochybně velkou budoucnost a může významně usnadnit geomorfologické výzkumy.

U konkrétní kamenné akumulace bylo snahou další části práce její analýza a formulace hypotézy o genezi této reliéfní formy. Ta je prezentována v samostatné kapitole¹. Cílem práce nebylo poznání vývoje georeliéfu celé širší oblasti, mohla by však být základem pro další výzkumy. Porovnání výsledků s podobnými výzkumy dalších lokalit, např. jižního svahu (jak je o tom psáno v předchozí kapitole) či Bílé skály by pak mohlo poskytnout další poznatky.

Pro tvorbu objektivnějších výsledků by však jistě bylo záhodno navržené postupy propracovat a vyřešit některé výše zmíněné problémy. Také využití přesnějších

¹ viz kap. 5.1

a náročnějších metod datování by značně zpřesnilo představu o vývoji reliéfu a napomohlo ověřování některých i zde formulovaných závěrů. I přes své rezervy však práce bude dobře fungovat jako „odrazový můstek“ dalších výzkumů, podklad pro navazující bádání.

Prognóza dalšího výzkumu zájmového území, předpokládaného v rámci diplomové práce se týká především dendrochronologické analýzy svahových pochodů a pozorování jizev na stromech. Bude zkoumána intenzita, dosah a frekvence pohybu alochtonních bloků v oblasti pod kamennými akumulacemi.

Resumé

Debris fall belongs to the group of rapid slope processes, implemented by gravitational forces. Though not so extensive as rock fall, this continuous geomorphological event can be a subject of interesting research. Those angular rock fragments can form a specific relief forms on the slope, which are sometimes referred as block accumulations. Development of one of them, located on the northern slope of the Radeč hill near Rokycany in the western part of Czech republic, is the main interest of this bachelor thesis. To understand the ongoing processes on this location, several methods were used. Besides the modern ones, such as electrical resistance tomography, also some entrenched methods in geomorphology, such as the macrogranulometry. This thesis also takes an insight to a biological method called lichenometry. Concomitantly, the map of elementary forms of relief was created and also some other charts, including morphometric analysis of elevation, aspect and gradient of the slopes on this ridge. Evidences of recent activity of processes and the movement of talus fragments were proved in the area and oncoming research is outlined.

Seznam literatury

- ANTONÍN, V. 2006. Encyklopedie hub a lišejníků. Praha: Libri. 471 s.
- ARMSTRONG, R. A. & BRADWELL, T. 2010. Growth of crustose lichens: a review. *Geografiska Annaler* 92. s. 3–17
- BALATKA, B., KALVODA, J. 2006. Geomorfologické členění reliéfu Čech. Praha: Kartografie. 79 s.
- BALCH, E. S. 1900. Glacières of freezing caverns. Philadelphia: Allen, Lane & Scott. 337 s.
- BESCHEL, R. 1950. Flechten als Altersmasstab Rezenter Moränen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 1. s. 152-161
- BOUDA, J. 2011. Sledování mikroklimatických podmínek vybraných kamenných moří ve hřbetových partiích Šumavy. Diplomová práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 81 s.
- BULL, W. B. 1996. Dating San Andreas fault earthquakes with lichenometry. *Geology* 24. s. 111-114
- BUNTE, K., ABT, S. R. 2001. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. s. 1–428
- CARRARA, P. E., ANDREWS, J. T. 1973. Problems and Application of Lichenometry to Geomorphic Studies, San Juan Mountains, Colorado. *Arctic and Alpine Research* 5. s. 373-384
- CASALE, R., MARGOTTINI, C. 1999. Floods and Landslides: Integrated Risk Assessment. New York: Springer. 373 s.
- COULOUMA, G. et al. 2013. Comparisons of dry ERT, diachronic ERT and the spectral analysis of surface waves for estimating bedrock depth in various Mediterranean landscapes. *Geoderma* 199. s. 128–134
- CÍLEK, V. et al. 2011. *Obraz krajiny: pohled ze středních Čech*. Praha: Dokořán. 310 s.
- CIMPELOVÁ, K. 2009. Geomorfologie vybraných buližníkových oblastí v okolí Plzně. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 73 s.
- CIMPELOVÁ, K. 2011. Geomorfologický výzkum buližníkových oblastí Plzeňska pomocí Fuzzy přístupu. Diplomová práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 80 s.
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (ČGS). 2013. Geologická mapa České republiky 1: 50 000 [online]. Webová mapová služba. Vektorová vrstva GEO50 [cit. 13. 12. 2013]. Dostupné z [www: <http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>](http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms).
- ČHMÚ. 2013. Mapa průměrného ročního úhrnu srážek v mm mezi roky 1961 až 2000 [online]. Český hydro-meteorologický ústav [cit. 28. 12. 2013]. Dostupné na WWW: [<http://old.chmi.cz/meteo/ok/nsrz6190.jpg>](http://old.chmi.cz/meteo/ok/nsrz6190.jpg).

- ČÚZK. 2013. Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G) [online]. [cit. 28. 12. 2013]. Dostupné na WWW: <[http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(hwh2iqr1bbsxa1e45ocmfj5bl\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR4G-V&head_tab=sekce-02gp&menu=301](http://geoportal.cuzk.cz/(S(hwh2iqr1bbsxa1e45ocmfj5bl))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR4G-V&head_tab=sekce-02gp&menu=301)>.
- ČÚZK. 2013. DMR 4G: Digitální model reliéfu 4. generace: mapové listy HORO90,91,92, PLZE00,01,02,10,11,12
- ČÚZK. 2014. ZABAGED [online]. [cit. 13. 1. 2014]. Dostupné na WWW: <<http://geoportal.cuzk.cz/>>.
- DEMEK, J. 1965. Geomorfologie českých zemí. Brno: Geografický ústav ČSAV. 335 s.
- DEMEK, J. eds. 1972. Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Praha: Academia. 344 s.
- DEMEK, J. 1973. Úvod do studia reliéfu Země. Praha: Státní pedagogické nakladatelství. 200 s.
- DEMEK, J. 1976. Úvod do obecné fyzické geografie. Praha: Academia. 404 s.
- DEMEK, J. 1987. Obecná geomorfologie. Praha: Academia. 476 s.
- DIKAU, R. 1992. Aspect of Constructing a Digital Geomorphological Based map. Geol. Jb. A 122, Hannover. s. 357–370
- DIKAU, R. 1996. Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. New York: Wiley. 274 s.
- ENCYCLOPÆDIA BRITANNICA. 2014. Felsenmeer. In: Encyclopædia Britannica [online]. Encyclopædia Britannica Inc. [cit. 13. 1. 2014]. Dostupné z www: <<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/204042/felsenmeer>>.
- ESRI. 2010. ArcGIS 10.2 for Desktop.
- FIALOVÁ V., POKORNÝ, R. 2012. Nová mikroklimatická měření ve vybraných ledových jamách CHKO České středohoří. Oecologica VI. s. 73-85
- FILIPPOV, P. 2009. Kozí hřbety, Krkonoše, Czech Republic. Fotografie. Wikimedia Commons [online]. [cit. 3. 2. 2014]. Dostupné na WWW: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/1b/Koz%C3%AD_h%C5%99bety2.JPG/1280px-Koz%C3%AD_h%C5%99bety2.JPG>.
- FIRPO, M., GUGLIELMIN, M., QUEIROLO, C. 2006. Relict Blockfields in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy). Permafrost and Periglacial Processes 17. s. 71-78
- GARMIN. 2012. Topo Czech 2012. Topografická mapa – software.
- GRIFFITHS, D. H., BARKER, R. D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics 29. s. 211-226
- HAEBERLI, W., MÜHLL, D. V. 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband 104. s. 43-57
- HAVLÍČEK, V. 1974. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25000. List 12-324 – Zdice. Ústřední ústav geologický. Praha: Academia. 72 s.

- HAVLÍČEK, V. 1982. Ordovician in Bohemia: Development of the Prague Basin and its benthic communities. - Sbor. geol. Věd, Geol., 37, 103-136. Praha.
- HARRIS, S. A., PRICK, A. 2000. Conditions of formation of stratified screes, Slims river halley, Yukon territory: a possible analogue with some deposits from Belgiím. Earth Surface Processes and Landforms 25. s. 463 – 481
- HEJMAN, B. 1981. Petrografie. Praha: SNTL/ALFA. 161 s.
- HINCLIFFE, S. et al. 1998. The structure and sedimentology of relict talus, Trotternish, Northern Skye, Scotland. Earth Surface Processes and Landforms 23. s. 545-560
- HUBBARD, B., GLASSER, N. 2005. Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. England, Chichester: John Wiley & Sons. 400 s.
- CHLUPÁČ, I. 1992. Paleozoikum Barrandienu: (kambrium - devon). Praha: Český geologický ústav. 292 s.
- CHLUPÁČ, I. et al. 2002. Geologická minulost České Republiky. 1. vydání. Praha: Academia.
- INNES, J. L. 1985. Lichenometric dating of debris-flow deposits on alpine colluvial fans in Southwest Norway. Earth Surface Processes and Landforms 10. s. 519-524
- JOMELLI, V. et al. 2007. Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. Geomorphology 86. s. 131–143
- JOSHI, S., UPRETI, D. K., DAS, P., NAYAKA, S. 2012. Lichenometry: A technique to date natural hazards. Earth science India V. s. 1-16
- KAPROVÁ, A. 2013. Morfometrická analýza buližníkových útvarů na jižním Plzeňsku. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta ekonomická. 55 s.
- KARTOGRAFIE PRAHA. 2004. Česká Republika – fyzická mapa.
- KĘDZIA, S. 2011. Krzywa lichenometryczna porostu naskalnego *Rhizocarpon geographicum* dla Karkonoszy. Przyroda Sudetów 14. s. 141-148
- KNEISEL, CH., HAUCK, CH., MÜHLL, V. 2000. Permafros below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss alps. Permafrost and Periglacial Processes 11. s. 295-304
- KNEISEL, Ch. et al. 2008. Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. Permafrost and Periglacial Processes 19. s. 157-178
- KOZÁK, J. et al. 2009. Atlas půd České republiky. Praha: Ministerstvo zemědělství ve spolupráci s ČZU. 149 s.
- KRAFT, J. 1997. Základy geologie pro geografy. Plzeň: ZČU v Plzni (skriptum). 125 s.
- LANG, A. et al. 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. Geomorphology 30. s. 33–52
- LOCK, W. W., ANDREWS, J. T., WEBBER, P. J. 1979. A manual for lichenometry. British Geomorphological Research Group Technical Bulletin 26. 47 s.

- LOŽEK, V. 1973. Příroda ve čtvrtohorách. Praha: Academia. 372 s.
- LOŽEK, V. 2007. Zrcadlo minulosti - Česká a slovenská krajina v kvartéru. Praha: Dokořán. 216 s.
- LUCKMAN, B. H., GOUDIE, A. (ed.). 2004. Rockfall. International Association of Geomorphology, Dictionary of Geomorphology. London: Routledge. 882 s.
- MACHÁČEK, J. 2001. Aplikace geofyzikálních metod v geotechnickém inženýrství a souvisejících oborech. Geotechnické inženýrství. Praha : ČVUT, Fakulta stavební. s. 32-44
- MAJOR, J. J. 1998. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. Sedimentary Geology 117. s. 151-164
- MAŠEK, J. red. 1994. Geologická mapa ČR 1:50 000. 1. vydání. Praha: ČGÚ. S-JTSK Západ Čech.
- MENTLÍK, P. 2002. Tvorba geomorfologického informačního systému pro oblast Prášílského jezera. Geomorfologický sborník 1. In KIRCHNER, K., ROŠTÍNSKÝ, P. eds. Brno: Masarykova univerzita v Brně. s. 90–94
- MENTLÍK, P. 2003. Mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera na Šumavě. Geomorfologický sborník 2. ZČU v Plzni. s. 155–164
- MENTLÍK, P. 2004. Stav geomorfologických výzkumů v okolí Prášílského jezera a jeho další perspektivy. Miscellanea geographica Universitatis Bohemiae Occidentalis 10. Plzeň: Západočeská univerzita. s. 145-159.
- MENTLÍK, P. 2006. Geomorfologická analýza a tvorba GmIS pro okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě (Česká republika). Disertační práce. Bratislava: Katedra fyzickej geografie a geoekológie. 252 s.
- MENTLÍK, P. 2011. Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod. Habilitační práce. Bratislava: Katedra fyzickej geografie a geoekológie. 181 s.
- MENTLÍK, P. 2013-2014. Osobní sdělení. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Oddělení geověd.
- MENTLÍK, P a NOVOTNÁ, M. 2010. Elementary forms and "scientific reliability" as an innovative approach to geomorphological mapping. Journal of Maps. s. 564-583
- MERGL, M., VOHRADSKÝ, O. 2000. Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí. Mariánské Lázně: Koura Publishing. 270 s.
- MIGOŃ, P., KASPRZAK, M., TRACZYK, A. 2013. How high-resolution DEM based on airborne LiDAR helped to reinterpret landforms – examples from the Sudetes, SW Poland. Landform Analysis 22. s. 89-101
- MINÁR, J. 1996. Niektoré teoreticko-metodologické problémy geomorfológie vo vzbe na tvorbu komplexných geomorfologických máp. Acta facultatis rerum naturalium universitatis Comeniane. Geographica 36. s. 7–125
- MINÁR, J., EVANS, I. S. 2006. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. Geomorphology 95. s. 236-259.

- MINÁR, J. & KUSANDOVÁ, D. 1995. Komplexná geomorfologická mapa jako súčasť GIS-U. *Geographica Slovaca*. s. 157–161.
- NOAA. 2013. LiDAR [online]. [cit. 28. 12. 2013]. Dostupné na WWW: <<http://oceanservice.noaa.gov/facts/lidar.html>>.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. 1974. Dělení svahových pohybů. Praha: Sborník Geol. věd 11. s. 77-97
- OWCZAREK, P., KASSA, A. 2011. Ocena tempa degradacji wybranych odcinków szlaków turystycznych Parku Narodowego Gór Stołowych w świetle badań dendrochronologicznych. *Przyroda Sudetów* 14. s. 155-166
- PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., ŠILHÁN, K. 2008. Application of electrical resistivity tomography (ERT) in the study of various types of slope deformations in anisotropic bedrock: Case studies from the Flysch Carpathians. *Studia geomorphologica carpatho-balcanica* 42. Krakow: Polska Akademia Nauk. s. 57-74
- PETRÁNEK, J. 1993. Malá encyklopedie geologie. České Budějovice: JIH. 248 s.
- PINTER, N., KELLER, E., WEST, R. B. 1994. Relative Dating of Terraces of the Owens River, Northern Owens Valley, California, and Correlation with Moraines of the Sierra Nevada. *Quaternary Research* 42. s. 266-276
- QUITT, E. 1971. Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16. Brno: GÚ ČSAV
- RAMAP. 2012. Informační tabule Plzeňska: Hrad na Radči, Přírodní park Radeč. Ve spolupráci s Krajským úřadem Plzeňského kraje.
- RIBOLINI, A. et al. 2010. The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy–France). *Quaternary Science Reviews* 29. s. 507–521
- ROCKWARE. 2014. StereoStat v 1.6 [online]. Environmental Systems Research Institute, Inc.: RockWare. Earth science and GIS software. [cit. 28. 2. 2014]. Dostupné z [www: <http://www.rockware.com/product/overview.php?id=121>](http://www.rockware.com/product/overview.php?id=121).
- RUBÍN, J., BALATKA, B., LOŽEK, V., MALKOVSKÝ, M., PILOUS, V. & VÍTEK, J. 1986. Atlas skalních zemních a půdních tvarů. Praha: Academia. 385 s.
- RŮŽIČKA, J. 1996. Brouci (Insecta: Coleoptera) sutí vrchu Plešivec (severní Čechy, CHKO České středohoří). *Klapalekiana* 32. s. 229-235
- RŮŽIČKOVÁ, E. et al. 2003. Kvartérní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. Praha: Česká geologická služba. 92 s.
- SEDLÁČEK, A. 1889 (Fotoreprint 1995). Hrady, zámky a tvrze Království českého - 6.díl Podbrdsko. Praha: Argo. 279 s.

- SEDLÁČEK, P. 2014. Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďár. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta ekonomická.
- ŠKARPICH, V., GALIA, T., HRADECKÝ, J., PEČ, J. 2010. Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2010. s. 199-204
- SCHROTT, L., SASS, O., 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93. s. 55-73
- SCHWEIGL, J. et al. 2003. Geotechnical characterization and rockfall simulation of a slope: a practical case study from South Tyrol (Italy). *Engineering Geology* 67. s. 281–296
- SOLOMINA, O. et al. 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59. s. 225–235
- SPRÁVA CHKO KŘIVOKLÁTSKO. Charakteristika oblasti – geologie a geomorfologie. In: Agentura ochrany přírody a krajiny [online]. Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky [cit. 3. 2. 2014]. Dostupné z www: <<http://www.ochranaprirody.cz/>>.
- STACKE, V. 2008. Geomorfologie Slunečné na Šumavě. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta pedagogická. 65 s.
- STACKE, V. 2013. Holocenní vývoj údolních niv v předpolí Západních Beskyd (na příkladu řeky Bečvy). Disertační práce. Ostrava: Ostravská univerzita. Přírodovědecká fakulta. 116 s.
- STACKE, V. 2014. Osobní sdělení. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Oddělení geověd.
- STRAHLER, A. 2003. *Introducing Physical geography* (3th ed.). New York: John Wiley & Sons, Inc. 684 s.
- SUMMERFIELD, M. A. 1991. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. Harlow: Pearson/Prentice Hall. 537 s.
- ŠUF, J., PRANTL, F. 1946. Příspěvek k poznání geologické stavby území mezi Berounem a Prahou. Praha: Věstník SGÚ 21. s. 42-69
- TÁBOŘÍK, P., PÁNEK, T. 2010. Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat. Ostrava: XXII Sjezd ČGS. s. 74-81
- TOLARZS, R. 2007. *Atlas podnebí Česka*. Praha: ČHMÚ. 255 s.
- TRACZYK, A., MIGOŃ, P. 2000. Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history. *Acta Universitatis Carolinae. Geographica* XXXV. s. 185-210
- TREMBIRTH, H. E. 2010. Lichenometry. *Geomorphological Techniques*, Chap. 4, Sec. 2.7
- VESECKÝ, A. 1961. *Podnebí ČSSR. Tabulky*. 1. vydání, Praha, Hydrometeorologický ústav.
- VÍTEK, J. 1997. Kamenná moře. *Vesmír* 8 (76). s. 458-462
- VODĚROVÁ, H. 2011. *Historie turistiky v Plzeňském kraji*. Plzeň: RegionAll. 160 s.

- VOREL, T. et al. 2007. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000. List 12-322 - Hudlice. Praha: Česká geologická služba. 94 s.
- VOŽENÍLEK, V. 2001. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého. 185 s.
- WALKER, M. J. C. 2005. Quaternary dating methods. Chichester: John Wiley & Sons. 286 s.
- WARD, S. H. 1990. Resistivity and induced polarization methods. Geotechnical and Environmental Geophysics, S.E.G, Tulsa, O.K. s. 147–189
- WHALLEY, W. B. 1984. Rockfalls. In: Brundsen, D., Prior, D. B. (eds.), Slope Instability. Chichester: Wiley. s. 217–256
- WILKERSON, F. D., SCHMID, G. L. 2003. Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology* 55. s. 317 – 328
- WINCHESTER, V. 1984. A proposal for new approach to lichenometry. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin* 33. s. 3 – 20
- WINCHESTER, V. HARRISON, S. 2000. Dendrochronology and lichenometry: colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology* 34. s. 181–194
- WINCHESTER, V., CHAUJAR, R. K. 2002. Lichenometric dating of slope movements, Nant Ffrancon, North Wales. *Geomorphology* 47. s. 61–74
- WOLMAN, M. G. 1954. A method of sampling coarse bed material. *American Geophysical Union* 36. s. 951–956
- ZÍDEK, J. 1961. Atlas podnebí ČSSR. Praha: Hydrometeorologický ústav.

Seznam obrázků a grafů

OBRÁZEK 1: GEOGRAFICKÁ POLOHA ZÁJMOVÉ OBLASTI.....	7
OBRÁZEK 2: FOTOGRAFIE KONKRÉTNÍHO ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ.....	8
OBRÁZEK 3: SCHÉMA RELIÉFU SEVERNÍHO SVAHU VRCHU RADČE V PŘÍČNÉM ŘEZU	9
OBRÁZEK 4: PEDOLOGIE RADČE A OKOLÍ	12
OBRÁZEK 5: GEOLOGICKÁ MAPA HŘBETU RADČE.....	19
OBRÁZEK 6: PŘEHLED GEOLOGICKÉHO VÝVOJE PLZEŇSKÉHO OKOLÍ.....	20
OBRÁZEK 7: FOTOGRAFIE. ERT PROFIL POD SVAHEM RADČE.....	38
OBRÁZEK 8: SCHÉMA JEDNOTLIVÝCH MĚŘENÝCH OS KLASTU	41
OBRÁZEK 9: NADMOŘSKÉ VÝŠKY V OBLASTI ZÁJMU	47
OBRÁZEK 10: ORIENTACE SVAHŮ VŮČI SVĚTOVÝM STRANÁM V OBLASTI ZÁJMU	48
OBRÁZEK 11: SKLONY SVAHŮ V OBLASTI ZÁJMU	49
OBRÁZEK 12: MAPA ELEMENTÁRNÍCH FOREM RELIÉFU	50
OBRÁZEK 13: ERT PROFIL ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	51
OBRÁZEK 14: SCHÉMA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ S POZICEMI POZOROVANÝCH A MĚŘENÝCH LIŠEJNÍKŮ	54
GRAF 1: ROZLOŽENÍ NADMOŘSKÝCH VÝŠEK OBLASTI ZÁJMU.....	47
GRAF 2: HODNOTA INDEXU VELIKOSTI JEDNOTLIVÝCH KLASTŮ	52
GRAF 3: RŮŽICOVÝ DIAGRAM ČETNOSTI ORIENTACE A OSY KLASTŮ	53
GRAF 4: STERIONET SKLONU A ORIENTACE	53

Přílohy



Příloha 1: Fotografie. Mozaika kamenných moří a kleče. Kozí hřbety, Krkonoše (FILIPPOV 2009)



Příloha 2: Fotografie. Křemence řevnické. Lokalita Bílá Skála.



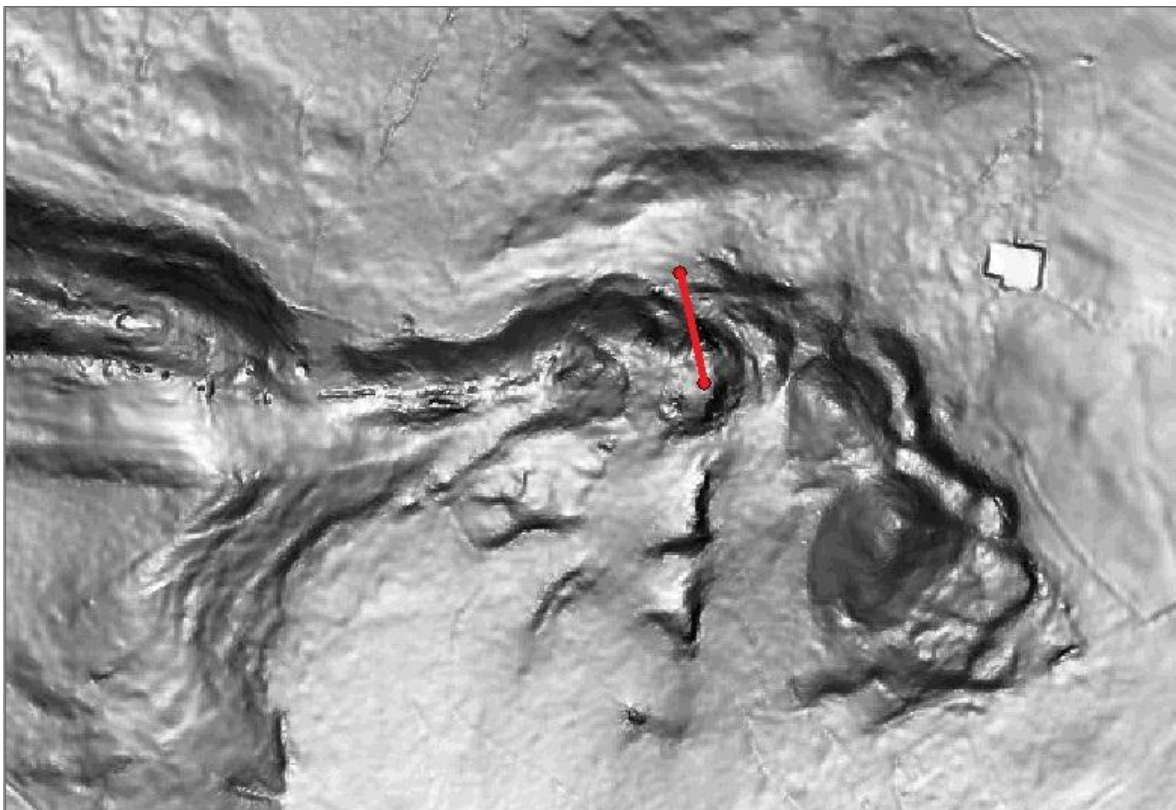
Příloha 3: Fotografie. Měření velikosti kamenných úlomků v zájmové lokalitě.



Příloha 4: Fotografie. Rod mapovník (*Rhizocarpon* sp.). Lokalita – Radeč.



Příloha 5: Fotografie. Měření stélek pro tvorbu lichenometrické křivky. Lokalita - hřbitov u Těškova.



Příloha 6: Průběh ERT profilu v zájmovém území. Na podkladě DMR 4G (ČÚZK 2013)



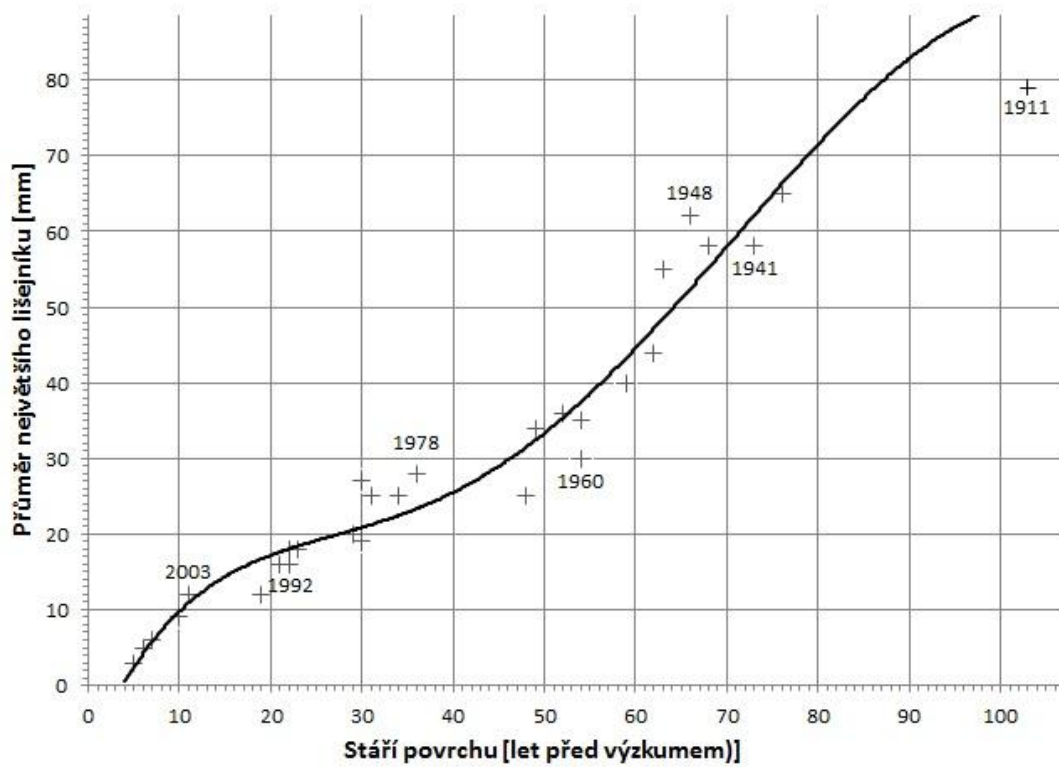
Příloha 7: Fotografie. Rozdílné velikosti stélek lišejníků na křemencovém bloku v jižní části analyzovaného svahu.



Příloha 8: Fotografie. Změna sklonu reliéfu na jižní straně úbočí Radče.



Příloha 9: Fotografie. Výrazná struktura tvořící páteř hlavní části hřbetu.



Příloha 10: Předpokládaná růstová křivka pro rod šálečky (*Lecidea sp.*) pro přehlednost s některými vybranými daty na náhrobcích (vlastní zpracování).