

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

FAKULTA EKONOMICKÁ

Bakalářská práce

Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu

Žďár

Geomorphological analysis of the block accumulations

of the Žďár hill

Pavel Sedláček

Plzeň 2015

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma

„Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďár“

vypracoval samostatně pod odborným dohledem vedoucího bakalářské práce za použití pramenů uvedených v příložené bibliografii.

V Rokycanech dne: 20. 8. 2015

.....

podpis autora

Poděkování

Touto cestou bych rád poděkoval doc. RNDr. Pavlu Mentlíkovi, Ph.D. za vstřícný přístup a odborné vedení práce a také RNDr. Václavu Stackemu, Ph.D za praktické rady a pomoc při geofyzikálním profilování.

Dále pak Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovi v Praze za zapůjčení techniky na geofyzikální průzkum a také Českému úřadu zeměměřickému a katastrálnímu za poskytnutí dat umožňujících analýzu povrchu ve 3D prostředí.

V neposlední řadě děkuji také kolegovi Pavlovi Krňákovi nejen za pomoc při makrosedimentologickém výzkumu. Dále patří dík všem ostatním přátelům, kteří mi byli ochotni pomoci v rámci terénního výzkumu.

Obsah

ÚVOD	7
1. CÍLE PRÁCE	8
2. PŘEHLED POUŽITÝCH POJMŮ	9
3. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	11
2.1 POLOHA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	11
2.2 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	13
2.3 GEOLOGICKÉ PODMÍNKY ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	14
2.3.1 <i>Stratigrafie</i>	14
2.3.2 <i>Strukturně-geologické podmínky</i>	17
2.4 GEOMORFOLOGIE ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	18
2.5 ANTROPOGENNÍ VLIV.....	20
4. ROZBOR LITERATURY	21
4.1 OBECNÁ LITERATURA.....	21
4.2 REGIONÁLNÍ LITERATURA.....	21
4.3 METODICKÁ LITERATURA.....	22
4.4 STAV VÝZKUMŮ V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ.....	23
4.5 SVAHOVÉ POCHODY A SVAHOVÉ SEDIMENTY.....	24
4.6 VÝVOJ RELIÉFU ČR V SE ZAMĚŘENÍM NA STŘEDNÍ BRDY.....	25
5. METODIKA	27
5.1 TVORBA GMIS A GEOMORFOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ.....	27
5.1.1 <i>Geomorfologický informační systém</i>	27
5.1.2 <i>Problematika elementárních forem reliéfu</i>	27
5.1.3 <i>Metodika mapování pomocí GPS</i>	28
5.1.4 <i>Metodika mapování kamenných akumulací</i>	28
5.2 VSTUPNÍ DATA A TVORBA DMR.....	29
5.2.1 <i>Tvorba DMR v reprezentaci TIN</i>	31
5.2.2 <i>Tvorba povrchů morfometrických charakteristik v reprezentaci GRID</i>	33
5.3 GEOFYZIKÁLNÍ METODY.....	34
5.3.1 <i>Elektrická rezistivní tomografie (ERT)</i>	34
5.4 SEDIMENTOLOGICKÉ METODY.....	36
5.4.1 <i>Makrogranulometrická analýza</i>	37
6. ANALYTICKÁ ČÁST	42
6.1 ANALÝZA MORFOMETRIE ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	42
6.1.1 <i>Analýza rozložení nadmořských výšek</i>	42
6.1.2 <i>Analýza rozložení sklonů svahů</i>	44

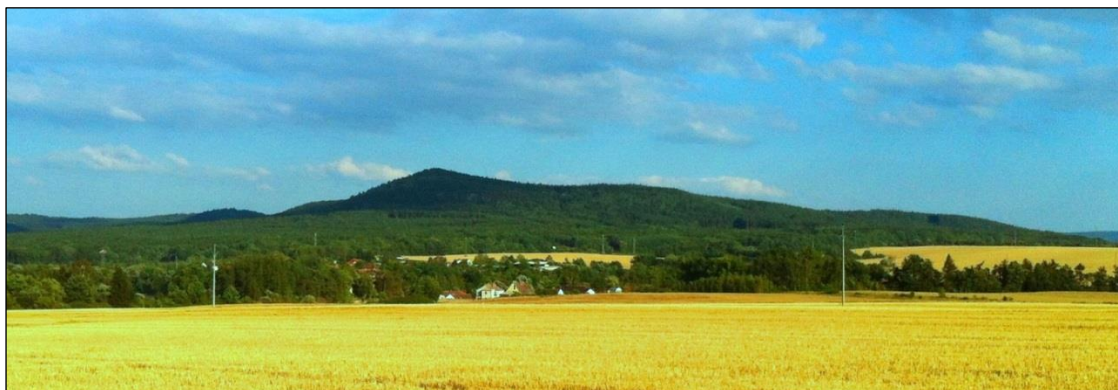
6.1.3 Analýza orientace svahů.....	46
6.2 GEOFYZIKÁLNÍ PROFILOVÁNÍ	47
6.3 MAKROGRANULOMETRIE	49
6.3.1 Velikost klastů	51
6.3.2 Tvar klastů	55
6.3.3 Sklon a orientace klastů.....	56
6.4 GEOMORFOLOGICKÉ MAPOVÁNÍ	58
7. SHRnutí VÝSLEDKŮ	59
7.1 HYPOTÉZA VÝVOJE KAMENNÝCH AKUMULACÍ.....	59
7.2 DISKUZE	61
ZÁVĚR	63
SEZNAM POUŽITÝCH OBRÁZKŮ A TABULEK	64
SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK	65
SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY A ELEKTRONICKÝCH ZDROJŮ	66
SEZNAM PŘÍLOH.....	70
PŘÍLOHY	71
ABSTRAKT	75
ABSTRACT.....	76

ÚVOD

Na rozdíl od Českého krasu nebo Šumavy nepatří Brdy mezi lokality s dlouholetou tradicí geomorfologického výzkumu. V případě středních Brd je tento fakt spojen s existencí Vojenského újezdu Brdy. Jeho zřízení roku 1925 znamenalo praktické zamezení vědeckého výzkumu vrcholových partií tohoto pohoří. Při tom je pravděpodobné, že zarovnané vrcholové plošiny středních Brd představují nejstarší dochovaný reliéf České republiky (CÍLEK et al. 2011).

Vrch Žďár (629,45 m n. m.) představuje nejvyšší vrchol Strašické vrchoviny, podcelku Brd v celku Brdské vrchoviny. Jedná se o strukturně podmíněný hřbet ve směru severozápad – jihovýchod o délce přibližně 2,5 km (viz obrázek 1). Vzhledem ke své okrajové pozici v rámci Brd a nezačlenění do vojenského újezdu představuje tento vrchol s četnými skalními výchozy a periglaciálně přemodelovaným reliéfem nepochybně atraktivní a relativně snadno přístupnou lokalitu pro geomorfologický výzkum (DEMEK et al. 2006).

Obrázek 1: Pohled na strukturní hřbet vrchu Žďár ze severozápadu



Na vzniku zdejšího reliéfu se výrazně podílela tektonická činnost, jelikož vlivem saxonské tektoniky došlo k posunům na dřívějších zlomech a k rozlámání na jednotlivé horninové kry. Na S a SV úpatí Žďáru probíhá zlom, podél kterého je tato kra ukloněna a posunuta (ŠŤASTNÝ 2003b). V těchto hřbetových partiích se vyskytují kamenné akumulace kvarterního stáří, které vznikly rozpadem skalních výchozů na horním čele ukloněné horninové kry (DEMEK 1987). Právě geomorfologická analýza těchto kamenných akumulací je hlavním předmětem výzkumu v předkládané práci.

1. CÍLE PRÁCE

Hlavním cílem předkládané práce je zmapovat vybranou kvarterní kamennou akumulaci ve vrcholových partiích Žďáru a zjistit její genezi. Dále pomocí geomorfologických metod prověřit, zda je tato geneze recentní či reliktní a s jakou dynamikou probíhá (probíhala). Dílčí cíle práce se dají shrnout v několika následujících bodech:

- Zjištění morfometrických charakteristik kamenných akumulací a jejich klasifikace.
- Zjištění geneze kamenného moře prostřednictvím makrogranulometrické analýzy.
- Vytvoření návrhu GmIS (geomorfologického informačního systému).

Předkládaná práce dále pracuje s hypotézou, že opadávání skalních úlomků bylo nejintenzivnější v pozdějších chladných dobách pleistocénu, tj. v dobách, kdy docházelo nejvýraznějšímu mrazovému zvětrávání. V této době byl pravděpodobně vytvářen relativně větší klastický materiál, který tvoří většinu zkoumaného suťového pole. Naopak v současné době, kdy vliv mrazového zvětrávání není zdaleka tak signifikantní, dochází k tvorbě relativně menších úlomků, které jsou díky menší hmotnosti ukládány v horní části tělesa kamenné akumulace (CZUDEK 2005, MENTLÍK 2015)

Paralelně s předkládanou prací vznikla pod Oddělením geověd Pedagogické fakulty Západočeské Univerzity v Plzni sesterská bakalářská práce kolegy KRŇÁKA (2014), která se zaměřuje na geomorfologickou analýzu kamenných akumulací vrchu Radče v sousední Křivoklátské vrchovině. Výstupem práce je proto také vzájemná konfrontace zjištěných výsledků.

2. PŘEHLED POUŽITÝCH POJMŮ

Tvary zemského povrchu (tzn. i tvary svahových sedimentů) je možné dělit podle několika různých klasifikací. Obecně lze tedy tvrdit, že kolik různých autorů, tolik různých klasifikací s různými způsoby vymezení (plocha, doba vývoje, geneze apod.). Vzhledem k této podstatné nejednotnosti terminologie jednotlivých autorů, je pokládáno za nutné uvést alespoň základní přehled použitých termínů ve smyslu, jak jsou v předkládané práci používány. Např. pro svahové sedimenty je v České republice běžně užíván termín deluviální sedimenty (deluvium), přestože vhodnější by bylo používat termín odvozený od anglického „*colluvium*“ (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003).

kamenné moře – označuje CZUDEK (2005) jako nahromaděný pokryv ostrohranných až slabě zaoblených úlomků hrubé velikosti na svazích i plochých vrcholových partiích terénu, pokrývajících více než 50 % plochy daného místa (zpravidla však pokrývají celou plochu a jsou nakupeny na sobě)

autochtonní kamenné moře – kamenné akumulace, které vznikly většinou kryogenním zvětráváním obnažených skalních výchozů in situ; jedná se o tzv. *pravá kamenná moře* (RUBÍN et al. 1986)

alochtonní kamenné moře – kamenné akumulace (osypy, suťová pole) které byly vytvořeny klasty přemístěnými gravitačními pochody (RUBÍN et al. 1986)

klast – úlomkovitý sediment (viz úlomek)

kryoklast – úlomek pevných hornin vzniklý mrazovým (kryogenním) zvětráváním (CZUDEK 2005)

opadávání úlomků – náhlé přemístění úlomků hornin volným pádem, následně válením a posouváním po svahu (DEMEK 1987)

osyp (talus, scree) – suťovité těleso tvaru ležatého trojbokého hranolu, protáhlé podél úpatí skalní stěny nebo srázu, odkud pochází materiál přemístění prostřednictvím gravitačních pochodů (RUBÍN et al. 1986)

sesypávání – přemísťování drobných úlomků hornin kutálením a válením po svahu (DEMEK 1987)

skalní podloží (*bedrock*) – obecný termín pro horniny in situ, které tvoří podloží zvětralin (CZUDEK 2005)

skalní řízení – Náhlý (azonální) proces odpadávání různě velkých částí skalních stěn (úlomků), doprovázený často dalším rychlým pohybem po příkré části svahu vlivem gravitace. Projevem jsou zejména osypy při úpatí stěn (CZUDEK 2005). Při pohybu převládá volný pád, který se posléze mění ve složitý pohyb. Rozlišujeme sesypávání, opadávání úlomků, odvalové řízení a planární řízení (DEMEK 1987).

skalní výchoz – skalní podloží vystupující skrze vrstvu půdy, odhalené na povrchu (STRAHLER 2011)

soliflukce – pomalý pohyb rozbředlé zemní hmoty (půdy zvětralin, sedimentů) po svahu (CZUDEK 2005)

suťové pole (talus) – Hranaté úlomky hornin od velikosti ořechu až po metrové bloky vzniklé zvětráním a rozpadem skalních výchozů. Od osypů se suťová pole liší tvarem celého tělesa – Na příčném průřezu má tvar zkosené desky ukloněné rovnoběžně se svahem, kdežto osypy mají ve svém průřezu tvar trojúhelníku (RUBÍN et al. 1986).

svahové sedimenty – sedimenty, jejichž transport a uložení bylo podmíněno gravitací za spolupůsobení dalších činitelů (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003)

úlomek (debris) – částice hrubší než 2 mm (WOLMAN 1954)

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

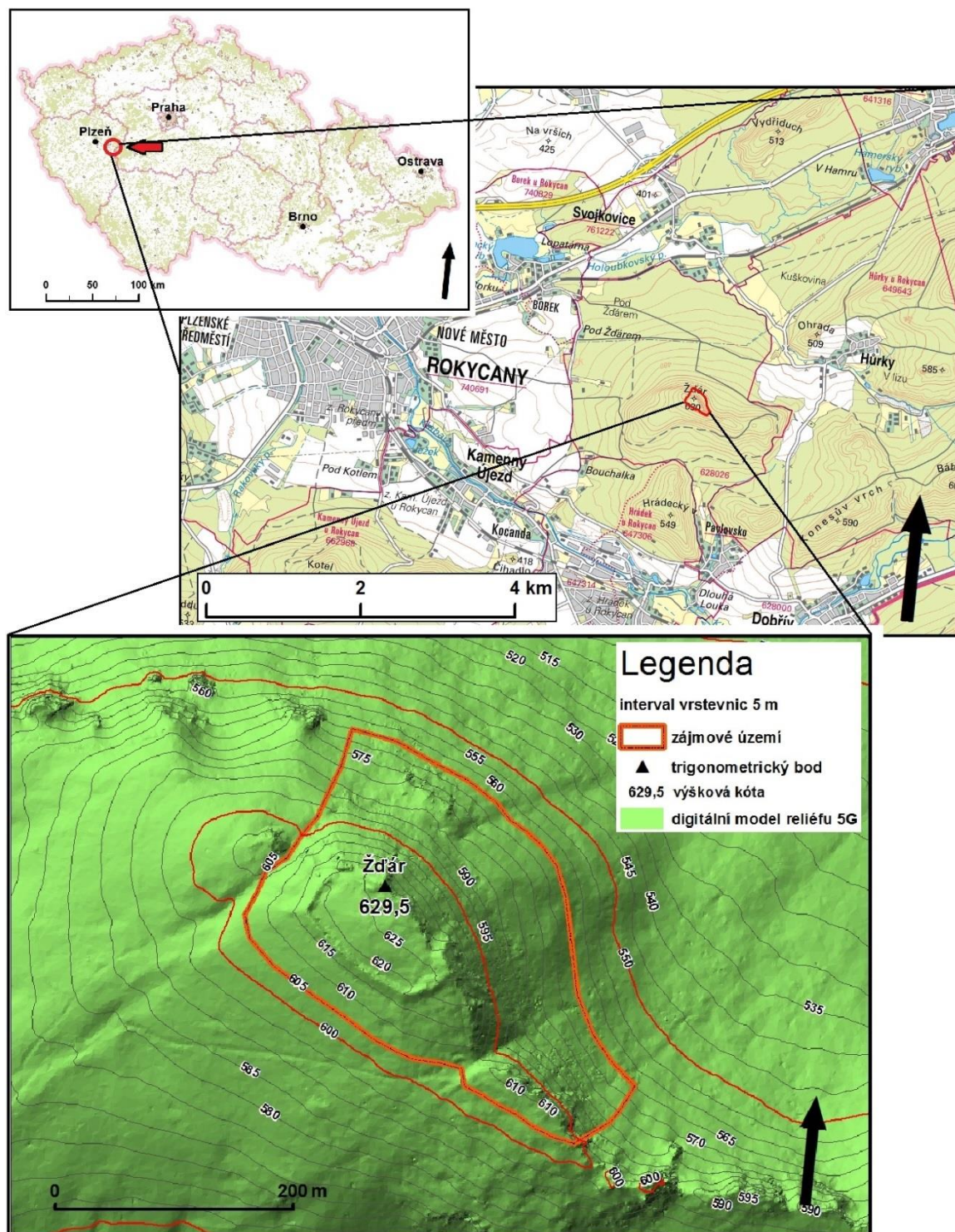
3. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

2.1 Poloha zájmového území

Vrch Žďár (629 m n. m.) je situován na severozápadním okraji Brdské vrchoviny, jenž je součástí okrsku Strašická vrchovina a zároveň také jejím nejvyšším vrcholem. Nachází se asi 3 km východně od centra města Rokycany (viz obrázek 2), odkud také vede značená turistická trasa až na jeho nejvyšší bod (WGS84 – N 49° 44,309', E 13° 39,472'). Je třeba zmínit, že Žďár je pro účel práce svojí polohou atraktivní především díky tomu, že nebyl zahrnut do Vojenského újezdu Brdy. Jeho zřízení na počátku 50. let znamenalo znemožnění přístupu a tudíž i dlouhodobějšího geomorfologického výzkumu středních Brd (CÍLEK et al. 2011).

Zájmové území tedy představuje jednu z mála volně přístupných brdských lokalit, kde se kamenné akumulace nacházejí. Vrcholové partie zájmové oblasti jsou proto z podstatné části zahrnuty do zvláště chráněných území České republiky. Konkrétně do kategorie přírodní rezervace (PR), která zde byla vyhlášena roku 1953 výnosem tehdejšího Ministerstva školství a osvěty. Jedná se o maloplošně chráněnou oblast, ve které je předmětem ochrany geologické podloží (skalní útvary, suťové pole, kamenná moře atd.) i rostlinná a živočišná společenství (MŽP 2014). Oblast je zobrazena například na SM 5 – listy Plzeň 0-6, 0-7, 1-6 a 1-7 nebo na DMÚ 25 – list M-33-76-C-d.

Obrázek 2: Geografická poloha a vymezení zájmového území



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2; podkladová data ©ArcČR500, ©ČÚZK (2015).

2.2 Vymezení zájmového území

V dnešních klimatomorfo-genetických podmínkách je dle MENTLÍKA (2002) vhodné z hlediska geomorfologické analýzy jako zkoumaný region vymezit povodí. V zájmovém území, ani v jeho bezprostředním okolí, se však nenachází jediný vodní tok a role fluviaálních geomorfologických procesů, které se podílely na utváření zdejšího reliéfu, je proto marginální. Zájmové území (viz obrázek 2) bylo vymezeno tak, aby zahrnovalo celé suťové pole na severním a severovýchodním úpatí skalních výchozů. Území je protaženo ve směru severozápad – jihovýchod a kopíruje tak převážnou část strukturního hřbetu protaženého ve stejném směru (ŠŤASTNÝ 2003b). Tento hřbet zde představují výrazná několik desítek metrů vysoká skalní defilé, jejichž polygonálním rozpadem a následným gravitačně podmíněným pohybem po svahu dochází k akumulaci jednotlivých úlomků na úpatí a následné tvorbě suťových polí (RUBÍN et al. 1986). Jak již bylo zmíněno, toto geologické podloží je součástí Přírodní rezervace Žďár a se zájmovým územím předkládané práce se značně překrývá. Celé zájmové území se nachází v katastrálním území obce Pavlovsko a svojí rozlohou 0,061 km² zaujímá necelou jednu čtvrtinu plochy rezervace (0,256 km²).

Severovýchodní hranice zkoumaného území byla na základě ověření v terénu z velké části vymezena vrstevnicí 565 m n. m. Pod touto hranicí se odkryté souvislé kamenné akumulace již nevyskytují a sklon zde zpravidla nepřesahuje 20°. RUBÍN et al. (1986) také uvádí hranici 20° jako limitní pro výskyt suťových kuželů (v případě osepů je tato hranice dokonce o 10° vyšší). Hranice území je dále vedena na jihozápad údolnicí až přes skalní hřbet a poté navazuje na vrstevnici 605 m n. m. Tato vrstevnice poté tvoří převážnou část západní hranice zájmového území. Na severozápadě je hranice opět vedena údolnicí až přes strukturní hřbet a dále opět navazuje na vrstevnici 565 m n. m. Studovaná oblast má tvar nepravidelného oválu s delší osou o délce 395 m a vedlejší osou o délce cca 240 m. Maximální nadmořská výška zájmového území je 629,5 m (samotný vrchol Žďáru), minimální nadmořskou výšku poté představuje vrstevnice 565 m n. m. Dynamika reliéfu vychází právě z rozdílu nadmořských výšek 64,5 m. Zájmové území bylo vymezeno tak, aby zahrnovalo celé suťové pole, ale také vrcholovou plošinu s kamennými akumulacemi antropogenního původu (kamenné valy) a k plošině bezprostředně přilehlé části svahu..

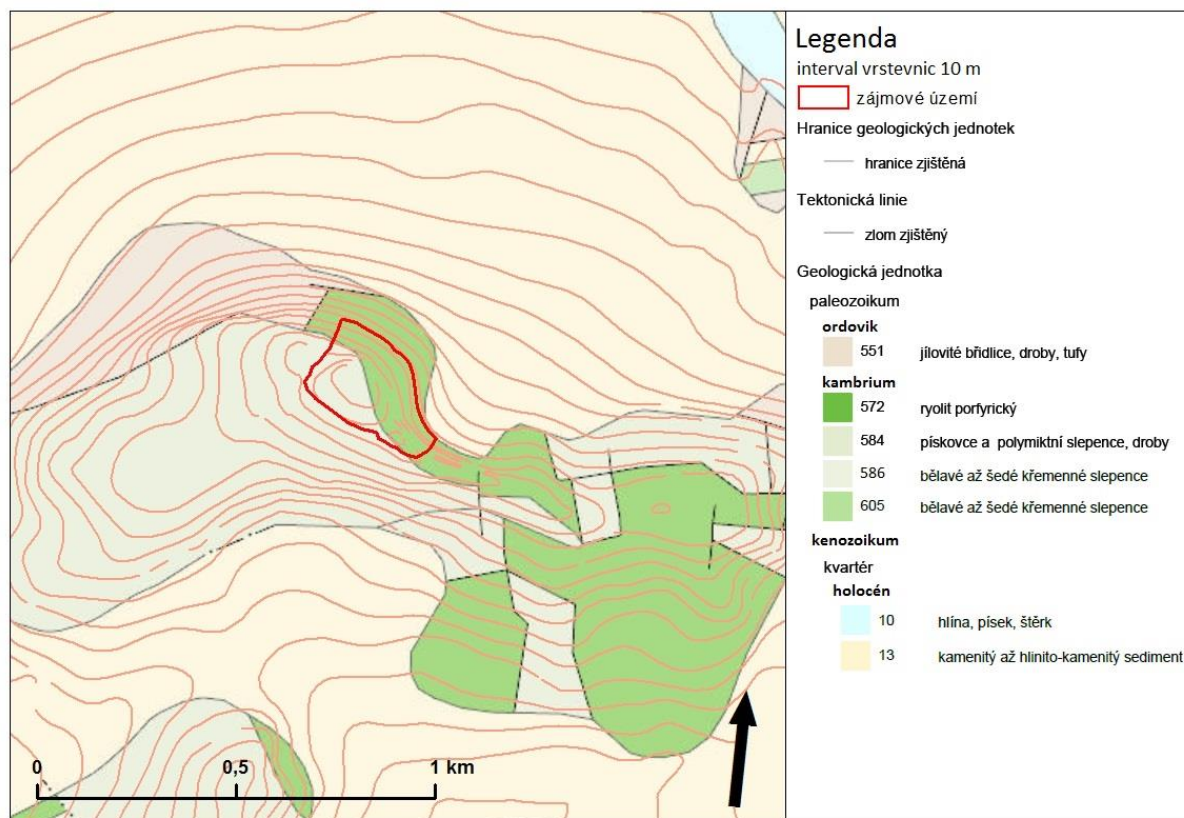
2.3 Geologické podmínky zájmového území

Povaha hornin skládajících oblast zájmového území je rozmanitá a vychází z pestré geologické minulosti tohoto vrchu a jeho okolí. Zájmová oblast se z hlediska geologické regionalizace řadí do nejzápadnější části paleozoika Barrandienu. Tato oblast (nebo spíše některé vybrané lokality) je z pohledu geologického poznání již takřka klasická, zejména od dob výzkumných prací Joachima Barranda v druhé polovině 19. století (CHLUPÁČ et al. 2002). Z hlediska geologického významu lze poté směle hovořit o mezinárodním věhlasu této oblasti, jelikož v Barrandienu je zachován kompletní sled hornin staršího paleozoika, bohatých na cenné fosilie (CHLUPÁČ et al. 1992). Poznáním geologie brdské oblasti se zabývali významní čeští geologové jako např. KETTNER a KODYM (1919), později HAVLÍČEK (1978). Za zmínku jistě stojí práce Cyrila Purkyně (PURKYNĚ 1914, 1915), který se Žďáru věnoval dlouhodobě a vydal také první kolorovanou geologickou mapu v rámci popisu geologického podloží jednotlivých polesí města Rokycan (ŠŤASTNÝ 2006).

2.3.1 Stratigrafie

Geologická stavba zájmové oblasti (viz obrázek 3) převážně náleží sedimentům staršího paleozoika (kambrium a ordovik), které zde leží na proterozoickém základu. Ze středního kambria se na geologické stavbě podílí sedimenty ohrazenického souvrství, ze svrchního kambria poté sedimenty souvrství pavlovského a také vulkanity tzv. *křivoklátsko-rokycanského komplexu*. Ordovik je zde zastoupen klabavským souvrstvím, na kterém spočívají sedimenty karbonského stáří (CHLUPÁČ et al. 2002, ŠŤASTNÝ 2006). Všechny tyto vrstvy jsou z podstatné části překryty kvarterními sedimenty, které dle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003) pokrývají přibližně 90% povrchu území České republiky. Podrobnější charakteristika stratigrafie a geologického vývoje zájmového území je shrnuta níže.

Obrázek 3: Geologická mapa zájmového území a přilehlého okolí



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2; podkladová mapa GeoČR 50 ©ČGS (2015).

Nejstarší horniny, které tvoří geologický základ Žďáru, vznikaly v mladším proterozoiku. Nachází se v podloží všech mladších hornin, přestože v zájmové oblasti ani v jejím nejbližším okolí nevycházejí na povrch (ŠTASTNÝ 2006). Ve starším paleozoiku dochází v důsledku kadomských horotvorných procesů k tvorbě depresí a sedimentačních pánví. V případě oblasti dnešních Brd a Příbramska se jednalo o tzv. *příbramsko-jineckou sedimentační pánev*. Tento staropaleozoický sedimentační prostor, se vyznačuje jak kontinentálními uloženinami ve spodním kambriu, tak marinními uloženinami ve středním kambriu. Jedná se o systém tektonicky podmíněných sníženin, které zabírají podstatnou část Brdské vrchoviny. Během spodního kambria byla příbramsko-jinecká pánev zaplňována hrubozrnným a středně zrnitým úlomkovým materiálem, z něhož vznikaly různé typy slepenců. Právě brdský segment příbramsko-jinecké pánve obsahuje kambrické uloženiny o mocnosti až 3 km (CHLUPÁČ et al. 1992, KUNSKÝ 1968).

Horniny spodního kambria na Rokycansku zcela chybí, jelikož na proterozoickém podkladu bezprostředně spočívají slepence z mladších souvrství, přesněji ze středního a svrchního kambria (ŠŤASTNÝ 2006). Střední kambrium je v zájmovém území zastoupeno jako ohrazenického souvrství. Ohrazenické souvrství se zde vyznačuje dobře vyříděnými monomiktními slepenci. Velikost klastů v těchto sedimentárních horninách se pohybuje v rozmezí od 20 do 50 mm, ojediněle však stoupá až na 350 mm (CHLUPÁČ et al. 1992).

Pavlovské souvrství, již datované do kambria svrchního, spočívá v západní části Brd na ohrazenickém souvrství středního kambria. Stejně jako ohrazenické souvrství je tvořeno slepenci, které jsou však více polymiktní. Svrchní kambrium bylo doprovázeno velkými paleografickými změnami. Ve svrchním kambriu se totiž začíná v oblasti dnešních Brd a Příbramska projevovat kaledonské vrásnění, které s ústupem moře podmínilo obnovení vulkanické činnosti *křivoklátsko-rokycanského komplexu* (KUNSKÝ 1968). V zájmové oblasti se nacházejí podpovrchová ryolitová efuziva, přestože se oblast vyskytuje mimo vlastní vyvěřelé pásmo. Tyto ryolitové příkrovy, se nacházejí v podloží pavlovského souvrství. *Křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex* v některých oblastech (např. Hradiště u Březiny) zasahuje až do spodního ordovik (CHLUPÁČ et al. 1992).

Ordovické sedimenty se v zájmovém území vyznačují vývojem mořských jílových a písčitých sedimentů v prostoru nově vzniklé pražské sedimentační pánve. Tento sedimentační prostor vznikl na základě ordovické mořské transgrese (CHLUPÁČ et al., 2002). V zájmovém území ordoviku náleží především jílovité břidlice klabavského souvrství (CHLUPÁČ et al. 1992), které budují zejména severní a západní úpatí Žďáru (viz obr. č 4).

Od středního devonu až po svrchní karbon se začínají projevovat účinky variského orogénu, resp. saxonské tektoniky. Tato tektonická aktivita dala vzniknout malým depresím a pánvím mezi jednotlivými hřbety nově vznikajícího horstva (ŠŤASTNÝ 2006). Tak vznikly tzv. *limnické černouhelné pánve*, do nichž byl z přilehlých hřbetů přinášen klastický materiál. Výplň těchto pánví tvoří především křemenné pískovce, arkózy, prachovce a jílovce, v menší míře také slepence, které jen

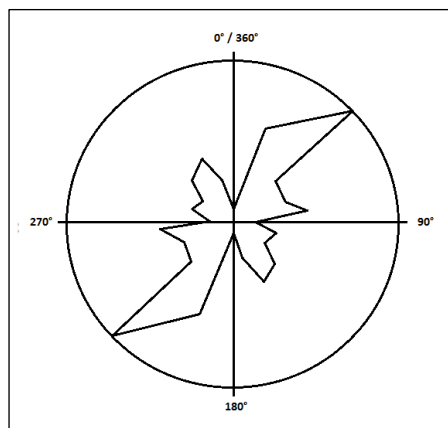
nepatrně zasahují na východní úpatí Žďáru. Organogenní uloženiny a možné výskyty uhelných slojí s nimi spojené se v této lokalitě neprokázaly (CHLUPÁČ et al. 2002).

2.3.2 Strukturně-geologické podmínky

Barrandienská oblast byla zvrásněna během orogénu kadomského, variského a nepatrně také kaledonského. Variský orogén byl následován intenzivní tektonickou činností. Tato tektonická činnost (tzv. saxonská tektonika) byla význačná vznikem nebo obnovením četných podélných a příčných zlomů o různých směrech a různé výšce. Kerné zdvihy a poklesy poté vytvořily elevace a deprese různých velikostí (KUNSKÝ 1968). Zkoumaná oblast se nachází v západní části barrandienského paleozoika, kde je uspořádání zlomů poměrně chaotické, jelikož vertikální ani horizontální zlomy zde nemají přímočarý průběh, ale zalamují se pod tupým až pravým úhlem (viz obr. č. 4). Díky těmto zlomům vznikla mozaika četných různě ukloněných ker, které jsou omezeny krátkými dislokacemi. V případě zájmového území hovoříme o tzv. strašickém zlomovém pásmu, které se nachází na SV okraji brdského segmentu (CHLUPÁČ et al. 1992).

Pro ověření toho zlomového systému bylo v zájmovém území již dříve provedeno měření směrů puklin (ŠŤASTNÝ 2003b). Puklinový diagram (viz obrázek 4) znázorňuje převládající směry vertikální puklin v okolí skalního výchozu na SZ svahu zájmového území s přibližnými hodnotami 120-145° a 35-60°. Pukliny o směru 120-145° směřují přibližně kolmo na čelo ukloněné kry a rozdělují ji tak na řadu skalních forem s relikty skalních výchozů, jejichž vývoj strukturně podmiňují. Pukliny o směru 35-60° poté přibližně rovnoběžně korespondují s průběhem čela ukloněné kry (ŠŤASTNÝ 2003b).

Obrázek 4: Diagram znázorňující směry vertikálních puklin v okolí skalního výchozu na SZ svahu zájmového území



Zdroj: Upraveno dle ŠŤASTNÉHO (2003b).

V bezprostřední blízkosti vrchu je uváděn pokles s převýšením 300 – 400 m v souvislosti předvestfálskou fází variské orogeneze (CHLUPÁČ et al. 1992). Zlom, který podmínil tento vertikální posun, se v podstatě nejzásadněji podepsal na vzhledu dnešního strukturního hřbetu. Podél tohoto zlomu totiž došlo k uklonění odolné slepencové kry pod úhlem 20 – 30°. Tato zlomová plocha byla během geomorfologického vývoje obnažena a začala tak podléhat vlivům exogenních procesů (ŠŤASTNÝ 2003a, 2003b). Dokladem o tomto tektonickém vývoji jsou četná tektonická zrcadla, kterých bylo v zájmovém území zmapováno několik desítek (ŠŤASTNÝ 2003a). Jako tektonické zrcadlo označuje DEMEK (1988) plochy vyhlazené vzájemným třením jednotlivých ker zemské kůry.

2.4 Geomorfologie zájmového území

Vrch Žďár je se svojí nadmořskou výškou 629,5 metrů nejvyšším bodem Strašické vrchoviny. Jedná se o okrsek podcelku Brd, celku brdská vrchovina. Přehledně zařazení do geomorfologického členění České republiky dle DEMKA (2006) viz tabulka 1.

Tabulka 1: Zařazení zájmového území do geomorfologického systému ČR

Provincie	Česká vysočina
Soustava	Poberounská V
Podsoustava	Brdská VA
Celek	Brdská vrchovina VA-5
Podcelek	Brdy VA-5A
Okrsek	Strašická vrchovina VA-5A-3

Zdroj: DEMEK et al. (2006).

Pro důkladné pochopení geomorfologie zájmového území, je nutné na něj pohlížet v kontextu širšího území. Brdská vrchovina lze typologicky zařadit mezi strukturně podmíněnou, členitou vrchovinu. Skládá se ze hřbetů protažených ve směru jihozápad – severovýchod. Na severovýchodě přechází v méně členitou Pražskou plošinu, na jihovýchodní hranici zalesněné hřbety Brdské vrchoviny poté ostře vystupují nad reliéf Středočeské pahorkatiny. Výrazná úpatí tvoří severozápadní a západní svahy, které sousedí s Plzeňskou pahorkatinou (DEMEK et al. 1965).

Na výsledném reliéfu Brdské vrchoviny se výrazně podílí rozdílná odolnost hornin vůči zvětrávání a denudaci. Tento pestrý, vrchovinný reliéf je výsledkem rozmanité tvrdosti hornin a rozčlenění zvláště příčnými zlomy (KUNSKÝ 1968). Charakteristické jsou oblé vrcholy a široké hřbety, rozčleněné širokými údolími. Základní rysy současného reliéfu

byly podmíněny variskou orogenezí, která s ústupem moře podmínila ukončení sedimentace. Od této doby je oblast dnešní Brdské vrchoviny z převážné části souší a obnažený reliéf je vystaven intenzivní denudační činnosti (DEMEK et al. 1965).

V kvartéru (největší měrou pravděpodobně v pleistocénu) se na reliéfu nejvíce podepsalo mrazové zvětrávání a to především tvorbou svahových sedimentů typu suťových polí a dalších akumulací, které vznikly fyzikálním rozpadem skalních výchozů. Jedná se o svahy výše položených lokalit z odolných hornin (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003).

ŠŤASTNÝ (2003a, 2003b, 2004) označuje hřbet Žďáru jako hřbet monoklinální. Monoklinální hřbet je typickým tvarem reliéfu na ukloněných horninách. Je složen z hrany, příkrého svahu, úpatí a mírného svahu. Hrana monoklinálního hřbetu představuje styk mírného a příkrého svahu. Příkrý svah (čelo) odpovídá výchozům čel vrstev odolných hornin (RUBÍN et al. 1986).

Hřbety tohoto tvaru jsou nejvýrazněji vyvinuté na mírně ukloněných kráčích, složených z hornin, které mají rozdílnou odolnost (DEMEK 1988). Tímto způsobem vznikají tzv. *asymetrické hřbety*. Asymetrické hřbety vznikají souborem exogenních geomorfologických procesů a jejich vývoj je (v závislosti na klimatomorfogenetických podmínkách) velmi výrazně ovlivněn až podmíněn strukturou hornin, na nichž vznikají (DEMEK 1988). Svým charakterem by se zdálo vhodné označit hřbet zájmové oblasti termínem kuesta. Kuesty se od monoklinálních hřbetů dle DEMKA (1988) liší jen menší výrazností tvaru a větším rozdílem mezi čelním a týlovým svahem. RUBÍN et al. (1986) však popisuje určující rys, který odlišuje monoklinální hřbet a kuestu v úklonu horninové kry. Kuesta je charakterizována úklonem vrstev 2 – 10°. Slepencová kra v zájmovém území je však ukloněna pod úhlem 20 – 30°, a proto ji z tohoto hlediska nelze klasifikovat jako asymetrický hřbet typu kuesty.

ŠŤASTNÝ (2003a, 2003b) dále označuje zlomovou plochu pod skalními na severozápadě zájmového území jako *resekventní svah na zlomové čáře*. Svahy na zlomové čáře vznikají dle DEMKA (1988) na místech, kde se vlivem tektonických pohybů stýkají zlomové plochy rozdílně hornin rozdílně odolných vůči zvětrávání. V průběhu vývoje reliéfu tento svah může být zcela zarovnan. V případě Žďáru postupoval odnos rychleji na ordovických usazeninách, tudíž došlo k obnažení původně zakryté části zlomové

plochy. Tato obnažená zlomová plocha se poté označuje jako *svah na zlomové čáře*. *Resekventní* svah na zlomové čáře se vyznačuje tím, že je orientován ve stejném směru jako původní zlomový svah. Strukturní (zejména litologická) kontrola svahu je pro tyto svahy typická a podmiňuje úzký vztah mezi svahem a geomorfologickou odolností hornin. Další charakteristická vlastnost, která se často vyskytuje u svahů vázaných na zlomy, je výskyt krátkodobých klouzavých pohybů hmot na svahu podle jedné nebo více smykových ploch – tzv. *gravitační svahové pochody*. Rozlišení jednotlivých typů svahů vázaných na zlomy však bývá často náročným úkolem, zvláště v případě polygenetického reliéfu (DEMEK 1988).

2.5 Antropogenní vliv

Hloubku ovlivnění přírodního prostředí antropogenní činností lze stanovit jen velmi nepřesně, neboť hloubka, kde se může projevit lidská činnost, souvisí mimo jiné i s ovlivněním spodních vod, či změnami napětí v horninovém podloží (KIRCHNER et SMOLOVÁ 2010). Přesto je velmi pravděpodobné, že nejrozsáhlejší suťové pole, které je situováno na SV svahu zájmového území, bylo více či méně postiženo antropogenní činností (ŠŤASTNÝ 2003a, 2004).

Ve vrcholové partii zájmového území se nachází kamenná akumulace, která je prokazatelně antropogenního původu. Jedná se o vnitřní prstenec fortifikace z kamenných valů, který byl vybudován pravděpodobně v pozdní době bronzové (950 – 800 př. n. l.) v oblasti výskytu tehdejší tzv. *nynické kultury*. Nynická kultura tvoří zvláštní skupinu v pravěkých kulturách západních Čech. Jméno dostala podle pohřebiště v Nynicích u Plzně. Valy vnějšího prstence této fortifikace (o celkové výměře téměř 25 ha) již do zájmového území nezasahují a v terénu nejsou zdaleka tak patrné. Na mnoha místech jsou totiž rozčleněny a celkově mnohem méně zachovány (ŠŤASTNÝ, 2004). Samotný areál fortifikace, a tedy i historického osídlení, je archeology označován jako tzv. *hradiště* (LÁDKOVÁ 1995). Tato opevněná hradiště se v době bronzové všeobecně rozšiřovala s ohledem na postupný rozvoj osídlení.

Dá se předpokládat, že suťové pole mohlo sloužit jako zdroj pro výstavbu výše zmíněných kamenných valů (ŠŤASTNÝ 2003a, 2004). Kamenné valy se dle KIRCHNERA a SMOLOVÉ (2010) řadí mezi vojenské (militární) povrchové antropogenní tvary. Konkrétně se jedná o konvexní protáhlé (liniové) vyvýšeniny

georeliéfu, které byly vybudovány násypem hmot pro obrané účely. ŠŤASTNÝ (2004) uvádí na Žďáru mocnost vnitřního valu místy až 3 m s průměrnou šířkou základny 12 m. Celková délka valu se poté pohybuje okolo 180 m a vymezuje tak vrcholovou partii zájmového území. Tato ohraničená přibližně hektarová plocha nese místní název *Akropole* či *Zahrádka*.

K jinému zásadnímu antropogennímu impaktu v zájmovém území nedošlo a člověk se tak na zdejším reliéfu podepsal jen málo. Člověk od počátku holocénu až po období neolitu prostředí měnil jen velmi pozvolna a ve své podstatě žil v harmonickém souladu s krajinou (CZUDEK 2005). Recentní antropogenní vliv na utváření krajiny je poté zanedbatelný. Suťová pole jsou totiž, vzhledem ke své nestabilitě, i do budoucna naprosto nevhodná pro jakoukoli zástavbu. Tyto oblasti proto pravděpodobně ještě dlouho zůstanou jedněmi z mála nevyužívaných ploch na Zemi (RUBÍN et al. 1986).

4. ROZBOR LITERATURY

4.1 Obecná literatura

Obecnou literaturu, řešící problematiku předkládané práce, můžeme rozdělit do několika dílčích kategorií. Za prvé se jedná o literaturu, která řeší obecnou geomorfologii. Stěžejní zdroj zde představuje DEMEK (1987) doplněný STRAHLEREM (2011). Dále pak obecná literatura zabývající se typy skalních tvarů (RUBÍN et al. 1986) a svahových sedimentů (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003). Obecné informace o kvartéru, jeho geologii a geomorfologii poté poskytují ZEMAN a DEMEK (1984).

4.2 Regionální literatura

Další kategorii zahrnuje literatura regionální geomorfologie a geologie. Z regionální geomorfologie jsou to především DEMEK et al. (1965, 2006), KUNSKÝ (1968), z geologie poté CHLUPÁČ et al. (1992) který popsal a přehledně zpracoval vývoj Barrandienu od kambria po devon a později také uceleně popsal celkový geologický vývoj České republiky od proterozoika až po současnost, resp. až po antropogenní impakt (CHLUPÁČ et al., 2002).

Kategorií, kterou lze částečně zařadit také pod literaturu obecnou, je kategorie zabývající se kvarterní geomorfologií. Jako stěžejní dílo, které uceleně pojednává o

vývoji kvartéru v České republice, lze označit zejména obsáhlou rešeršní práci CZUDKA (2005). Jediné ucelené informace o vývoji Brd poté poskytuje CÍLEK (2011).

4.3 Metodická literatura

Studium metodické literatury bylo zaměřeno na zvolení vhodných metod používaných při výzkumu, které by vedly ke splnění stanovených cílů. Pro pochopení metod geofyzikálního profilování a sedimentologie byly studovány především články z odborných periodik (např. *Geomorphology, Permafrost and Periglacial processes* a další), sborníků a bakalářských či diplomových prací s obdobnou tematikou.

Informace o struktuře a sedimentologii kamenných akumulací poskytli HINCLIFFE (1998) spolu s FIRPEM, GUGLIELMINEM a QUEIROLEM (2006). Nejen teplotními režimy kamenných moří se ve své kvalifikační práci zabýval BOUDA (2011), dále pak ZACHARDA, GUDE a RŮŽIČKA (2007)

Z odborných periodik poskytují srovnání rozdílných geofyzikálních metod například SAAS, BELL a GLADE (2008). V tomto článku je konfrontováno využití metody ERT (electrical resistivity tomography) a GPR (ground penetrating radar). OTTO a SAAS (2006) ve své případové studii popisují navíc srovnání s metodou mělké refrakční seismiky. Ucelený pohled na využití geofyzikálních metod v geomorfologii aplikovaných na konkrétních příkladech poté poskytují SCHROTT a SASS (2008). O aplikaci těchto metod se ve své obsáhlé publikaci zmiňují také HUBBARD a GLASSER (2005), přestože se zaměřují spíše na využití v glaciální geomorfologii. V českém prostředí je to potom například článek TÁBOŘÍKA, PÁNKA 2010, který aplikuje znalosti o využití elektrické rezistivní tomografie na výzkum horského reliéfu.

Informace ohledně užití makrosedimentologických metod v geomorfologickém výzkumu poskytují SNEED a FOLK (1958), WOLMAN (1954). V českém prostředí se touto problematikou v relativně nedávné době zabývali například ŠKARPICH, GALIA, HRADECKÝ a PEČ (2010).

Pro pochopení problematiky elementárních forem reliéfu byly studovány především kvalifikační práce STACKEHO (2008), CIMPELOVÉ (2009) a KAPROVÉ (2013). Problematice tvorby geomorfologického informačního systému se podrobně věnuje MENTLÍK (2002, 2006, 2007). Informace poskytl také JEDLIČKA (2009).

Pro pochopení systému GPS a aplikace GPS a GIS do geomorfologického výzkumu byly studovány publikace VOŽENÍLKA (2000, 2001) zabývající se integrací těchto systémů do geomorfologie. V průběhu práce s programem ArcGIS bylo využíváno online dostupné systematické nápovědy od firmy ESRI (ArcGIS Resources) a velmi užitečného výkladového slovníku ESRI (ArcGIS Dictionary).

4.4 Stav výzkumů v zájmovém území

Na rozdíl od Českého krasu nebo Šumavy nepatří Brdy mezi lokality s dlouholetou tradicí geomorfologického výzkumu. V případě středních Brd je tento fakt spojen s existencí Vojenského újezdu Brdy. Jeho zřízení roku 1925 znamenalo praktické zamezení vědeckého výzkumu vrcholových partií tohoto pohorí. Při tom je pravděpodobné, že zarovnané vrcholové plošiny středních Brd představují nejstarší dochovaný reliéf České republiky (CÍLEK et al. 2011).

Geologicky je oblast zkoumaná již delší dobu (viz kapitola 2.3). Nejvíce se na jejím prozkoumání podílel PURKYNĚ (1914, 1915). Ve svých pracích se intenzivně věnoval kambrickým sedimentům mezi Starým Plzencem a Žďárem u Rokycan. Ve své práci také popisuje hlavní dislokační směry zlomů Žďáru (PURKYNĚ 1914). Ve své další práci (PURKYNĚ, 1915) dále charakterizuje tektonické poměry zájmové oblasti, kterou označuje jako část tzv. *Třemošenského vrásnokerného pohorí*.

Geomorfologií Žďáru se nejvíce zabýval ŠŤASTNÝ (2003a, 2003b, 2004) a ŠŤASTNÝ et al. (2006). Popsal typy forem reliéfu na kambrických slepencích Žďáru a jednotlivé formy klasifikoval podle vedoucího genetického faktoru. Dále uvádí strukturní podmíněnost reliéfu (ŠŤASTNÝ 2003a) a jako první také popisuje unikátní silketové náteky (žlábkové pseudoškrapy) ve skalní dutině v SZ oblasti zájmového území (ŠŤASTNÝ 2004). Na základě jeho výzkumné práce poté vydal s kolektivem autorů publikaci spíše populárně naučného charakteru, která však jako první podává ucelený přehled přírodních podmínek a historii osídlení vrchu (ŠŤASTNÝ et al. 2006). Nejkomplexnější informace ohledně geomorfologie Brdské oblasti však uvádí CÍLEK et al. (2011), který ve své práci publikuje v mnoha případech vůbec první informace o reliéfu Brd svého druhu.

4.5 Svahové pochody a svahové sedimenty

Gravitační svahové pochody reprezentují jednu ze skupin svahových pochodů, při nichž se gravitace bezprostředně účastní jako síla způsobující svahový proces. Tíha horniny a vody ve svahu totiž vyvolává v hornině napětí, které je proměnlivé v závislosti na genezi svahu (výška, sklon), jeho odlehčení či změnu hladiny povrchových vod. Tato síla je dle DEMKA (1987) označována jako smykové napětí. Sedimenty, které vznikají na základě svahových pochodů, jsou poté označovány jako svahové sedimenty. Jedná se o typický prvek erozně denudačního reliéfu. Pokud jsou na erozně denudačním reliéfu vyvinuté svahy ovlivněny strukturou, jsou nazývány svahy strukturními. Nejvýrazněji se tyto strukturní vlivy uplatňují na vývoji skalních srubů a příkrých stěn (DEMEK 1988).

Svahové sedimenty (svahoviny) představují široké rozpětí sedimentů, které vznikly v závislosti na typu a tvaru terénu (DEMEK 1988). V denudačních oblastech jsou nejrozšířenějšími kvartérními uloženinami. Jde o materiál vzniklý opadem, ronem, splachem, svahovým posunem, sesuvem aj. (DEMEK 1987).

Svahové uloženiny z období glaciálů bývají drobněji klastické, složené z ostrohranných úlomků, často bez hlinité základní hmoty. Svahové sedimenty z dob interglaciálů a holocénu oproti tomu bývají hrubě balvanité sutě s hlinitou frakcí a zvětralými povrchy horninových úlomků. Mocnost těchto sedimentů se v některých vrcholových oblastech Brdské vrchoviny odhaduje až na několik desítek metrů (DEMEK 1965, 1987).

Podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003) jsou svahové sedimenty hlavním zdrojem pro všechny klastické sedimenty v jiných sedimentačních prostředích. Dále zmiňuje, že právě svahové sedimenty jsou úzce spjaty s geomorfologií oblasti, ve které se vyskytují. Podle charakteru těchto sedimentů je možné odvodit mechanismus, rychlost a celkovou dynamiku svahových pochodů. V českém prostředí je pro sedimenty svahového původu zažité nevhodné označení deluviální sedimenty (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003).

Jako vedlejší činitel při genezi svahových sedimentů působí zejména voda (např. v periglaciálních podmínkách pleistocénu umožňuje geliflukci), ale v určité míře také vítr. Podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003), jsou svahové sedimenty rozlišeny podle rozdílného podílu a formy působení těchto vedlejších činitelů do následujících skupin, přičemž objektem zájmu předkládané práce jsou především gravitační sedimenty *sensu stricto*:

- Gravitační sedimenty *sensu stricto*
- Gravitační sesuvové sedimenty
- Gravitační proudové sedimenty
- Splachové sedimenty

Geneze **gravitačních sedimentů *sensu stricto*** je význačná tím, že akumulace skalních úlomků je podmíněna výhradně nebo téměř výhradně gravitací. Zdrojem materiálu pro tyto typy svahových sedimentů jsou zvětráváním rozvolněné skalní výchozy. Nejvhodnější podmínky pro tvorbu těchto akumulací proto panovaly v chladnějších dobách pleistocénu. Obecně bývají gravitační sedimenty označovány termínem *sutě*. Mezi nejtypičtější geomorfologická tělesa, která jsou tvořena těmito sutěmi, řadíme suťová pole a droliny, dále pak balvanová (bloková) moře a osypy a suťové kužele (RŮŽIČKOVÁ et al. 2003). Předkládaná práce chápe tyto gravitační sedimenty jako alochtonní kamenné moře.

Tvary gravitačních sedimentů vznikají nejrůznějšími způsoby mechanického a chemického zvětrávání obnažených skalních povrchů. Tyto povrchy se poté rozpadají na jednotlivé izolované klasty hornin. Velikost těchto klastů kolísá od milimetrových až po několik metrů velké klasty. Při velkém nahromadění těchto klastů dle RUBÍNA et al. (1986) vzniká již určitý tvar reliéfu (svah, proud, kužel).

4.6 Vývoj reliéfu ČR v se zaměřením na střední Brdy

Mořská transgrese ve svrchní třídě postupovala v severojižním směru a pravděpodobně se zastavila právě na čáře Brd a Hřebenů, jelikož za touto linií již nebyly nalezeny žádné křídové sedimenty. V této době panovalo v našich podmínkách humidní, tropické klima a docházelo spíše k celkovému zarovnávaní povrchů. Na přelomu starších a mladších třetihor však dochází k zásadní změně situace. Alpínsko-himalájská orogeneze zasahující od jihu totiž na našem území projevila ve formě tzv. saxonské tektoniky. Díky této tektonické aktivitě došlo k rozlámání zarovnaného povrchu na jednotlivé horninové kry podél sítě predisponovaných zlomů. Právě rozlámání těchto ker a jejich rozdílné úklony a vertikální či horizontální posuny se výrazně podepsaly na charakteru dnešního reliéfu Brd (CÍLEK et al. 2011).

Je velmi pravděpodobné, že vrcholové plošiny středních Brd představují nejstarší dochovaný reliéf na území české republiky. Tento reliéf pravděpodobně představuje

zbytky rozsáhlé třetihorní střeoevropské roviny, která byla výsledným reliéfem mezozoicko-paleogenního procesu zarovnávání, tj. dlouhé doby relativního tektonického klidu. CÍLEK et al. (2011) uvádí čtyři hlavní faktory, podle kterých představují střední Brdy nejstarší reliéf České republiky:

- 1) Střední Brdy jsou tvořeny horninami extrémně odolných křemitých pískovců a slepenců, které jen velmi málo zvětrávají. Slepence, spojené křemitým tmelem, jsou natolik odolné, že praskají napříč valouny.
- 2) Střední Brdy nemají vyvinutou příliš bohatou říční síť a také leží ve srážkovém stínu pohraničních hor, tudíž zde jen omezeně mohla působit kvarterní fluvialní eroze, která by povrch více přepracovala.
- 3) Plošná a hloubková eroze je potlačena tvorbou sutí a nevznikají tak charakteristické říční nivy a údolí.
- 4) Kambrické slepence jsou z hlediska svahových pochodů uloženy ve stabilních horizontálních až subhorizontálních polohách.

Během kvartéru se již celkový ráz brdského pohoří příliš neměnil. Největší měrou se zde vytvářely suťové pláště, které zakrývaly starší formy reliéfu (CÍLEK et al. 2011). V chladných dobách pleistocénu se na celkovém vývoji reliéfu Brd výrazně podílelo fyzikální mrazové zvětrávání (CZUDEK 2005). Toto mrazové zvětrávání pochopitelně působilo i v oblasti zájmového území (ŠŤASTNÝ 2003a, 2003b). Fyzikální zvětrávání je pochod, při kterém se původně masivní hornina drobí na různě velké úlomky, ale nemění se její chemické složení. Hlavní proces fyzikálního zvětrávání spočívá v objemových změnách cizorodé látky (většinou vody) do pórů a puklin v hornině. Takový proces je označován jako mrazové (kryogenní) zvětrávání, neboli pochod, při kterém dochází k tříštění horniny tlakem způsobeným růstem ledu v pórech a puklinách (STRAHLER 2011). Faktory intenzity mrazového zvětrávání jsou obsah vody a rychlost zmrznutí vody. CZUDEK (2005) předpokládá, že nejintenzivnější mrazové zvětrávání na našem území pravděpodobně neprobíhalo v nejchladnějších obdobích pleistocénu, kdy se průměrná roční teplota pohybovala relativně nízko nad nulou a převážnou část roku tedy mrzlo. Mrazové zvětrávání je totiž vázáno na cyklické zamrzání a roztávání, z čehož CZUDEK (2005) dále usuzuje, že nejintenzivnější mrazové zvětrávání muselo probíhat v pozdějších dobách pleistocénu, kdy se průměrné denní teploty zimních měsíců pohybovaly lehce nad nulou.

5. METODIKA

5.1 Tvorba GmIS a geomorfologické mapování

Geomorfologické mapování je hlavní výzkumná metoda, která je využívána v geomorfologii v mnoha zemích. Tvorba geomorfologické mapy v určitém měřítku a vysvětlení geneze jednotlivých forem je ve své podstatě cílem geomorfologických výzkumů. Komplexní geomorfologická mapa řeší studované území jako celek a odráží se v ní celkový vývoj území i vzájemné vztahy jednotlivých forem (MENTLÍK 2007)

5.1.1 Geomorfologický informační systém

Geomorfologický informační systém (GmIS) je speciálním variantou geografického informačního systému (GIS) se zaměřením na geomorfologii. Může být využívat při všech činnostech geomorfologického výzkumu. Základní funkčnost GmIS spočívá v podpoře sběru, ukládání a správy dat v geomorfologické databázi. Jedná se například o tvorbu digitálního modelu reliéfu a z něj odvozených povrchů, tvorbu elementárních forem, nástroje pro podporu terénního mapování a jeho zpracování, výpočty morfometrických charakteristik (nejen) elementárních forem, tvorbu vyšších hierarchických forem, vymezení povodí, nástroje pro podporu tvorby geomorfologické mřížky, atp. (JEDLIČKA 2009).

5.1.2 Problematika elementárních forem reliéfu

Elementarizace georeliéfu představuje rozčlenění na co nejmenší homogenní celky, které dále nelze dělit. Jedná se o nejmenší prostorové jednotky georeliéfu, které jsou morfometricky, geneticky a potencionálně i morfodynamicky homogenní. Vnitřní struktura (diferenciace) těchto elementárních forem je pak z hlediska geomorfologického poznání irelevantní (MENTLÍK 2013). MINÁR (2001) označuje tyto základní stavební jednotky reliéfu jako geotopy.

Elementární formy dále skládají tzv. složené formy, což jsou části georeliéfu tvořené z více elementárních forem utvářených v časové a příčinné následnosti v rámci jednoho geomorfologického systému. Od svého okolí se liší způsobem vzniku určeným množinou geomorfologických procesů a jednotným tvarem. Soubor složených forem pak vytváří typy georeliéfu, které představují přirozeně ohraničenou část georeliéfu (MINÁR 1996).

5.1.3 Metodika mapování pomocí GPS

Výhody navigačních systémů, jako je možnost určovat přesně libovolnou pozici na zemském povrchu v reálném čase, způsobily intenzivní využívání GPS v geomorfologickém mapování. To bylo ještě donedávna prováděno tradičním způsobem. Propojení geoinformačních technologií, především GPS a GIS, posunuje nyní geomorfologické mapování o výrazný vývojový krok dopředu (VOŽENÍLEK 2001).

Geomorfologické mapování s GPS se neomezuje jen na obyčejné využívání navigačních možností přístroje při terénní práci geomorfologa. Geomorfologické mapování pomocí GPS probíhá v krocích podle následující osnovy (VOŽENÍLEK, 2000):

- Studium zájmového území
- Příprava prostorových databází
- Přípravné analýzy
- Nastavení GPS parametrů
- Kalibrace a plánování GPS měření
- Vlastní geomorfologické mapování s GPS
- Převod GPS dat do formátu prostorových databází
- Navazující analýzy
- Tvorba počítačové geomorfologické mapy

Pro samotné GPS mapování byla použita outdoorová navigace Garmin ETREX 30. Sice se nejedná o profesionální zařízení, ale z hlediska potřeb předkládané práce bylo více než dostačující. I v zalesněném terénu nebo pod skalními stěnami nebyl problém dostat se na horizontální přesnost pod 3 m. Toto zařízení totiž pro výpočet polohy využívá nejen družic GPS, ale také družic GLONASS a GALIELO. Taková přesnost je pro potřeby geomorfologického mapování dle VOŽENÍLKA (2001) více než dostačující. Kalibrace zařízení probíhala na známých výškových bodech, konkrétně na výškovém bodě, který se nachází na vrcholu zájmového území.

5.1.4 Metodika mapování kamenných akumulací

Vymezení kamenných akumulací proběhla na základě geomorfologického mapování, které je dle MENTLÍKA (2007) chápáno jako základní výstup geomorfologického výzkumu. Použití technologie GPS (*global positioning system*) a GIS (geografický

informační systém) poté umožnilo podstatné vylepšení jak vlastního procesu tematického (geomorfologického) mapování, tak i zpřesnění výsledné geomorfologické mapy a navazujících prostorových analýz (VOŽENÍLEK 2001).

Vlastní mapování kamenných akumulací pomocí GPS probíhalo v terénu za použití výše zmíněné navigace Garmin ETREX 30. Některé akumulace byly vymezeny pomocí funkce *Výpočet plochy*, po jejímž spuštění byly jednotlivé akumulace obcházeny. Zároveň byly akumulace vmezovány pomocí tvorby trasových bodů (funkce *Vytvořit trasový bod*). Při převodu do prostředí GIS nebyl pozorován významný rozdíl mezi přesností zaměřené akumulace pomocí funkce *Výpočet plochy* a *Vytvořit trasový bod*.

Naměřené body a polygony ve formátu *.gpx* byly dále převedeny pomocí programu DNRGPS do formátu *.sph* (shapefile). Tyto shapefile bylo dále nutné převést ze souřadnicového systému WGS84, ve kterém pracuje většina komerčních GPS, do souřadnicového systému S-JTSK, ve kterém byl vytvořen digitální model reliéfu celého zájmového území. K této transformaci souřadnicových systémů došlo přímo v prostředí ArcGIS 10.2.2.

5.2 Vstupní data a tvorba DMR

Přesnost a charakter vstupních dat jsou faktory, které významně ovlivňují užití DMR (digitálního modelu reliéfu) pro geomorfologickou analýzu (MENTLÍK 2006). DMR vyjadřuje tvar zemského povrchu jako bezrozměrnou plochu. Drtivou většinu těchto ploch reprezentují svahy – plochy, které nejsou rovnoběžné s geopotencionální hladinou země o sklonu v rozmezí 0,2 – 90° (MENTLÍK 2013). Jako vstupní data pro tvorbu DMR byla použita data poskytnutá Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním (ČÚZK). V případě kvalifikačních prací se jedná o bezplatně poskytnutou službu studentům vysokých škol. Pro účel předkládané práce je z hlediska podrobnosti více než dostačující produkt DMR 4G (Digitální model reliéfu 4. generace). DMR 4G reprezentuje zemský povrch v digitálním tvaru ve formě výšek diskrétních bodů v pravidelné síti (5 x 5 m) bodů. Poloha každého bodu je vyjádřena třemi souřadnicemi x , y , h , kde h představuje nadmořskou výšku ve výškovém referenčním systému Balt (ČÚZK 2014). Dosavadní ověřovací zkoušky parametrů přesnosti DMR 4G potvrzují, že garantovaná úplná střední chyba výšky tohoto generalizovaného modelu georeliéfu je pouze 0,3 m v terénu bez souvislé vegetace a 1 m v terénech pokrytých hustou vegetací

(BRÁZDIL et al. 2012). VOŽENÍLEK (2001) uvádí pro geomorfologické mapování ideální přesnost od 6 do 10 m. V tomto ohledu poskytuje DMR 4G nadmíru relevantní zdroj dat pro hlubší geomorfologickou analýzu.

Model vznikl z dat pořízených metodou leteckého laserového skenování výškopisu území České republiky v letech 2009 až 2013 (ČÚZK 2014). Letecké laserové skenování (LIDAR – *Light Detection And Ranging*) je poměrně mladou technologií, která umožňuje sběr bodů pro tvorbu digitálního modelu reliéfu i v zalesněných oblastech. Jedná se o technologii k detekci objektů a k měření vzdálenosti. Vlastní princip LIDARu je ve své podstatě velmi jednoduchý. Přístroj obsahuje zdroj laserového záření (emitor), optickou soustavu, mechanický prvek, detektor elektromagnetického záření a velmi přesné hodiny. Svazek paprsků laserového záření z emitoru je vyslán směrem ke snímanému objektu, od něhož se odražen vrací k detektoru. Hodiny poté mají za úkol změřit čas od vyslání svazku paprsků emitorem po jejich detekci na detektoru. Na základě znalosti rychlosti šíření světla je následně možné velmi přesně stanovit vzdálenost LIDARu od snímaného objektu a tudíž také polohu každého měřeného bodu z vysílaného svazku paprsku (DOLANSKÝ 2004). Jako nosič celého laserového zařízení zpravidla bývá využíváno letadlo či vrtulník, na rozdíl od pozemního laserového skenování, které umožňuje umístění zařízení přímo v terénu nebo na pozemním vozidle (GEODIS 2014).

Výsledkem zpracování leteckých laserových dat jsou georeferencované soubory výškových bodů DMR 4G reprezentované souřadnicemi X, Y v matematickém souřadnicovém referenčním systému JTSK (realizace S-JTSK/Krovak East North – EPSG:102067, kdy $x=-y_{\text{JTSK}}$ a $y=-x_{\text{JTSK}}$) a H ve výškovém referenčním systému Bpv, uložené v ukládacích jednotkách odpovídajících kladu mapových listů SM 5 (BRÁZDIL et al. 2012). V případě zájmového území se jedná o jednotky odpovídající celkem čtyřem mapovým listům SM 5. Jedná se o listy Plzeň 0-6, Plzeň 0-7, Plzeň 1-6 a Plzeň 1-7.

Výsledný DMR zájmového území byl tvořen z georeferencovaných výškových bodů naměřených leteckým laserovým snímáním. Takto naměřené body daleko lépe vystihují reliéf než DMR vytvořený na základě značně generalizovaných vrstevnic ZABAGED (Základní báze geografických dat České republiky). V případě modelů

reliéfů vytvořených na základě dat ZABAGED, znemožňuje generalizace vrstevnic (zejména v členitém reliéfu) vymezení podrobnějších prvků jako jsou elementární formy reliéfu, popřípadě konkrétní typy tvaru reliéfu (MENTLÍK 2002). Oproti tomu DMR, vytvořený na základě leteckého laserového snímkování, poskytuje nesrovnatelně přesnější údaje o tvaru reliéfu a nabízí tak mnohem širší uplatnění při geomorfologickém výzkumu.

5.2.1 Tvorba DMR v reprezentaci TIN

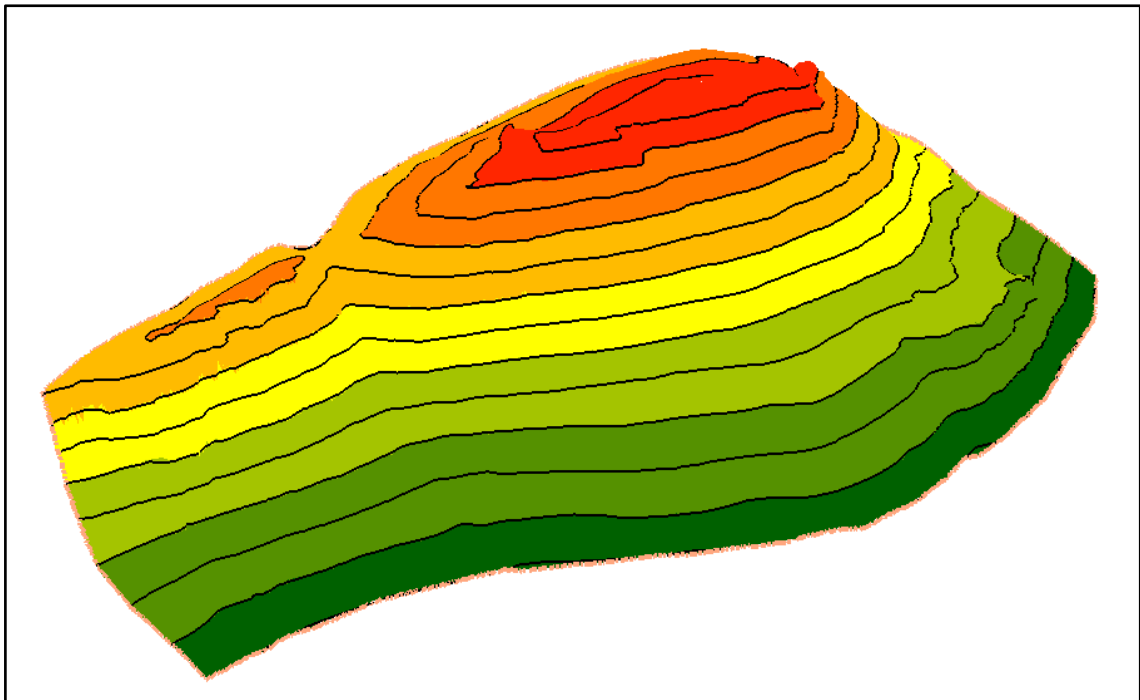
Nepravidelná trojúhelníková síť TIN (*triangulated irregular network*) představuje vektorová data, která rozdělují geografický prostor do souvislých, nepřekrývajících se trojúhelníků (GIS Dictionary 2014). Všechny vrcholy jsou tvořeny tzv. *uzly* (angl. *nodes*) nesoucí hodnoty x , y a z . Nespojitosti jsou v reprezentaci TIN vyjádřeny jako hrany (angl. *edges*) jednotlivých trojúhelníků. Při tvorbě takovéto nepravidelné trojúhelníkovité sítě, která tvoří pouze rovnostranné trojúhelníky, se hovoří o tzv. *Delaunayho triangulaci* (MENTLÍK 2013).

Tvorba DMR v TIN za použití dat z LIDARu probíhala v prostředí ArcGIS 10.2.2 od firmy ESRI s rozšířením *3D Analyst*. Při tvorbě reprezentace bylo nejprve nutné převést výškové body formátu *.xyz* na vhodnou třídu prvků (*feature class*) využitím funkce *ASCII 3D To Feature Class* v rozšíření *3D Analyst*. Tato funkce umožňuje na základě importovaných *ASCII* dat ve formátu *.xyz* generovat novou třídu prvků (GIS Dictionary, 2014). Jako výstupní třída prvků byla v tomto případě zvolena třída bodová (*point*). Dále bylo nutné těmto bodům přiřadit informaci o poloze a nadmořské výšce. To umožňuje funkce *Add XY Coordinates (Data management tools)*, která přiřazuje jednotlivým bodům souřadnice x a y a vypočítává jejich hodnoty. Pokud vstupní prvky obsahují údaje o výšce, funkce jim přiřazuje hodnotu souřadnice z (GIS Dictionary 2014). Po vytvoření bodové třídy prvků bylo již možné přikročit k samotné tvorbě TINu pomocí funkce *Create TIN* v rozšíření *3D Analyst*. Jako vstupní třída prvků byla zvolena nově vytvořená bodová třída prvků. Při zadávání souřadnicového systému byl použit systém *S-JTSK Krovak EastNorth.prj*, jelikož reprezentuje rovinné souřadnice (*projected coordinate systems*) namísto zeměpisných souřadnic (*geographic coordinate systems*). Při tvorbě již výše zmiňované *Delaunayho triangulace* na základě zeměpisných souřadnic totiž může dojít k produkci nepřesných

a zavádějících výsledků (ArcGIS Resources 2014). Bodová třída prvků vstupuje při tvorbě DMR jako tzv. *mass points*. Zásadním krokem je poté nastavit správné údaje o nadmořské výšce (*height field*) vyjádřené v bodové třídě prvků souřadnicí *z* (*Point Z*). MENTLÍK (2006) zmiňuje, že při tvorbě DMR je pro dosažení co nejhomogennějšího povrchu vhodné zahustit bodové pole o další známé liniové a polygonové prvky. Vzhledem k tomu, že výsledný TIN byl vytvořen na základě podrobného leteckého laserového snímkování, tento krok již nebyl relevantní. Zahušťování bodů o další údaje by bylo relevantní pouze v případě použití ZABAGED pro zpřesnění již předem generalizovaného povrchu.

Vytvořený TIN představoval DMR, který odpovídal celým čtyřem mapovým listům SM 5 a ne jen samotnému zájmovému území. Z tohoto důvodu bylo nutné výsledný TIN upravit pomocí funkce *Edit TIN* v rozšíření *3D Analyst*. Tato funkce umožňuje upravit TIN pomocí vstupujících bodových, liniových či polygonových tříd prvků (*feature classes*) a více tak zahušťuje (a v ideálním případě také zpřesňuje) bodové pole (GIS Dictionary 2014). Pro vymezení zájmového území byl vytvořen polygonový shapefile, který vstoupil jako polygonová třída prvků vymežující oblast pro výpočet výsledného TINu. Funkce *Edit TIN* tedy v tomto případě sloužila pouze jako nástroj pro oříznutí TINu polygonem, který reprezentoval zájmové území a nikoliv jako nástroj pro zahuštění bodového pole. V případě zájmového území a jeho morfometrické charakteristiky byl generován TIN reprezentující rozložení nadmořských výšek.

Obrázek 5: Ukázka zobrazení výsledného DMR zájmového území v ArcScene (pro větší názornost 1,5 násobným převýšením)



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2 ©ČÚZK (2015).

5.2.2 Tvorba povrchů morfometrických charakteristik v reprezentaci GRID

Pro tvorbu rastrových témat základních morfometrických charakteristik jako je sklon svahů a orientace vůči světovým stranám byl také využit software ArcGIS 10.2.2 od firmy ESRI. Jako inspirace posloužila práce MENTLÍKA (2006), STACKEHO (2008) a CIMPELOVÉ (2009). Pro zjištění morfometrických charakteristik byly z TINU generovány jednotlivé *gridy* pomocí funkce *TIN to Raster* v rozšíření *3D Analyst*. Tato funkce převádí nepravidelnou trojúhelníkovou síť do rasteru (*gridu*) pomocí interpolace (GIS Dictionary 2014). *Grid* je formátem firmy ESRI, který je určený pro ukládání rastrových dat (MENTLÍK 2006). Rastrová data poté interpretují prostor jako pole (síť) stejně velkých čtvercových buněk, uspořádaných v řádcích a sloupcích. Každá buňka nese číselnou hodnotu, která představuje geografický údaj pro danou jednotku prostoru. Při zobrazení *gridu* ve formě mapového výstupu jsou každé buňce čtvercové sítě přiřazeny barvy podle jejich číselné hodnoty. (GIS Dictionary 2014). V případě zájmového území byly generovány *gridy*, složené ze čtvercových buněk se stranou o velikosti 1 m.

Další morfometrické charakteristiky byly vytvořeny v rozšíření *Spatial Analyst*. Pro znázornění orientace ploch vůči světovým stranám byla využita funkce *Aspect*. Pro znázornění sklonů svahů v zájmovém území byla poté použita funkce *Slope*. Tvorba ostatních morfometrických charakteristik nebyla vzhledem k povaze předkládané práce relevantní.

5.3 Geofyzikální metody

Základem geomorfologického výzkumu je bezesporu geomorfologická analýza studovaného území. Ta v sobě zahrnuje celou řadu dílčích kroků a interpretací. Jedním z určujících faktorů pro poznání morfologie krajiny je geologická stavba podloží. Proto geomorfologický výzkum často vychází z místního litologického složení a strukturně geologických podmínek (jiné podmínky budou převažovat na flyšových horninách Západních Karpat a jiné v krystaliniku Českého masivu). Poznání litologických, strukturních, ale také sedimentačních poměrů ve studovaném území poté představuje významné vodítko k pochopení procesu či spíše kombinace procesů, které mají dominantní vliv na utváření georeliéfu (TÁBOŘÍK a PÁNEK 2010).

Použití geofyzikálních technik při průzkumu podloží nachází v geomorfologii stále větší uplatnění. Zvláštní pozici mezi geofyzikálními technikami průzkumu poté zaujímají tzv. *nedestruktivní metody*. Tyto metody představují často levnější a rychlejší cestu, jak získat informace o struktuře a složení zkoumaného skalního podloží, než je tomu například u pořizování vrtů. Neinvazivní geofyzikální metody tak mohou relativně snadno pomoci pochopit vývoj nejen periglaciálních forem reliéfu a to zvláště v oblastech, kde pořizování vrtů není možné například z hlediska ochrany přírody či z hlediska náročné dostupnosti (OTTO a SASS 2006).

STACKE (2013) navíc zmiňuje, že některé moderní neinvazivní geofyzikální metody jsou již schopny pronikat do hloubek, které nejsou dostupné ani vrtovou soupravou. Tato skutečnost platí i o užití metody elektrické odporové tomografie (ERT), která byla použita v rámci předkládané práce.

5.3.1 Elektrická rezistivní tomografie (ERT)

V rámci předkládané práce byla z geofyzikálních metod použita metoda elektrické odporové tomografie (ERT). Tato metoda nachází poměrně široké užití v

geomorfologickém výzkumu (HUBBARD a GLASSER 2005, OTTO a SASS 2006, SCHROTT a SASS 2008, SAAS, BELL a GLADE 2008).

Jedná se o dvojrozměrnou techniku mělkého podpovrchového průzkumu podloží s vysokým stupněm rozlišení. Princip měření je založen na výpočtu rozložení odporu pod zemským povrchem. Mezi párem elektrod je měřený elektrický potenciál, který je průchodem stejnosměrného proudu mezi párem dalších dvou elektrod. Nastavení elektrod je ovládáno systémem ARES, který obsahuje ohmmetr, přepínací jednotku a počítač. Podle účelu konkrétního měření je nejprve nutné zvolit právě vhodné uspořádání elektrod a délku položeného profilu (počet sekcí „multielektrodového kabelu“) a dále interval mezi jednotlivými elektrodami (vzdálenost dvou sousedních elektrod). Kombinace tohoto nastavení poté určuje požadovanou délku profilu, hloubkový rozsah a rozlišovací schopnost ve vertikálním či horizontálním směru (TÁBOŘÍK a PÁNEK 2010).

Právě metoda ERT patří vedle mělké refrakční seismiky (MRS) a georadaru (GPR – ground penetrating radar) k nejpoužívanějším geofyzikálním metodám. HUBBARD a GLASSER (2005) dokonce označují tuto metodu jako vůbec nejpoužívanější v geomorfologickém výzkumu. Uplatnění této metody nacházíme ve všech formách reliéfu. Vždy však musí být zvolený vhodný počet elektrod a interval mezi nimi, aby výsledek mohl být relevantní. Tato metoda nachází v geomorfologickém výzkumu široké uplatnění zejména díky její vysoké variabilitě. Tato variabilita spočívá například v rozdílném uspořádání rozestupu jednotlivých elektrod, hloubkového rozsahu, vlastního rozlišení nebo citlivosti na zvýšený přípovrchový měrný elektrický odpor. V současné době nachází metoda ERT největší uplatnění při detekci permafrostu (BOUDA 2011) a při průzkumech sesuvů půdy (SCHROTT a SASS 2008). Při detekci permafrostu se využívá speciálních vodivých vlastností vody v jejích různých skupenstvích. V kapalném skupenství voda funguje jako skvělý vodič elektrického proudu. V pevném skupenství se však voda (resp. led) jeví jako velice kontrastní látka vzhledem k okolnímu podloží a vykazuje velmi vysoké hodnoty elektrického odporu (OTTO a SASS 2006).

SCHROTT a SASS (2008) dále uvádějí, že na jisté limity metoda ERT naráží na velmi suchých a extrémně klastických až blokových substrátech. V takových případech je

doporučeno „pomocí“ vodivosti podloží například prostřednictvím mokré houby, skrz kterou je elektroda upevněna k substrátu. Naneštěstí se tato skutečnost týká i studovaného zájmového území, kde (zvláště na vlastní kamenné akumulaci) vykazovalo podloží extrémně vysoké hodnoty elektrického odporu.

Výsledky ERT analýzy posloužily jako vhodný zdroj informací v kvalifikačních pracích BOUDY (2011), KAPROVÉ (2013), CIMPELOVĚ (2009) a KRŇÁKA (2014), ale především pak STACKEHO (2013), pod jehož vedením samotné měření ve studované oblasti také probíhalo. V oblasti vrchu Žďár byl po rekognoskační pochůzce vytipován a následně zaměřen uvažovaný ERT profil. Profil byl vedený částečně přes hřbetovou partii zájmového území, jen několik metrů pod nejvyšším vrcholem. Dále byl veden přibližně po spádnici svahu přes těleso vlastní kamenné akumulace a zakončen až v místě, kde se svah narovnával a kamenné akumulace již nebyly dále v terénu patrné. Byla použita měřicí metoda „*Wenner-Schlumberger*“, kterou TÁBOŘÍK a PÁNEK (2010) označují jako obecně nejpoužívanější. Uspořádání elektrod bylo zvoleno 94,5/1,5. To znamená, že vzdálenost mezi první (nultou) a poslední elektrodou (a tedy i celková délka profilu) byla stanovena na 94,5 m. Dohromady bylo v terénu umístěno 63 elektrod. Trasa měrného profilu byla zaměřena pomocí GPS pro usnadnění budoucích analýz ve 3D prostředí. Jednotlivé elektrody byly zatloukány v rozestupu 1,5 m.

Zpracování výsledku ERT proběhlo v programu RES2DINV, který vyhodnocuje naměřená data prostřednictvím dvourozměrné tomografické inverze (TÁBOŘÍK a PÁNEK 2010) bezprostředně po měření v terénu. Následně byl doktorem Stackem vytvořen dvojrozměrný model rozložení odporu podloží v ose daného profilu.

5.4 Sedimentologické metody

Jak již bylo řečeno, jedním z cílů práce je zodpovězení otázky, zda je sledovaná kamenná akumulace recentní či fosilní. Právě sedimentologické metody mohou dobře vysvětlit procesy, kterými se daný sediment (v případě předkládané práce je to kamenná akumulace) zformoval. Nejčastěji se vychází z analýzy velikosti, tvaru, vnitřní struktury klastů apod. (HINCLIFFE et al. 1998). ŠKARPICH, GALIA, HRADECKÝ a PEČ (2010) také zmiňují, že výsledky makrogranulometrické analýzy mohou dokonce sloužit jako indikátory při případné volbě jiných výzkumných metod.

5.4.1 Makrogranulometrická analýza

Analýza jednotlivých klastů kamenné akumulace zahrnuje především posouzení velikosti, tvaru, hustoty a objemu jednotlivých částic (klastů). Předkládaná práce se věnuje prvním dvěma jmenovaným charakteristikám – velikosti a tvaru.

BUNTE a ABT (2001) uvádějí, že z hlediska makrogranulometrické analýzy je významná především povrchová vrstva sedimentů. Tím je v předkládané práci myšlena vrstva o mocnosti průměru jednoho klastu. Metoda je založena na měření os jednotlivých klastů této povrchové vrstvy. Informace o klastech lze získat pomocí několika základních postupů. Jedním z nich je dle ŠKARPICHA, GALII, HRADECKÉHO a PEČE (2010) měření v linii (*pebble counts*), které bylo použito pro tvorbu profilů také v předkládané práci. Tento postup zahrnuje měření jednotlivých klastů v pravidelných intervalech. Nevýhodou jsou však chyby, které mohou vznikat především při subjektivním ovlivnění náhodného výběru. WOLMAN (1954) zmiňuje, že nezaújatého výběru lze dosáhnout pouze v případě, že se výzkumný pracovník u každého vzorku snaží nedívat se na povrch a jen náhodně vybere úlomek pod špičkou boty. Při samotném měření v suťovém poli neztídka docházelo k situacím (zvláště u několikametrových bloků), ve kterých byl člověk sváděn k tomu, aby změřil jednoduše určitelný pravidelný klast nacházející se poblíž, než aby složitě identifikoval klast neurčité velikosti a orientace přímo v dráze profilu. Pro dosažení relevantních výsledků je však nutné co nejvíce eliminovat pochybení na základě tohoto „lidského faktoru“ a striktně se držet plánované metodiky.

Analýza velikosti a tvaru klastů se skládá z měření a analýzy tří os klastu (viz obrázek 6), které definují jeho trojrozměrný tvar. BUNTE a ABT (2001) uvádějí, že pro některé účely může být příhodnější použít jen jednu charakteristiku pro vyjádření velikosti klastu jako je např. délka střední osy b . HUBBARD a GLASSER (2005) však uvádějí, že mnohem přesnější metodu pro zjištění tvaru a velikosti klastů představuje právě měření jednotlivých kolmých (ortogonálních) os.

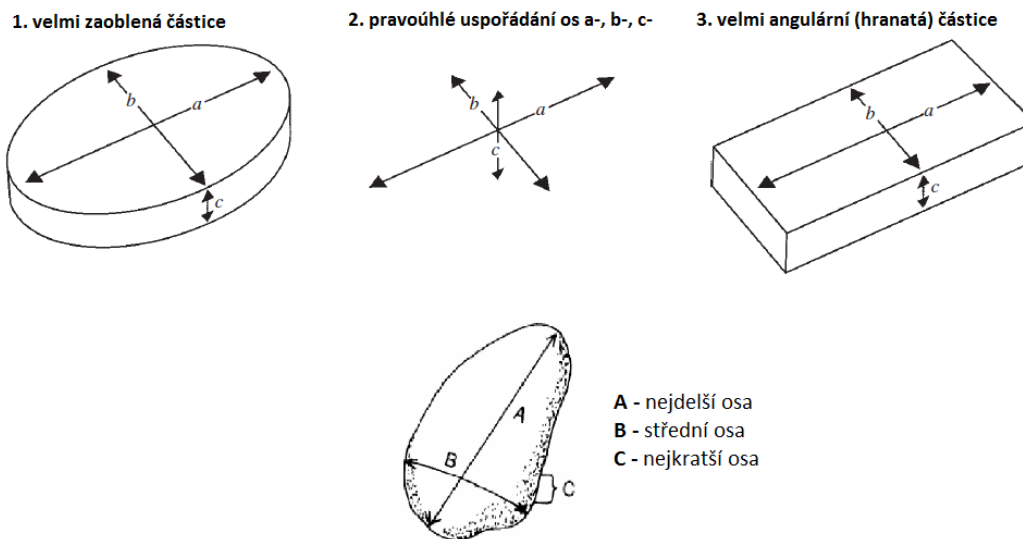
Při vlastním terénním výzkumu bylo nejprve nutno v rámci rekognoskační pochůzky vybrat vhodná místa pro vytvoření profilů. Tyto lokality byly uloženy do GPS, jednak z důvodu přesné identifikace při dalším navazování na profil (profil delší než 100 m nebylo možné z hlediska časové náročnosti stihnout za jeden den), ale také z důvodu

usnadnění navazujících analýz v prostředí ArcGIS. Mezi tímto způsobem vytípané body bylo posléze napnuto pásmo, ze kterého byly odečítány hodnoty vzdálenosti od počátku měřeného profilu: Celkem bylo vytvořeno šest profilů pro vytvoření „sítě“ na vlastní kamenné akumulaci. Nejprve byly vytvořeny tři profily příčné (I, II a III), které byly vedeny vždy po konkrétní vrstevnici (585, 595 a 605 m n. m.) kolmo se směrem svahu tak, aby postihly celou šíři kamenné akumulace. Délka těchto příčných profilů byla stanovena na 316 m pro nejnižší profil (příčný profil I), 331 m pro střední profil (příčný profil II) a 342 m pro horní profil (příčný profil III). Dále byly vytvořeny tři profily podélné (A, B, a C) paralelně se směrem svahu, které byly přibližně kolmé na dříve vytvořené profily příčné. Délka těchto podélných profilů byla stanovena na 76 m pro podélný profil A, 80 m pro podélný profil B a 80 m pro podélný profil C. Měření jednotlivých klastů poté probíhalo v intervalu 1 m. Celkem tedy bylo na těchto šesti profilech změřeno 1202 klastů. Jednotlivé hodnoty pro konkrétní klasty byly zanášeny do připravené tabulky. Z hlediska eliminace subjektivního výběru, byly vybírány ty klasty, přes které bylo měřící pásmo bezprostředně napnuté. Pokud na měřeném místě přímo vystupovalo skalní podloží, pak byla do tabulky zaznamenána hodnota „*bedrock*“. V případě, že se na měřeném místě nenacházel žádný měřitelný klast ani zde nevystupovalo skalní podloží, pak byla do tabulky zaznamenána hodnota „*woody debris*“. Tento přístup odpovídá metodice tak, jak ji popisuje WOLMAN (1954). V terénním výzkumu se podle této obecně platné metodiky obvykle měří částice větší než 2 mm. Z hlediska reprezentativnosti je poté nutné měřit nejméně 50 klastů v daném profilu (HUBBARD a GLASSER 2005). Praktická otázka samotného měření v suťovém poli hraje také poměrně důležitou roli. Samotný pohyb mezi rozvolněnými klasty vyžaduje opatrnost a vytvoření jednoho přes 300 metrů dlouhého profilu je v těchto podmínkách pro jednoho člověka poměrně vyčerpávající záležitostí, která vyžaduje minimálně tři dny strávené v terénu.

Analýza velikosti a tvaru klastů je tedy založena na délkách tří na sebe vzájemně kolmých os: nejdelší (osa a-), střední (osa b-) a nejkratší (osa c-). Podmínka na dodržení délek os by měla souhlasit s podmínkou, aby na sebe osy byly vzájemně kolmé. Tyto podmínky lze však dodržet jen u částic, jejichž tvar je spíše eliptický. Částice, jejichž tvar je spíše rombický (kosočtverečný), nemohou splňovat obě podmínky a výzkumník tak mnohdy může zůstat zmaten, zda klast identifikovat na základě absolutních délek os

nebo na základě jejich vzájemné kolmosti. Tato nesrovnalost nejčastěji vzniká u určení osy a- a osy b-, jelikož pozice a délka osy c- bývá ve většině případů zřejmá (BUNTE a ABT 2001). Po identifikaci os byly jednotlivé klasty měřeny pomocí rolovacího metru s přesností na jeden centimetr.

Obrázek 6: Způsob měření délek jednotlivých os klastu (částice)



Zdroj: Upraveno dle HUBBARDA a GLASSERA (2005) a WOLMANA (1954)

Na základě získaných dat o délkách jednotlivých os klastů byly dle metodiky BUNTEHO a ABTA (2001) na daných profilech vypočítávány dva v zrnitostní analýze důležité indexy, a to index velikosti klastu (*nominal diameter*), který by se měl směrem po svahu zvětšovat vlivem gravitačně podmíněného transportu a gravitačního vytřídění. Velikost klastu je důležitý parametr závislý na klimatických podmínkách, které v době transportu panovaly. Index velikosti klastu poté vychází z předpisu:

$$D_n = (a \cdot b \cdot c)^{1/3}$$

Gravitační vytřídění by poté potvrzovalo hypotézu, že daná akumulace představuje suťové pole, resp. alochtonní kamenné moře, kde v současnosti aktivně dochází k omezenému sesypávání menších úlomků, než tomu bylo v chladných dobách pleistocénu (MENTLÍK 2015).

Dalším zjišťovaným indexem v rámci zrnitostní analýzy byl index tvaru klastu, který by se směrem po svahu vlivem opracování transportem měl blížit právě jedné (BUNTE a ABT 2001). Vzhledem k odolnosti kambrických slepenců v zájmovém území

a také vzhledem k relativně krátkému transportu po svahu však není pravděpodobné, že by použití tohoto indexu mohlo ukázat dosti průkazné výsledky (MENTLÍK 2015). Index tvaru klastu poté vychází z předpisu:

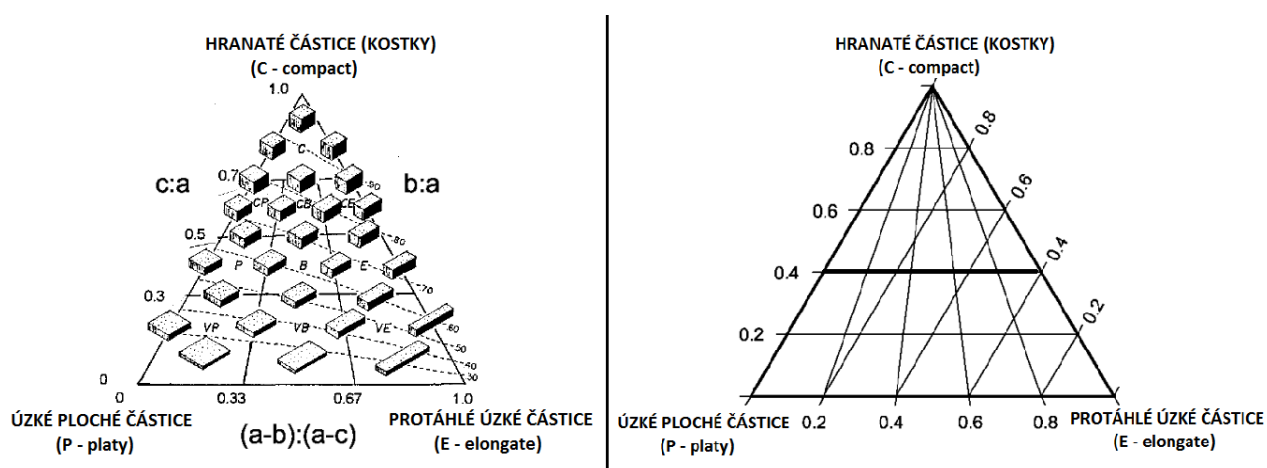
$$i = (b \cdot c / a^2)^{1/3}$$

Analýza tvaru sedimentárních částic (klastů) může poskytnout informace také o historii jejich transportu, ale také o rozpadu. Jedná se o charakteristiku, která podobně jako zaoblení vypovídá o délce transportu i o charakteru sedimentačního prostředí. Metoda reprezentace tvarů částic pomocí trojúhelníkového diagramu byla poprvé uvedena SNEEDEM a FOLKEM (1958) a velmi často je používána v glaciologických výzkumech (HUBBERD a GLASSER 2005). Trojúhelníkový Sneed and Folk diagram (viz obrázek 7) vyjadřuje poměry tří na sebe kolmých os. GRAHAM a MIDGLEY (2000) poté označují Sneed & Folk diagram jako nejobektivnější metodu prezentace primárních dat o tvaru klastů.

Ke konstrukci trojúhelníkového diagramu bylo užito rozšíření pro aplikaci Excel vypracované GRAHAMEM a MIDGLEYEM (2000). Číselnou charakteristikou vyjadřující tvar částic a dále používanou v následných analýzách byla C_{40} hodnota, definovaná jako procento klastů odpovídající následujícímu předpisu:

$$C_{40} = c : a \leq 0,4 \text{ [%]}$$

Obrázek 7: Kontinuum tvarů klastů – Sneed & Folk diagram



Zdroj: Upraveno dle BUNTE a ABT (2001)

Na Sneed & Folk diagramech, které jsou prezentovány v předkládané práci je vyznačena výše zmíněná C_{40} linie. Tato linie spojuje hodnoty 0,4 na osách $c:a$ a $b:a$. Umožňuje tak vhodně vizuálně interpretovat výsledky přímo z trojúhelníkového grafu. Pokud se většina vzorků nachází nad touto linií, pak se jedná převážně o úlomky pravidelné. U pravidelných úlomků je předpokládáno opracování delším transportem po svahu. Naopak vzorky, u nichž je předpokládán vznik bezprostředně kryogenním zvětráváním, by vzhledem ke své nepravidelnosti měly být rozprostřeny po celé ploše grafu, resp. by se body vyjadřující jednotlivé vzorky měly v trojúhelníkovém grafu nacházet pod touto C_{40} linií (MENTLÍK 2006, 2015, GRAHAM a MIDGLEY 2000).

Dále byly graficky prezentovány další dvě podstatné charakteristiky, které představují orientaci (směr sklonu) a sklon klastu. Vzájemný vztah mezi těmito dvěma charakteristikami může hrát signifikantní roli při určování geneze kamenné akumulace. Sklon i orientace klastu byly u každého vzorku zjišťovány pomocí geologického kompasu s přesností na 1° . Pro zjištění orientace klastu bylo nejprve nutné správně určit a-osu každého vzorku. Orientace a-osy je v předkládané práci chápána vzhledem k jejímu sklonu (horizontálnímu gradientu) směrem dolů po svahu. Takový přístup odpovídá metodice FIRPA, GUGLIEMINA a QUEIROLA (2006). Získaná data byla následně zanesena do tematického kruhového histogramu – růžicového diagramu (*rose diagram*).

Další použitý histogram (stereonet) umožňuje 3D stereografickou projekci dvou hodnot (v tomto případě orientace a sklonu). Do 3D stereografické projekce jsou tedy zadávány dva parametry. Orientaci, která je vynášena na osy x - a y - a sklon, který je vynášen na osu z - v 2D. Body jsou poté zobrazeny na dolní hemisféru, kde je hodnota orientace a-osy zanesena po směru hodinových ručiček na okraji diagramu a hodnota sklonu je vyjádřena vzdáleností bodu od okraje směrem ke středu grafu tak, že klasty se sklonem 0° jsou na hraně kružnice. Klasty o sklonu blízcímu se 90° jsou oproti tomu zaneseny ke středu kružnice (HUBBARD a GLASSER 2005). Pro tvorbu výše zmíněných kruhových diagramů (směrových růžic a stereonetů) byla použita online dostupná aplikace Visible Geology BETA (2015).

Na základě dat naměřených v terénu by bylo vhodné plošně modelovat jednotlivé charakteristiky kamenných akumulací v prostředí ArcGIS. Toto plošné znázornění

charakteristik pomocí povrchů by však bylo náročné zejména na posouzení vhodné interpolační metody (nabízela by se geostatistická metoda *kriging*). Tato metoda by měla vypočítávat váhu jednotlivých hodnot nejen v závislosti na vzdálenosti, ale také brát v úvahu prostorové uspořádání (MENTLÍK 2013, 2015).

6. ANALYTICKÁ ČÁST

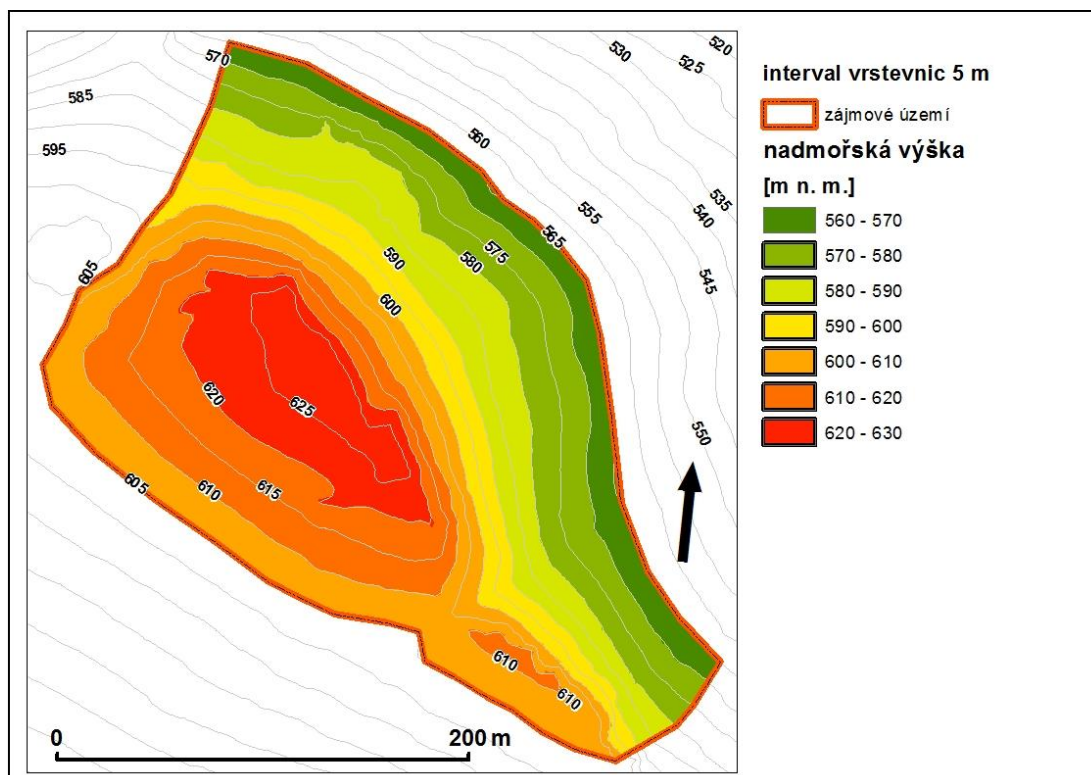
6.1 Analýza morfometrie zájmového území

Morfometrické charakteristiky zájmového území byly pro účel práce omezeny na analýzu rozložení nadmořských výšek, analýzu sklonitosti svahů a analýzu orientace svahů vůči světovým stranám.

6.1.1 Analýza rozložení nadmořských výšek

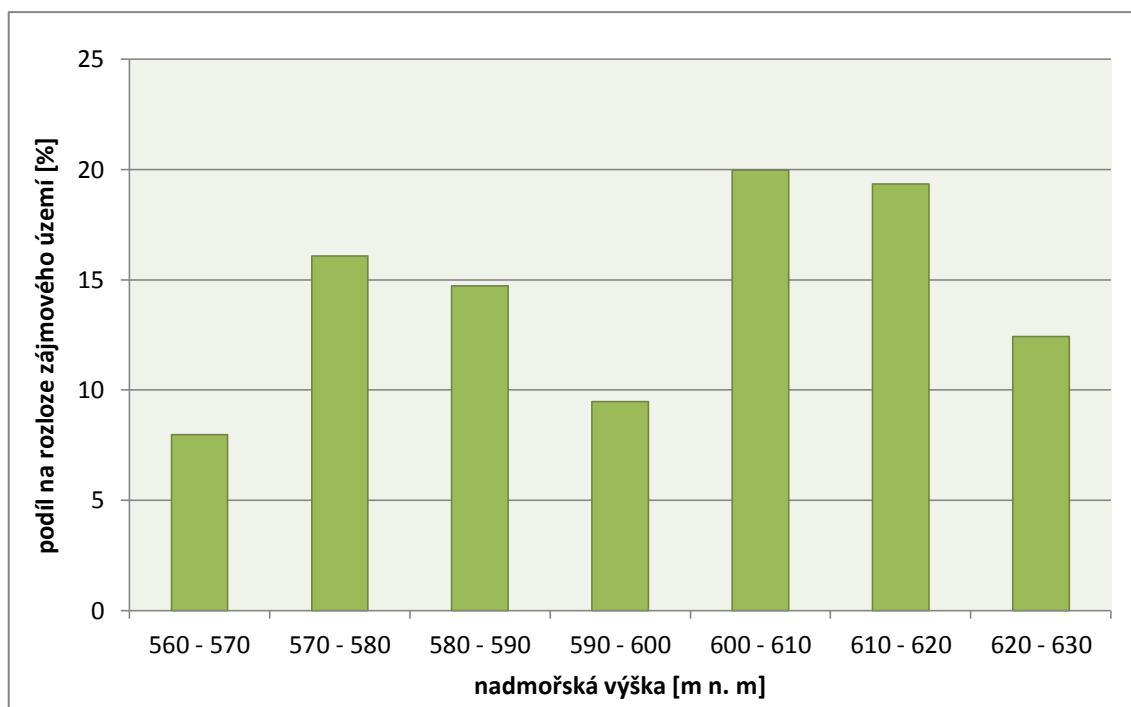
Pro posouzení zastoupení nadmořských výšek v zájmovém území (viz obrázek 8) byl vygenerován rastr nadmořských výšek v prostředí ArcGIS. Na základě tohoto rastru byl dále vytvořen histogram (viz obrázek 9) a tabulka (viz tabulka 2) znázorňující podíl jednotlivých nadmořských výšek na celkové ploše zájmového území.

Obrázek 8: Mapa rozložení nadmořských výšek v zájmovém území



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2., ©ČÚZK (2015).

Obrázek 9: Histogram znázorňující podíl nadmořských výšek na rozloze zájmového území



Rozdíl nadmořských výšek nejvýše (629,5 m n. m.) a nejniže (565 m n. m.) položeného bodu je 64, m. Z rozdílu nadmořských výšek na relativně malé ploše zájmové oblasti poté vyniká dynamika georeliéfu. Nejvyšším bodem je logicky samotný vrchol Žďár, nejnižší bod, lépe řečeno linie, kopíruje západní hranici zájmového území a je představována vrstevnicí 565 m n. m.

V zájmovém území převažují plochy s nadmořskou výškou 600 – 610 m a 610 – 620 m (téměř 40 % plochy zájmové oblasti). Tato skutečnost je dána tím, že velkou část zájmového území představuje vrcholová plošina a pod ní se nacházející bezprostředně přiléhající skalní výchozy, které představují zdrojovou oblast pro tvorbu kamenné akumulace. Nejmenší zastoupení (asi 8 %) poté mají plochy s nadmořskou výškou 560 – 570 m. Výraznější zastoupení vyšších nadmořských výšek v zájmovém území je dáno jednak jeho relativně malou plochou, ale také tím, že vrcholová partie je relativně zarovnaná. Tento jev je charakteristický pro celé pohoří Brd a tyto vyzdvížené vrcholové partie patrně představují zbytky dříve utvořených zarovnaných povrchů.

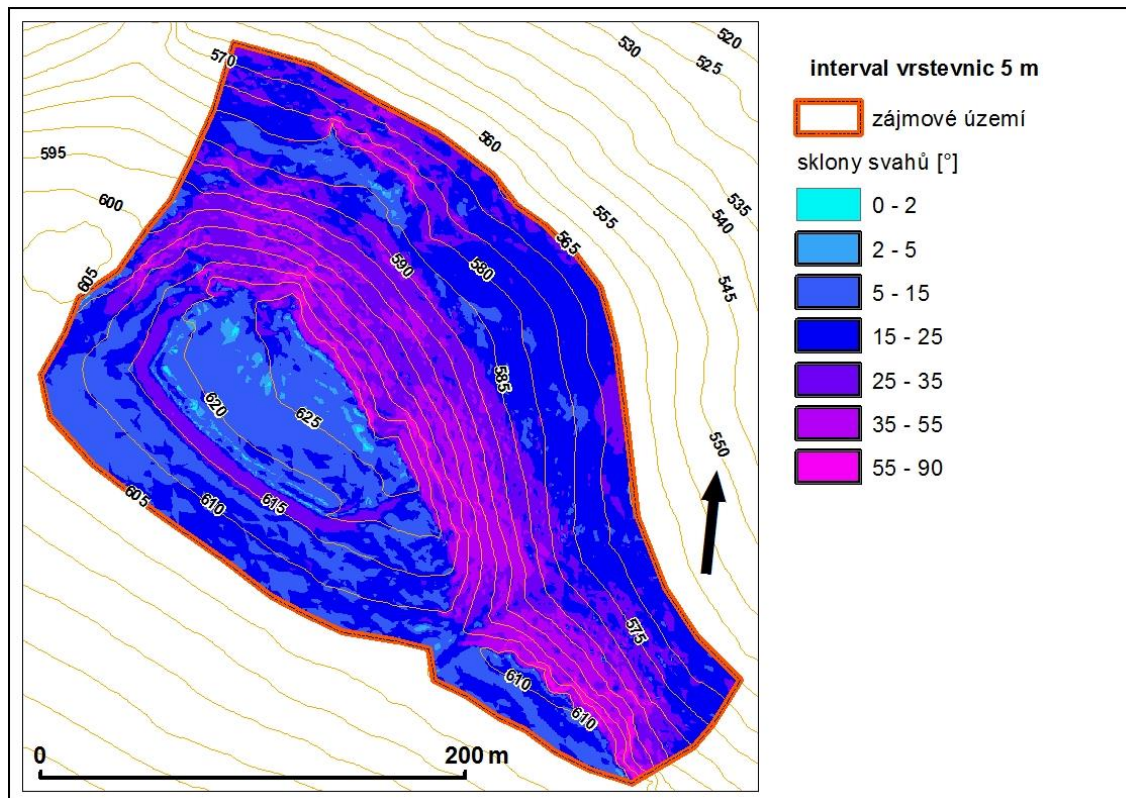
Tabulka 2: Podíl nadmořských výšek na rozloze zájmového území

nadmořská výška [m n. m.]	podíl na rozloze [%]
560 - 570	7,97
570 - 580	16,09
580 - 590	14,72
590 - 600	9,47
600 - 610	19,98
610 - 620	19,34
620 - 630	12,43

6.1.2 Analýza rozložení sklonů svahů

Pro posouzení zastoupení sklonitosti svahů v zájmovém území byl vygenerován rastr sklonů svahů v prostředí ArcGIS (viz obrázek 10). Na základě tohoto rastru byl dále vytvořen histogram (viz obrázek 11) a tabulka (viz tabulka 3) znázorňující podíl jednotlivých sklonů na celkové ploše zájmového území.

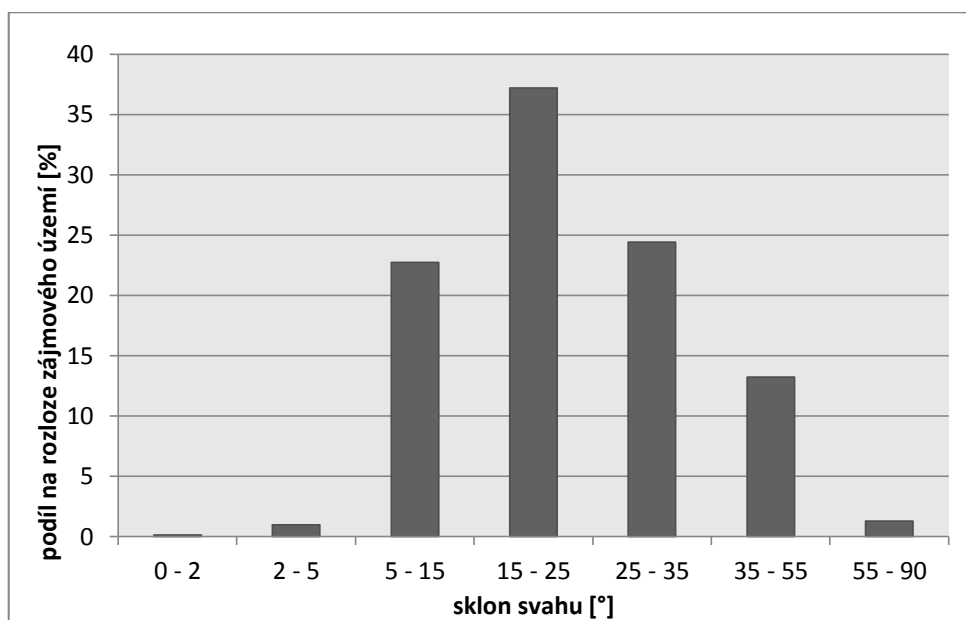
Obrázek 10: Mapa rozložení sklonů svahů v zájmovém území



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2, ©ČÚZK (2015).

Podíl jednotlivých sklonů svahů v zájmovém území je velmi různorodý. Rovinné a mírně skloněné plochy do 5° se v zájmovém území vyskytují jen okrajově (cca 1,15 %). O poznání významnější zastoupení mají v zájmové oblasti plochy značně skloněné (cca 23 %). Největší zastoupení poté představují plochy od 15° do 25° (37 %), které reprezentují velmi příkře skloněné plochy. Z hlediska zaměření předkládané práce jsou však nejdůležitější velmi příkře skloněné plochy o sklonech 25 – 35°. Na těchto plochách se také nejčastěji vyskytují kamenné akumulace a zaujímají téměř jednu čtvrtinu zájmové oblasti (24,44 %). Srázy se sklonem 35°- 55° zaujímají přibližně 13 % zájmové oblasti. Stěny se sklonem 55° a více poté představují holé skalní výchozy, jejichž zvětvávání a následné sesypávání dalo vzniknout zkoumaným kamenným akumulacím.

Obrázek 11: Histogram znázorňující podíl sklonů svahů na rozloze zájmového území



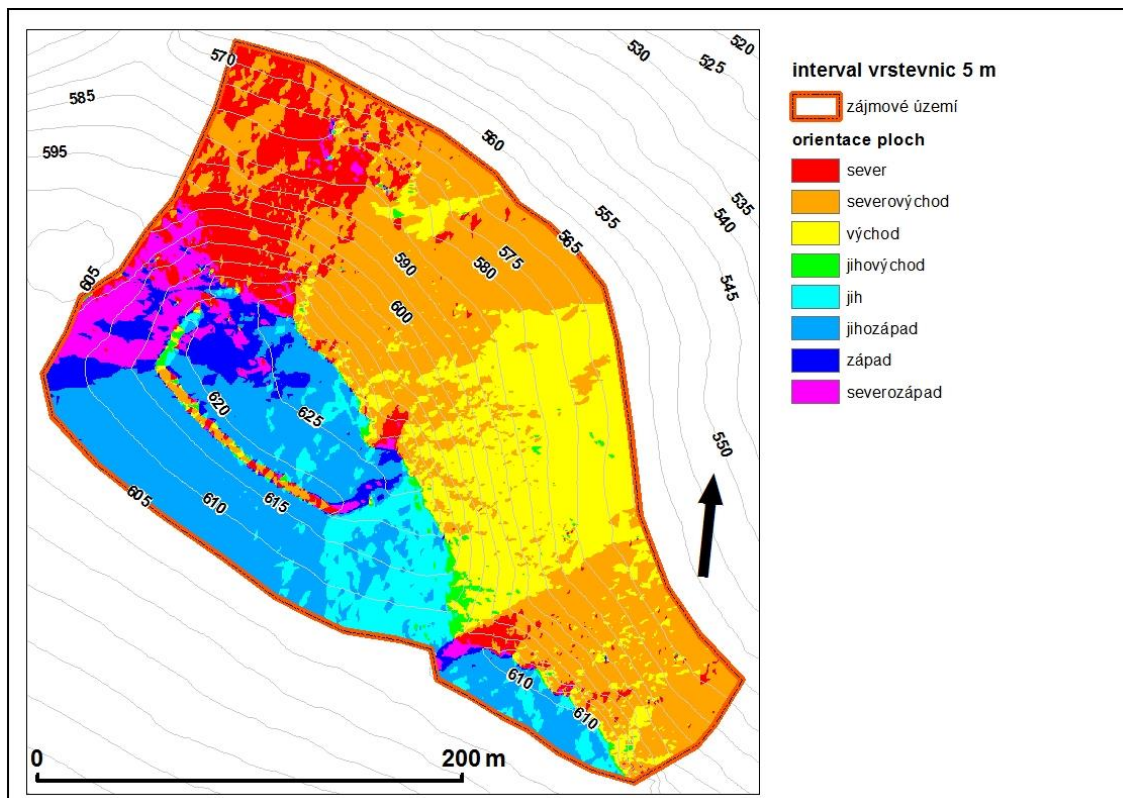
Tabulka 3: Podíl jednotlivých sklonů svahů na rozloze zájmového území

Sklon [°]	podíl na rozloze [%]
0 - 2	0,15
2 - 5	0,98
5 - 15	22,73
15 - 25	37,19
25 - 35	24,44
35 - 55	13,24
55 - 90	1,28

6.1.3 Analýza orientace svahů

Pro posouzení zastoupení orientace svahů v zájmovém území byl vygenerován rastr znázorňující rozdílné orientace svahů v prostředí ArcGIS (viz obrázek 12). Na základě tohoto rastru byl dále vytvořen histogram (viz obrázek 13) a tabulka (viz tabulka 4) znázorňující podíl jednotlivých orientací svahů na celkové ploše zájmového území.

Obrázek 12: Mapa znázorňující orientaci svahů vůči světovým stranám

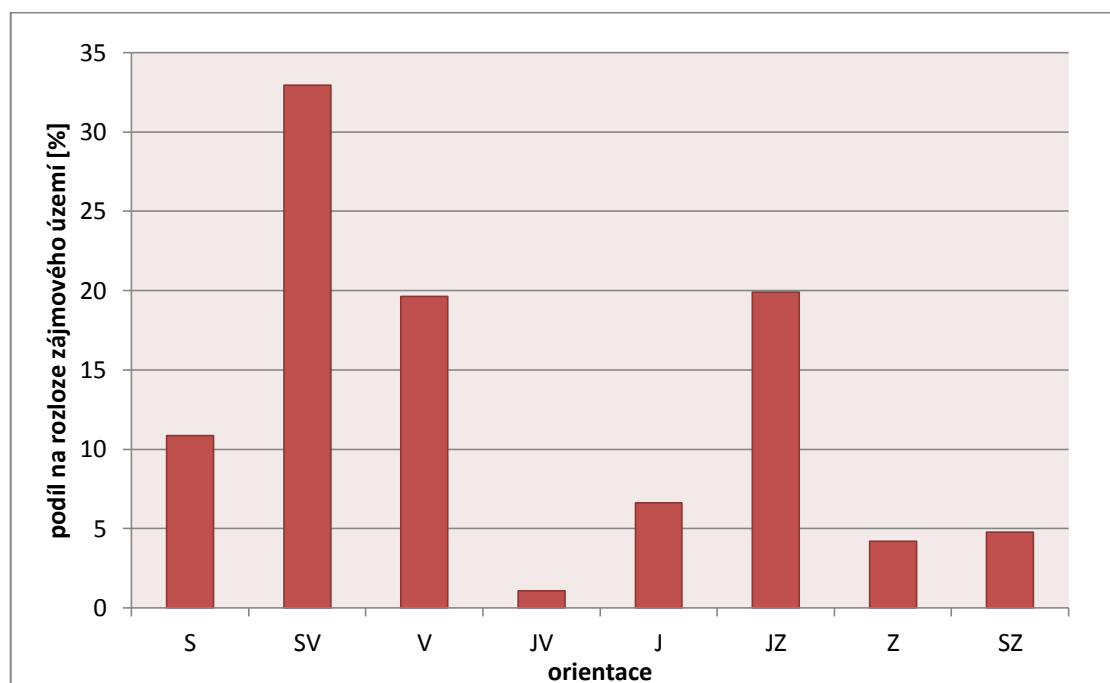


Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2 ©ČÚZK (2015).

Vzhledem ke strukturálnímu podmínění reliéfu zájmového území převažují plochy o orientacích sever (10,85 %), severovýchod (32,93 %) a východ (19,62 %). Tato skutečnost je dána zejména tím, že při vymezení zájmového území byl kladen důraz na postižení té části severovýchodního úpatí Žďáru, pod níž se nachází kamenná akumulace se shodnou orientací, jakou má samotný svah. Takto orientované svahy dohromady zaujímají bezmála dvě třetiny plochy zájmového území. Podstatný podíl na ploše zájmové oblasti mají taktéž svahy s jihozápadní orientací (19,89 %). Tento relativně vysoký podíl je podmíněn zejména zahrnutím zarovnané vrcholové plošiny do vlastního zájmového území. Tato plošina je mírně ukloněna paralelně se směrem svahu

právě na jihozápad. Nejméně se na ploše zájmové oblasti podílí plochy o jihovýchodní orientaci (1,07 %), které se vyskytují jen ostrůvkovitě a nevytváří žádný výrazný svah.

Obrázek 13: Histogram znázorňující podíl orientace svahů na rozloze zájmového území



Tabulka 4: Podíl orientací jednotlivých svahů na rozloze zájmového území

orientace	podíl na rozloze [%]
sever	10,85
severovýchod	32,93
východ	19,63
jihovýchod	1,07
jih	6,64
jihozápad	19,89
západ	4,19
severozápad	4,79

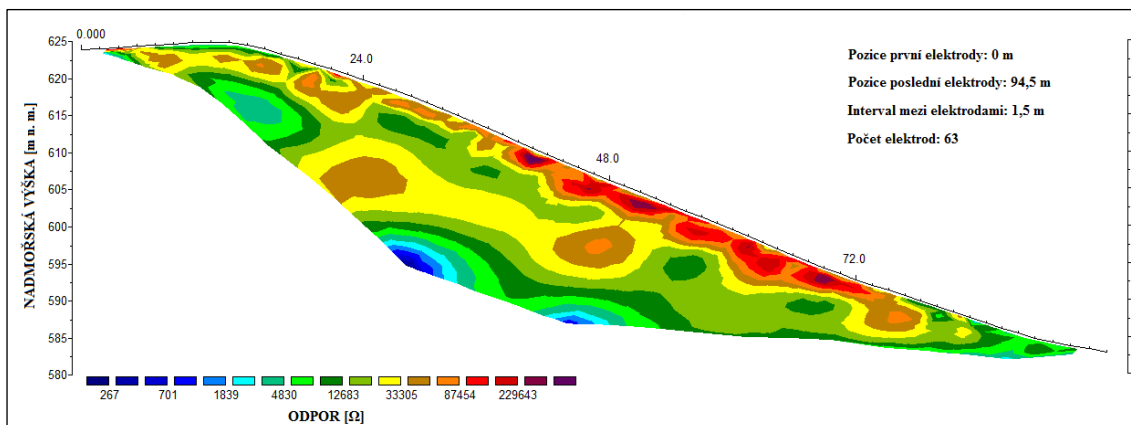
6.2 Geofyzikální profilování

Výsledky elektrické rezistivní tomografie (viz obrázek 14 a 15) tedy odpovídají geologické struktuře podloží. Odolné skalní podloží se se projevuje jako vysokoodporová struktura. Horní část profilu představuje vrcholovou plošinu, na které

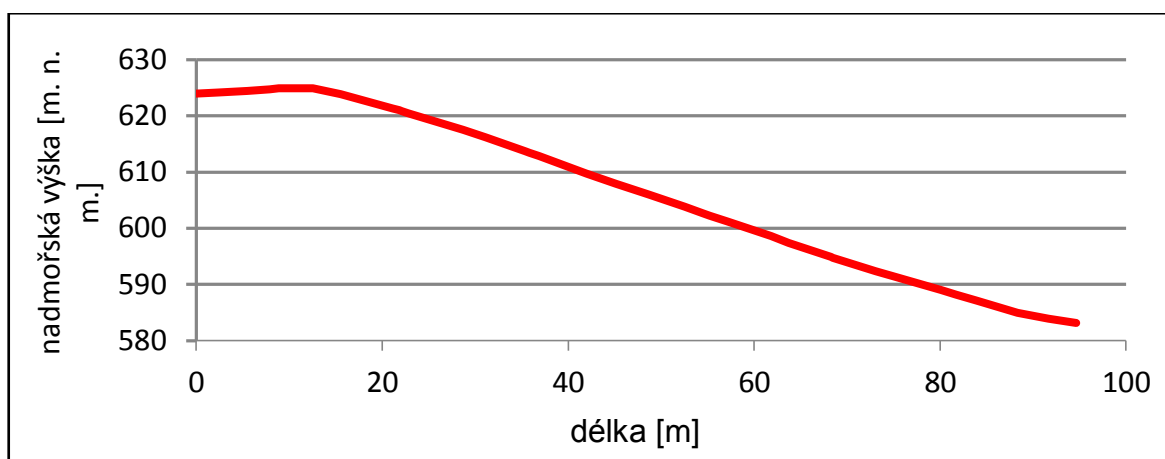
se vyvinula jemnější hlinitá frakce, která se díky většímu provlhčení projevuje jako zóna odporů nižších. V samotné koncové části profilu se také vyskytuje oblast nižších odporů tvořená nejspíše méně odolnými břidlicemi.

V horní části profilu (0-11 m) vykazuje podloží relativně nízké zóny odporu (cca 5 – 10 k Ω). Tato skutečnost je dána tím, že horní část kamenné akumulace je zanesená jemnější hlinitou frakcí a hrabankou, která mnohem lépe vede elektrický proud, jelikož dokáže lépe absorbovat vlhkost. Přibližně od 24 do 72 m vykazuje podloží velmi až extrémně vysoké hodnoty odporu (200 k Ω a více). Tato střední část profilu je totiž složena pouze z ostrohranných slepencových klastů, mezi kterými se nenachází takřka žádný vodivý materiál. Mocnost této vrstvy se dá na základě geofyzikálního měření odhadnout na přibližně 7 – 10 m. Zóny takto vysokých odporů proto s největší pravděpodobností představují prázdné prostory mezi jednotlivými klasty kamenné akumulace. Obdobně vysoké hodnoty vykazuje také led, resp. sporadický permafrost (SCHROTT a SASS 2008). Ten by se však musel nacházet ve větší hloubce a ve zdejší nadmořské výšce je jeho existence vysoce nepravděpodobná, zvláště vzhledem k relativně malé mocnosti této akumulace. Při samotném měření bylo také poměrně obtížné tyto elektrody vhodně instalovat mezi rozvolněné skalní bloky. SAAS, BELL a GLADE (2008) dokonce v některých případech navrhuje vrtákem vytvořit do podloží díry, do kterých se následně dají elektrody upevnit s lepšími výsledky. Poslední úsek přibližně od 72 – 94,5 m poté opět představuje zóny relativně menšího odporu (cca 3 – 12 k Ω). V dolní části totiž kamenná akumulace zarůstá suťovými porosty a také se zde poměrně dost mírní celkový sklon svahu. Na základě těchto nízkých odporů v koncové části profilu je možné se domnívat, že se v těchto partiích odolné kambrické podloží „noří“ pod navazující ordovické břidlice. Pohyb a práce na těchto příkře skloněných lokalitách je poměrně fyzicky náročný úkonem vyžadujícím opatrnost.

Obrázek 14: Výsledný geofyzikální 2D profil znázorňující rozdílné odpory podloží



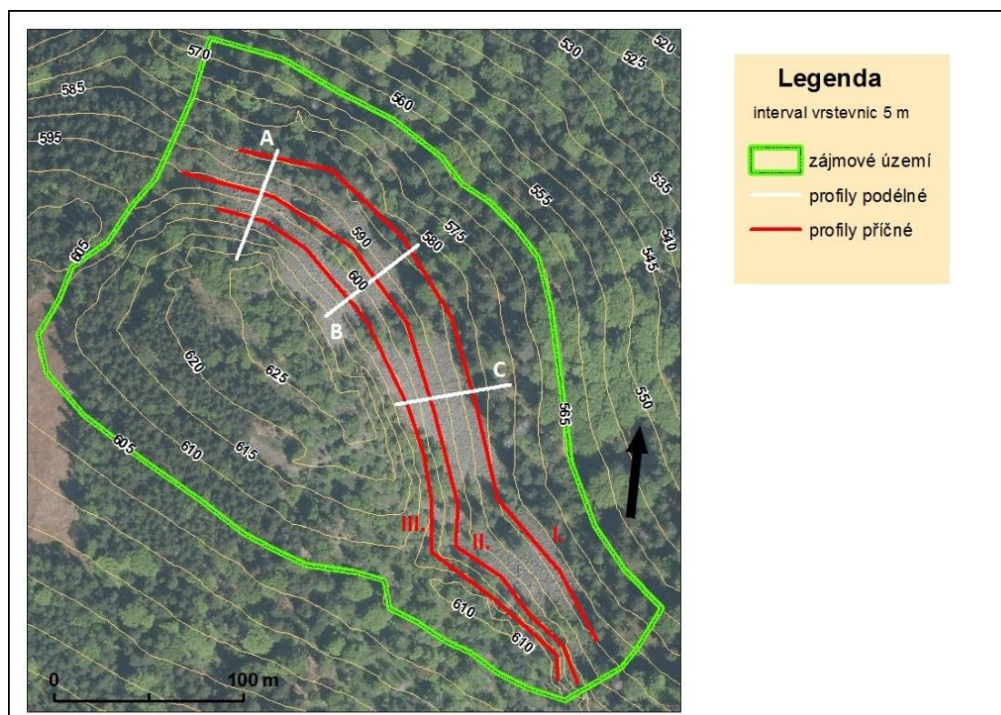
Obrázek 15: Graf průběhu ERT profilu



6.3 Makrogranulometrie

V zájmovém území bylo vytvořeno celkem 6 profilů v rámci makrogranulometrické analýzy. Makrogranulometrická analýza v kombinaci s geomorfologickým mapováním a analýzou profilů přináší důležité informace o distribuci sedimentů (kryoklastů) ve studované kamenné akumulaci (ŠKARPICH, GALIA, HRADECKÝ a PEČ 2010).

Obrázek 16: Vymezení jednotlivých profilů na leteckém snímku zájmové oblasti



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2

Tabulka 5: Vybrané charakteristiky příčných profilů v zájmovém území

PŘÍČNÝ PROFIL:	I.	II.	III.
l (celková délka profilu)	316 m	331 m	342 m
n (počet změřených klastů v profilu)	310	326	329
C_{40}	54,20%	48,46%	55,62%
i (index tvaru)	0,095	0,101	0,092
Dn (index velikosti)	53,11	46,97	37,08
a^{\max}	278 cm	430 cm	315 cm
a^{\min}	27 cm	24 cm	9 cm

Tabulka 6: Vybrané charakteristiky podélných profilů v zájmovém území

PODÉLNÝ PROFIL:	A	B	C
l (celková délka profilu)	76 m	80 m	78 m
n (počet změřených klastů v profilu)	77	81	79
C_{40}	49,35%	49,38%	50,63%
i (index tvaru)	0,105	0,103	0,090
Dn (index velikosti)	47,51	47,23	45,09
a^{\max}	240 cm	203 cm	173 cm
a^{\min}	14 cm	22 cm	20 cm

6.3.1 Velikost klastů

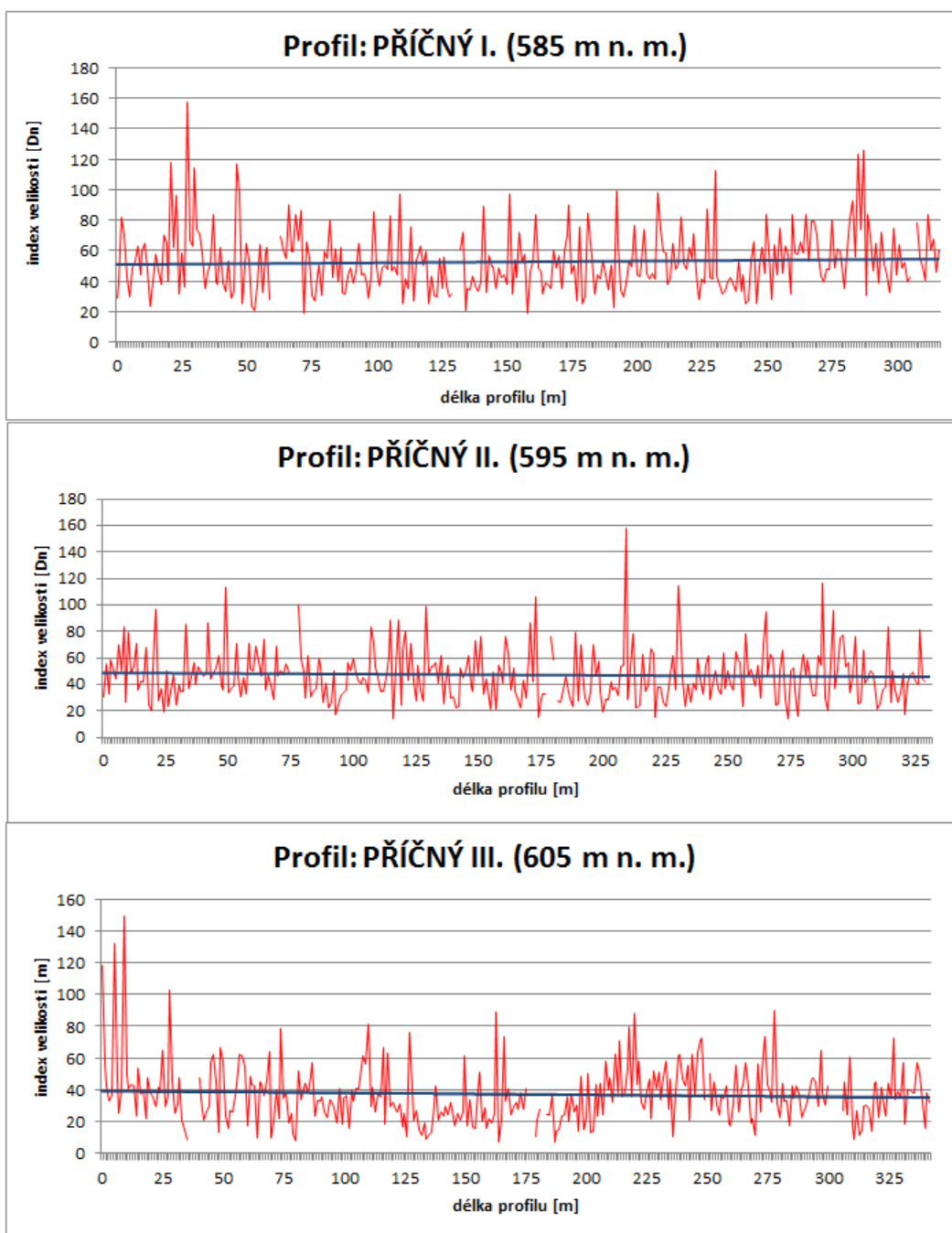
Jednou ze sledovaných charakteristik v rámci makrogranulometrické analýzy byla také velikost měřených klastů na základě sledování maximální a minimální délky a-os a dále pak na základě indexu velikosti D_n , který vycházel z porovnání jednotlivých délek os a-, b- a c-.

Příčný profil I. o celkové délce 316 m, který byl vedený v nejnižší části kamenné akumulace, se skládá celkem z 310 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 53,11 cm a index tvaru 0,095.

Příčný profil II. o celkové délce 331 m, který byl vedený ve střední části kamenné akumulace, se skládá celkem z 326 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 46,97 cm a index tvaru 0,101.

Příčný profil III. o celkové délce 342 m, který byl vedený v nejvyšší části kamenné akumulace, se skládá celkem z 329 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 37,08 cm a index tvaru 0,092.

Obrázek 17: Grafy znázorňující vývoj velikosti klastů Dn v průběhu jednotlivých příčných profilů



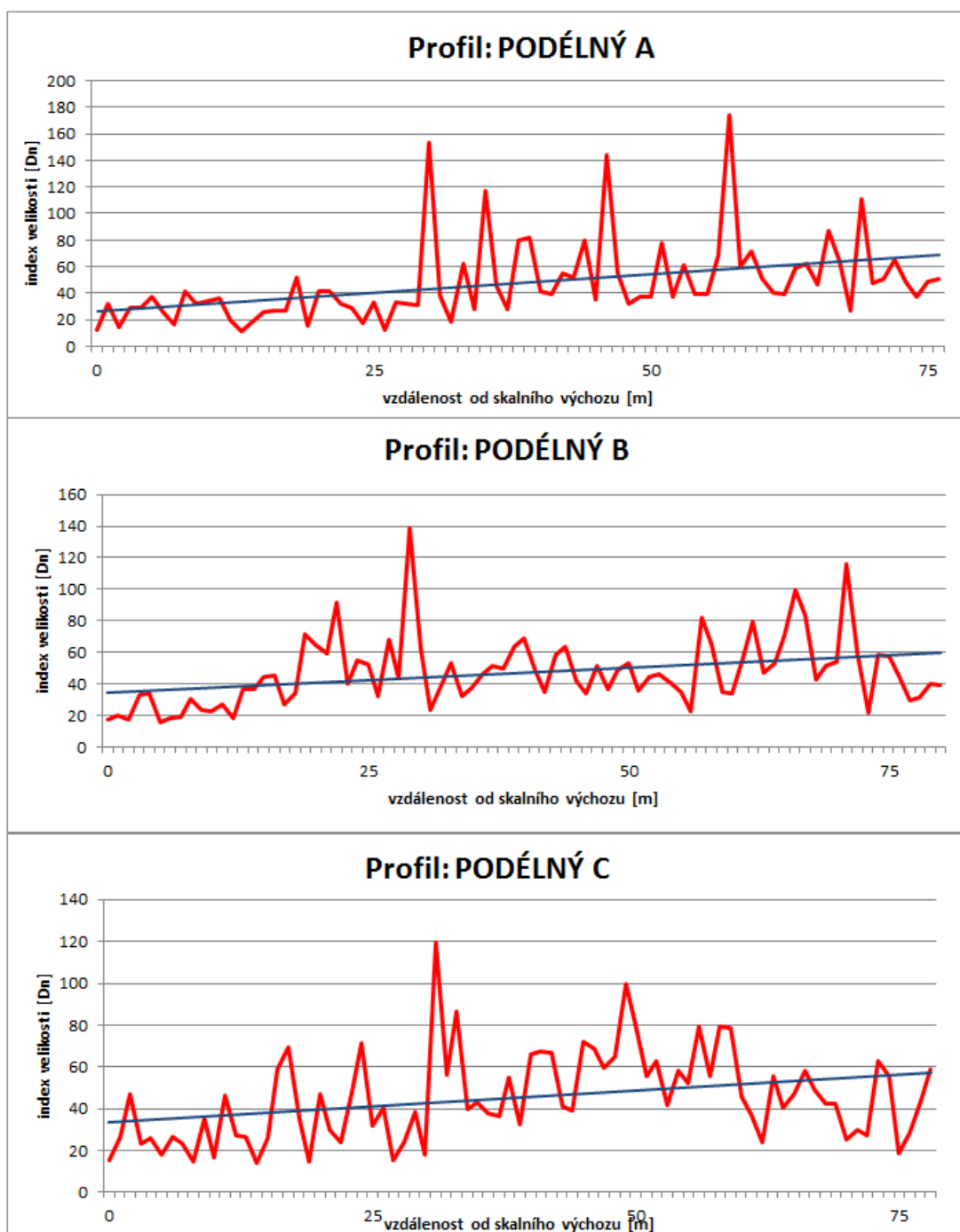
Podélný profil A o celkové délce 76 m, který byl vedený paralelně se směrem svahu v nejsevernější části kamenné akumulace, se skládá celkem ze 77 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 47,08 cm a index tvaru 0,105.

Podélný profil B o celkové délce 80 m, který byl vedený paralelně se směrem svahu přibližně ve střední části kamenné akumulace, se skládá celkem ze 81 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 47,23 cm a index tvaru 0,103.

Poslední podélný profil C o celkové délce 78 m, který byl vedený paralelně se směrem v jižní části kamenné akumulace, se skládá celkem ze 79 jednotlivých klastů. Vykazuje index velikosti 45,09 cm a index tvaru 0,090.

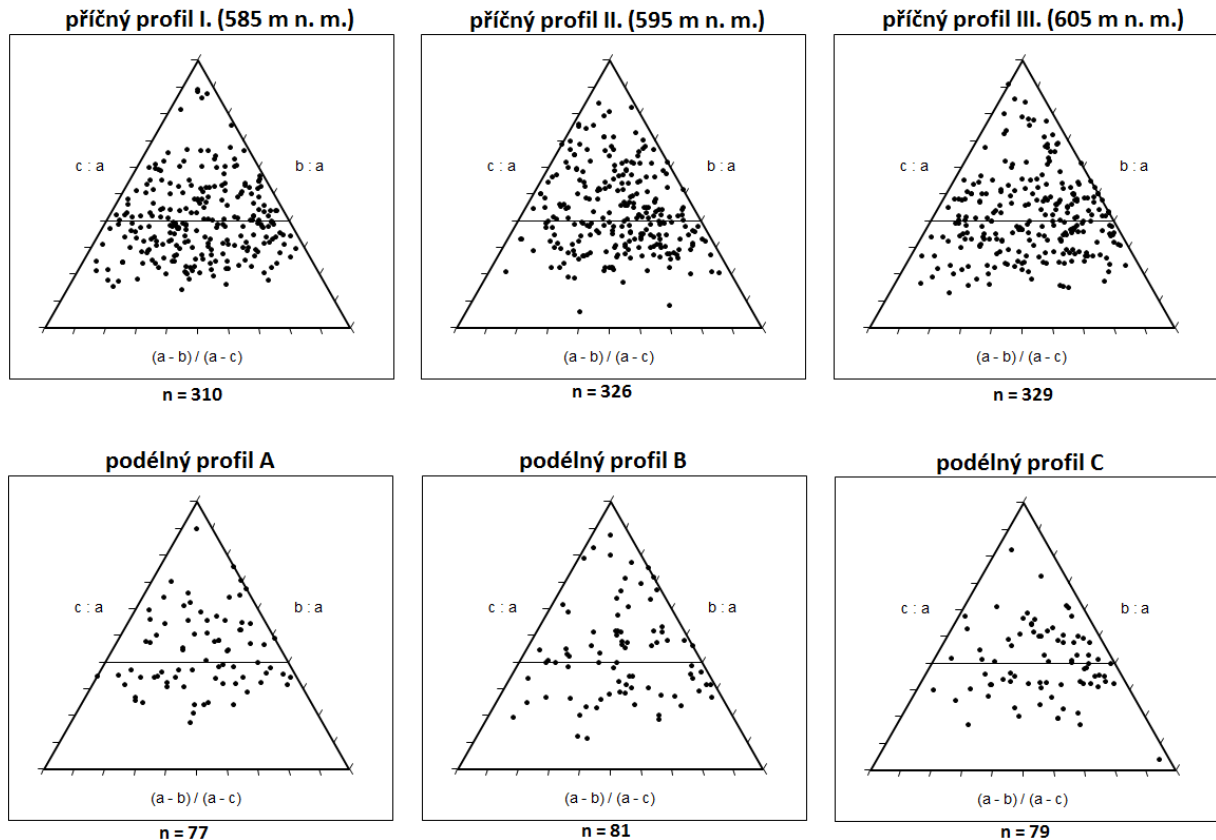
Pro vyhodnocení velikosti klastů je směrodatný zejména index velikosti, který narůstá s klesající nadmořskou výškou, resp. se vzdáleností od skalních výchozů a to jak v jednotlivých příčných profilech, tak i v průběhu profilů podélných, kde tento jev ve všech třech případech jasně ukazuje křivka trendu. Tento fakt by mohl potvrzovat hypotézu o gravitačním vytrídění a tudíž i alochtonnímu původu studované akumulace. Index tvaru klastu se dle původní domněnky neukázal jako relevantní charakteristika, pomocí které by bylo možné odhadnout opracování klastů a to zejména díky relativně malé vzdálenosti transportu a veliké odolnosti ve studovaném území.

Obrázek 18: Grafy znázorňující vývoj velikosti klastů Dn na jednotlivých podélných profilech v závislosti na vzdálenosti od skalního výchozu



6.3.2 Tvar klastů

Obrázek 19: Sneed & Folk diagramy pro jednotlivé profily

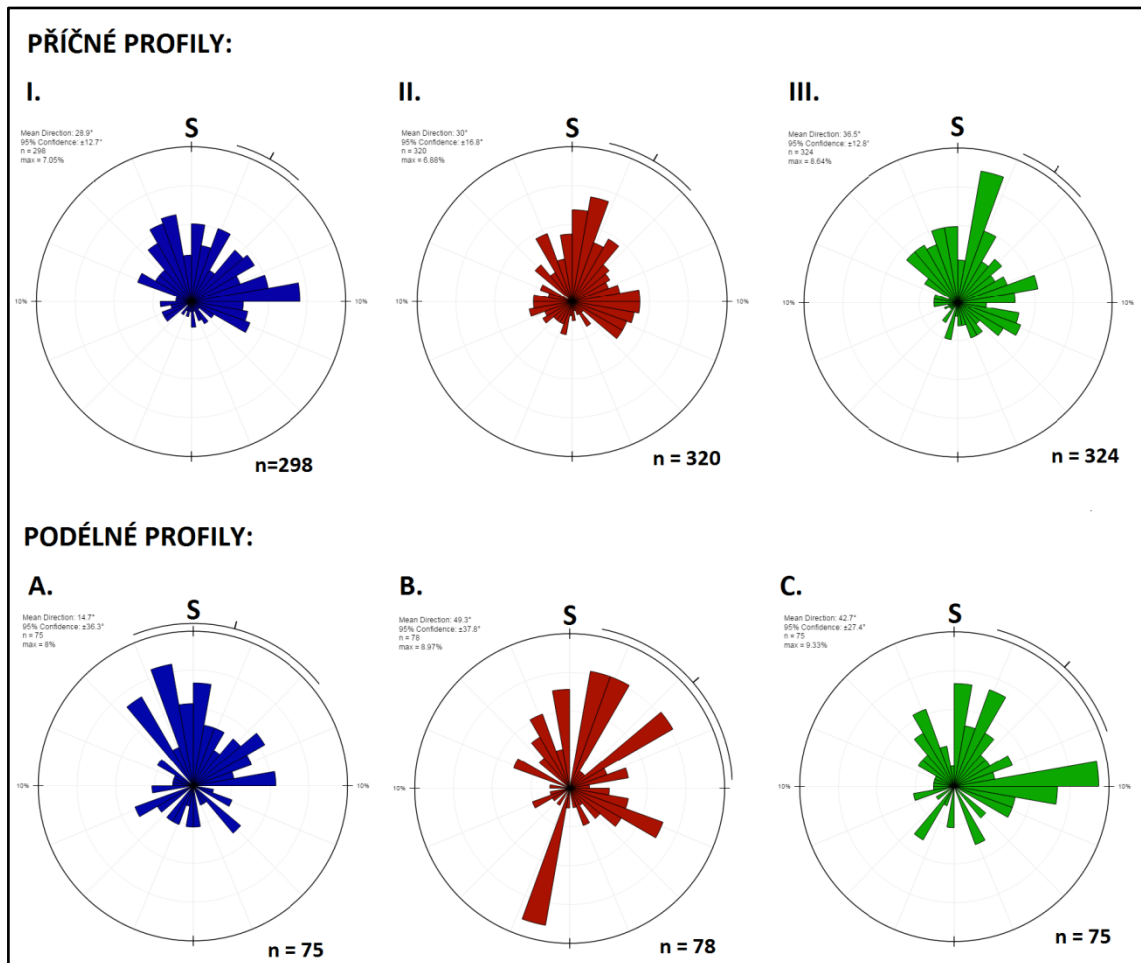


Zdroj: Vlastní zpracování v programu TRI-PLOT (2015)

Sneed & Folk diagramy s vyznačenou linií C_{40} dobře demonstrují, že na všech profilech se nacházely klasty pravidelné i nepravidelné v rovnoměrném zastoupení. Body reprezentující jednotlivé vzorky jsou tak rozprostřeny po celé ploše grafu. Každý profil vykazuje hodnotu C_{40} kolem 50 %. Stejně jako v případě indexu tvaru klastu je to pravděpodobně způsobeno tím, že pro signifikantnější výsledky by (v případě takto odolných slepenců) musela být uvažovaná vzdálenost transportu výrazně delší.

6.3.3 Sklon a orientace klastů

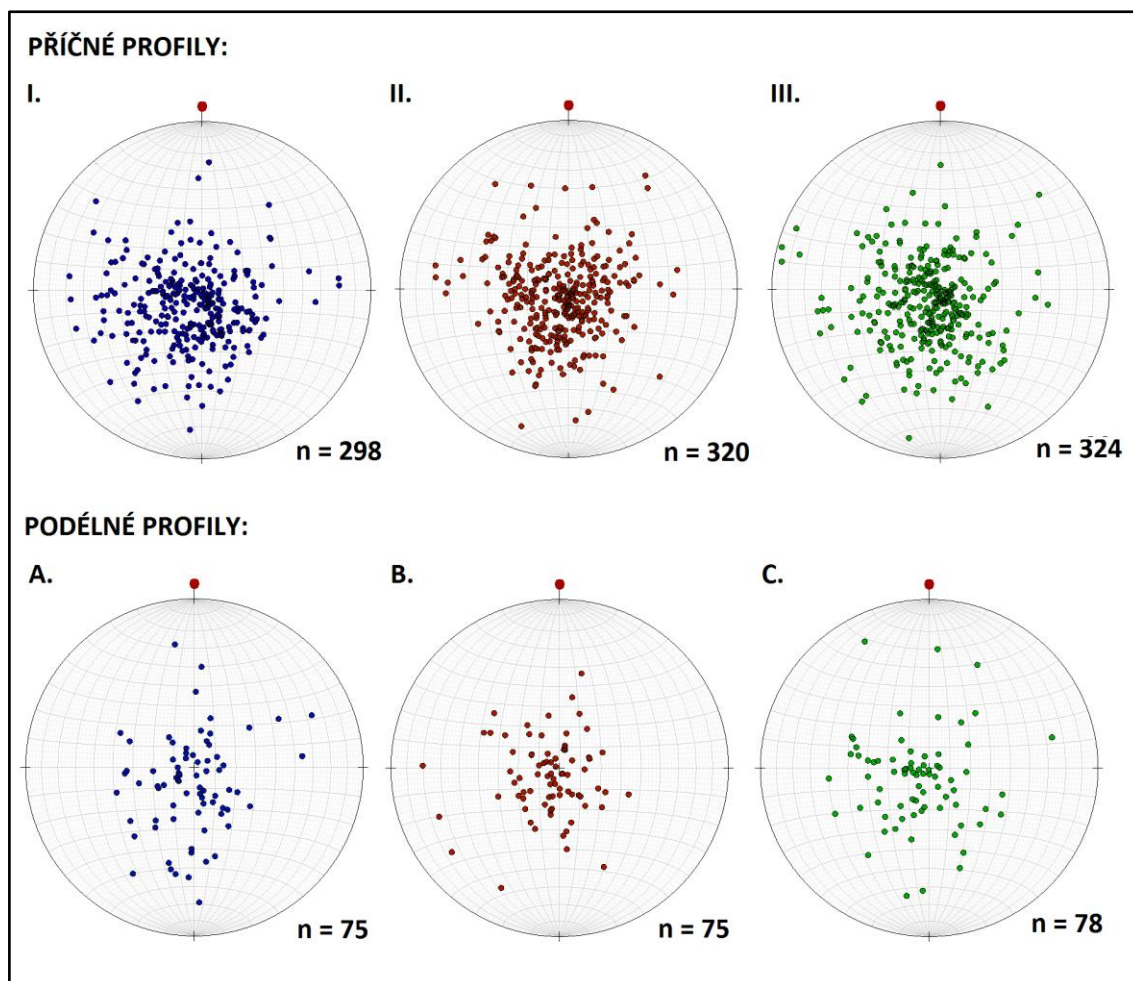
Obrázek 20: Růžicové diagramy znázorňující orientaci a-osy klastů na daných profilech



Zdroj: Vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA (2015).

Růžicový diagram znázorňuje dominantní směry a-os jednotlivých klastů. Hlavní směry (360 – 45°) jsou přibližně paralelní se spádnicí svahu, na kterém je situována studovaná kamenná akumulace.

Obrázek 21: Stereografická projekce sklonu a orientace klastů na daných profilech



Zdroj: Vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA (2015).

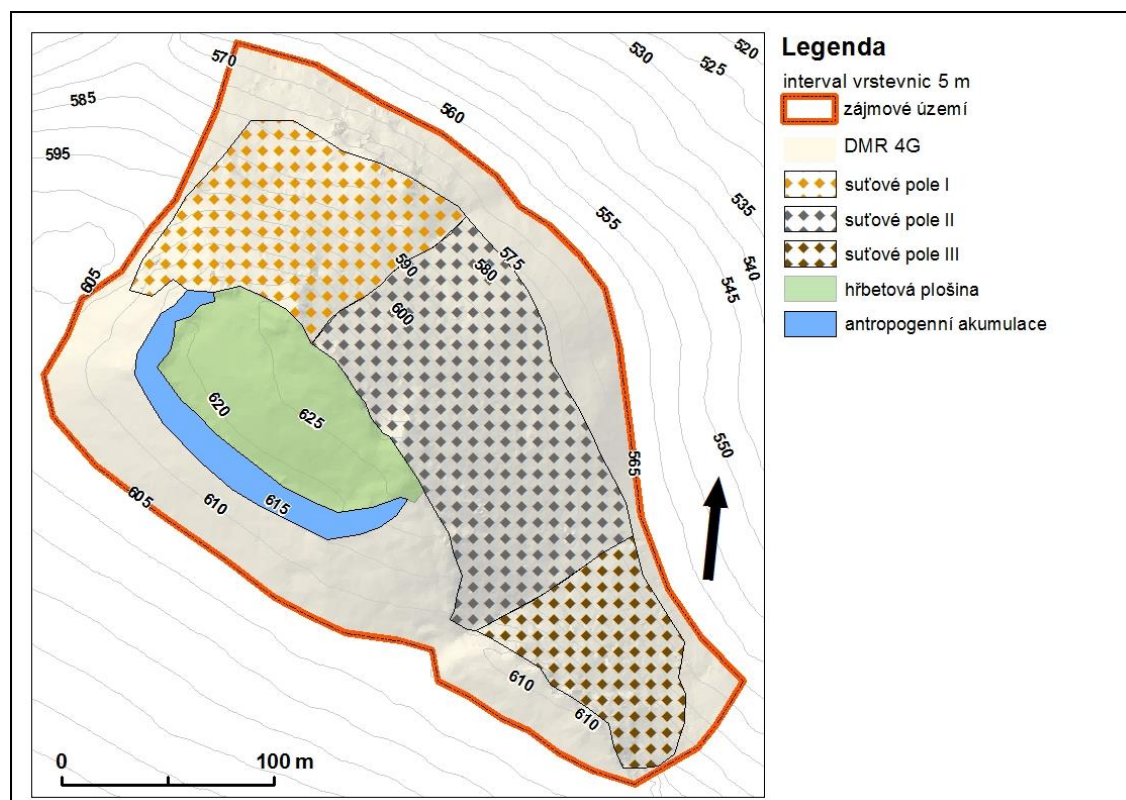
Stereonet znázorňuje sklon a orientaci klastů studované kamenné akumulace. Z jednotlivých stereonetů je vidět, že v zájmové oblasti převládají vyšší sklony klastů okolo $25 - 35^\circ$, což přibližně odpovídá sklonu celé kamenné akumulace. Je však možné, že při měření jednotlivých os došlo k záměně osy hlavní s jednou z os vedlejších a tudíž také ke špatnému určení sklonu a orientace.

6.4 Geomorfologické mapování

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. Tento postup lze ale uplatňovat pouze v případě, že zkoumané území lze rozdělit na jednotlivé elementární formy, u kterých je možné určit jejich jasnou genezi. Pokud se jedná o území se složitým polygenetickým vývojem, celý proces klasifikace a následné systematizace se tím značně komplikuje (MENTLÍK 2006).

V rámci elementarizace georeliéfu na EFR bylo v zájmovém území vyčleněno celkem 5 elementárních forem reliéfu, resp. protoform na jejichž základě by (po důkladnější analýze) bylo možné vytvořit geomorfologickou mapu studované oblasti. Zařazení vycházelo z hlavního předpokládaného reliéfovorného procesu, který vedl k vytvoření konkrétní formy (CIMPELOVÁ 2009).

Obrázek 22: Vymezení elementárních forem reliéfu na základě DMR derivátů



Zdroj: Vlastní zpracování v ArcGIS 10.2.2 ©ČÚZK (2015)

7. SHRnutí VÝSLEDKŮ

Hlavní cíl práce, tedy zmapování vybrané kamenné akumulace na severovýchodním úpatí Žďáru, byl splněn, byť by pochopitelně bylo možné použít celou řadu dalších, třeba i negeomorfologických, metod a analýz. Podoba současného georeliéfu zájmové oblasti byla zkoumána za pomoci morfometrických charakteristik a také pomocí vymezení jednotlivých elementárních forem reliéfu, jejichž hranice byly v terénu ověřovány společně se skalními výchozy a kamennými akumulacemi. Předkládaná práce má podstatné rezervy, co se podrobnosti geomorfologického výzkumu týče. Vytvořený návrh GmIS slouží pouze jako vodítko k detailnějšímu zpracování a ve své podstatě se omezuje pouze na pokus o vymezení elementárních forem reliéfu, které by však bylo vhodné dále, resp. podrobněji, interpretovat.

Data z elektrické rezistivní tomografie ukazují, že pod úpatím svahu, kde se také výrazně mění (resp. zmenšuje) sklon, dochází k ponoru velmi odolného skalního podloží do měkčích ordovických břidlic. Pro věrohodnější výsledky by však bylo nutné prodloužit ERT profil dále po směru svahu.

Prostřednictvím zhodnocení analýzy digitálního modelu reliéfu a samotného geomorfologického mapování je pak zřejmé, že hypotéza o vzniku zájmové oblasti (uklonění slepencové kry a následné zvětrávání obnažených skalních výchozů) je velmi pravděpodobná.

Celá kamenná akumulace nacházející se na severovýchodě zájmové oblasti má nad sebou odhalené skalní výchozy, které svým zvětráváním a následným sesypáváním klastů tuto akumulaci dotují. Bez větších pochybností se proto jedná o alochtonní kamenné moře, čemuž napovídá především gravitační vytrídění jednotlivých klastů.

7.1 Hypotéza vývoje kamenných akumulací

Otevřená kamenná akumulace na severovýchodním úpatí nemá proti jiným kamenným mořím v atraktivnějších lokalitách (např. na Šumavě, ale také ve výše položených oblastech Brd) nikterak velkou rozlohu. Šíře akumulace se pohybuje okolo 290 až 350 m, délka (rozumějme délka směrem po svahu) poté nepřesahuje více než 80 – 100 m. Zaujímá tedy plochu přibližně 2,88 ha. Geofyzikálním profilováním byla poté odhadnuta mocnost akumulace přibližně na 10 m.

Gravitační procesy mají bezpochyby na sledovanou formu i v současnosti veliký vliv. To potvrzuje nejen geofyzikální profilování, ale především poměrně rozsáhlá makrogranulometrická analýza, jejíž výsledky jasně ukazují, že skála skutečně aktivně podléhá recentnímu opadávání klastů. Tento fakt platí především o horní části akumulace, kde klasty nepochybně podléhají gravitačně podmíněným transportním procesům. Gravitační vytřídění potvrzují všechny profily vytvořené v zájmové oblasti. Alochtonní kamenná moře, resp. suťová pole jsou dle FIRPA, GUGLIEMINA a QUEIROLA (2006) charakteristická právě svým gravitačním vytříděním, kde se zvyšuje průměrná velikost klastů v závislosti s klesající nadmořskou výškou směrem dolů po svahu a s rostoucí vzdáleností od zdrojové oblasti (skalního výchozu). Podle MENTLÍKA (2015) by se, za předpokladu recentních procesů, měli za stávajících klimatických podmínek v horní části hromadit menší a mladší úlomky. Průměrná velikost klastů by tak měla narůstat se snižující se vertikální pozicí na svahu. Vzhledem k obsáhlosti makrogranulometrické analýzy by se tento závěr dal zhodnotit jako nejrelevantnější výsledek pro potvrzení hlavní hypotézy předkládané práce. Studovaná kamenná akumulace tedy je nad nejvyšší pochybnost gravitačně vytříděná a vyvíjí se i recentně, což dobře vystihují jednotlivé (zejména podélné) profily a k nim vytvořené grafy s vyznačenými křivkami trendu.

Signifikantní vliv na data nasbíraná v terénu musí mít také skutečnost, že jednotlivé klasty se mimo odpadávání ze skalních výchozů dále rozpadají *in situ*. Rozpad klastů *in situ* zcela určitě zapříčinil větší či menší zkreslení dat nasbíraných při samotném terénním výzkumu. V praxi to znamená že klast, který byl původně orientován paralelně se směrem svahu, může být po rozlomení rozdělen na další dva a více klastů s orientací kolmou či naprosto opačnou od klastu původního. S jakou intenzitou tento proces probíhá a jak významně zasáhl do výsledků makrogranulometrické analýzy je však bez použití dalších metod výzkumu (například lichenometrie) možné pouze spekulovat

Otázkou zůstává antropogenní vliv, který na Žďáru nepochybně zasáhl do mocnosti kamenných akumulací (ŠŤASTNÝ 2003b). Pro přesné zjištění ovlivnění by se předkládaná práce musela zaměřit na důkladnou morfometrickou analýzu antropogenně vytvořeného kamenného valu. Při výstavbě kamenných valů člověk s největší pravděpodobností vybíral klasty z horní části studované akumulace. Navíc samotný výběr klastu byl limitován tím, co člověk mohl unést. Není však vyloučenou, že

jednotlivé klasty mohly být vybírány i z jižní strany svahu, která se nachází mimo zájmové území. Svoji roli totiž musel sehrát také vegetační pokryv, který v době nynické kultury nemohl být tak vyvinutý jako v současnosti a proto mohly být ve vrcholových partiích Žďáru odkryté akumulace, které jsou dnes již zarostlé suťovým porostem.

7.2 Diskuze

Jedním z cílů práce je také komparace vlastních výstupů s výstupy blízkých prací. Pro tvorbu digitálního modelu reliéfu bylo použito, podobně jako v práci KRŇÁKA (2014), LIDARových dat. Tato data poskytují mnohem přesnější podklady pro poznání morfologie a morfometrie zájmové oblasti bez nutnosti tvořit další pomocné profily zaměřované přímo v terénu jako tomu je například u prací STACKEHO (2008) a CIMPELOVÉ (2009).

CIMPELOVÁ (2009) dále mimo jiné, podobně jako CZUDEK (2005), pozoruje větší intenzitu působení periglaciálních procesů na studeně orientovaných svazích, což se projevuje větší členitostí georeliéfu. Tato skutečnost odpovídá také zkoumané lokalitě na severovýchodním úpatí Žďáru.

ŠŤASTNÝ (2003b) také zmiňuje potenciál dané lokality v možném výskytu sporadického permafrostu. Touto problematikou se detailně zajímal BOUDA (2011) na kamenných mořích na Šumavě. Vzhledem ke zjištění relativně malé mocnosti kamenných akumulací a jejich předpokládanému antropogennímu přemodelování během doby bronzové spolu s poměrně nízkou nadmořskou výškou zájmového území se však zdá výskyt sporadického permafrostu velmi nepravděpodobný, přestože ZACHARDA, GUDE a RŮŽIČKA (2007) zmiňují, že v suťových polích se může vyskytovat sporadický permafrost až 1000 metrů pod současnou výškovou hranicí permafrostu. Nicméně o mikroklimatickém režimu zdejší kamenné akumulace na severovýchodním úpatí nelze pochybovat, jelikož během práce byly mezi rozvolněnými klasty několikrát nalezeny zbytky sněhu, přestože se okolní teplota již dlouhodobě pohybovala v kladných hodnotách. Výsledky geofyzikálního měření v lokalitě studované KRŇÁKEM (2014) se nijak dramaticky neliší. Podstatný rozdíl je však v rozmezí naměřených odporů. Rozdíl naměřených hodnot je podmíněn rozdílnými

charakteristikami podloží, které v porovnávané lokalitě vykazuje výraznější spojitost a tudíž i signifikantně menší odpory podloží.

Budoucí potenciál výzkumu je v rozčlenění kamenných spatřuji v důkladné elementarizaci georeliéfu a případném taxonomickém zařazení jeho jednotlivých částí spolu s vyjádření míry jednotlivých vlivů na jejich genezi, což je u polygenetického reliéfu problematický úkol (CIMPELOVÁ 2009). Různé druhy skalních výchozů je možné typologicky zařadit a sledovat jejich provázanost s kamennými akumulacemi, kterým zpravidla slouží jako zdrojová oblast.

ZÁVĚR

Hlavním cílem předkládané práce na téma *Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďáru* bylo analyzovat vlastnosti kamenných akumulací. Tyto akumulace byly vymezeny na základě DMR a jejich derivátů (analýza sklonu svahů, analýza orientace svahů vůči světovým stranám) a následně geomorfologického mapování s pomocí GPS v terénu. Bylo zjištěno, že studovaná kamenná akumulace je v podstatě recentní a v omezené míře vzniká i v současnosti. Dále byla klasifikována jako suťové pole, resp. alochtonní kamenné moře. Tento poznatek spolu s aplikací makrogranulometrické analýzy představuje zjištění, které nepochybně přispělo k poznání geomorfologie Brd.

Detailní pohled na současnou podobu zkoumané akumulace také přinesla syntéza geofyzikálního profilování (ERT) spolu s rozsáhlou makrogranulometrickou analýzou.

Byl také vytvořen návrh GmIS vymežující základní elementární formy, doplněn o oblasti výskytu akumulací a antropogenních tvarů na podkladě dosud málo využívaných LIDARových dat, jejichž podrobnost nepochybně skýtá veliký potenciál pro budoucnost geomorfologického výzkumu.

Na základě rozboru literatury byla dále vymezena antropogenní forma reliéfu, jejíž vytvoření muselo více či méně postihnout studovanou kamennou akumulaci na severovýchodním svahu zájmového území.

Metody použité v této práci tedy byly pravděpodobně použity správně, ale pro hlubší pochopení geneze jednotlivých forem na takto složitém polygenetickém reliéfu by bylo zapotřebí tyto metody zpřesnit a obohatit o další, jako např. lichenometrii či dendrochronologii, což se nabízí při potenciální realizaci navazující diplomové práce.

Seznam použitých obrázků a tabulek

Obrázek 1: Pohled na strukturní hřbet vrchu Žďár ze severozápadu.....	7
Obrázek 2: Geografická poloha a vymezení zájmového území	12
Obrázek 3: Geologická mapa zájmového území a přilehlého okolí	15
Obrázek 4: Diagram znázorňující směry vertikálních puklin v okolí skalního výchozu na SZ svahu zájmového území	17
Obrázek 5: Ukázka zobrazení výsledného DMR zájmového území v ArcScene (pro větší názornost 1,5 násobným převýšením)	33
Obrázek 6: Způsob měření délek jednotlivých os klastu (částice)	39
Obrázek 7: Kontinuum tvarů klastů – Sneed & Folk diagram	40
Obrázek 8: Mapa rozložení nadmořských výšek v zájmovém území.....	42
Obrázek 9: Histogram znázorňující podíl nadmořských výšek na rozloze zájmového území.....	43
Obrázek 10: Mapa rozložení sklonů svahů v zájmovém území	44
Obrázek 11: Histogram znázorňující podíl sklonů svahů na rozloze zájmového území	45
Obrázek 12: Mapa znázorňující orientaci svahů vůči světovým stranám.....	46
Obrázek 13: Histogram znázorňující podíl orientace svahů na rozloze zájmového území	47
Obrázek 14: Výsledný geofyzikální 2D profil znázorňující rozdílné odpory podloží....	49
Obrázek 15: Graf průběhu ERT profilu	49
Obrázek 16: Vymezení jednotlivých profilů na leteckém snímku zájmové oblasti	50
Obrázek 17: Grafy znázorňující vývoj velikosti klastů D_n v průběhu jednotlivých příčných profilů.....	52
Obrázek 18: Grafy znázorňující vývoj velikosti klastů D_n na jednotlivých podélných profilech v závislosti na vzdálenosti od skalního výchozu	54
Obrázek 19: Sneed & Folk diagramy pro jednotlivé profily	55

Obrázek 20: Růžicové diagramy znázorňující orientaci a-osy klastů na daných profilech	56
Obrázek 21: Stereografická projekce sklonu a orientace klastů na daných profilech	57
Obrázek 22: Vymezení elementárních forem reliéfu na základě DMR derivátů.....	58
Tabulka 1: Zařazení zájmového území do geomorfologického systému ČR	18
Tabulka 2: Podíl nadmořských výšek na rozloze zájmového území	44
Tabulka 3: Podíl jednotlivých sklonů svahů na rozloze zájmového území	45
Tabulka 4: Podíl orientací jednotlivých svahů na rozloze zájmového území.....	47
Tabulka 5: Vybrané charakteristiky příčných profilů v zájmovém území	50
Tabulka 6: Vybrané charakteristiky podélných profilů v zájmovém území.....	50

Seznam použitých zkratk

DEM – digital elevation model

DMR – digitální model reliéfu

EFR – elementární formy reliéfu

ČGS – Česká geologická služba

ČÚZK – Český úřad zeměměřický a katastrální

GeoČR 50 – Geologická mapa České republiky 1:50 000

GIS – Geografický informační systém

GmIS – Geomorfologický informační systém

GPS – *global positioning system*; globální polohovací systém

LIDAR – *Light Detection And Ranging*; letecké laserové skenování

PR – přírodní rezervace

S–JTSK – Jednotná trigonometrická síť katastrální

SM 5 – Státní mapa 1:5 000

TIN – *triangulated irregular network*; nepravidelná trojúhelníková síť

WGS 84 – *World Geodetic System 1984*, Světový geodetický systém 1984

WMS – *web map service*; webová mapová služba

ZABAGED – Základní báze geografických dat České republiky

ZM 50 – Základní mapa České republiky 1:50 000

Seznam použité literatury a elektronických zdrojů

ArcGIS Resources, 2014 [online]. *ArcGIS Help 10.1* [cit. 2014-01-20]. Dostupné z: http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#/Welcome_to_the_ArcGIS_Help_Library/00qn0000001p000000/

BEZVODOVÁ, Bohumila, DEMEK, Jaromír a ZEMAN, Antonín, 1985. *Metody kvarterně geologického a geomorfologického výzkumu*. 1. vydání. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 207 s.

BOUDA, Jakub, 2011. *Sledování mikroklimatických podmínek vybraných kamenných moří ve hřbetových partiích Šumavy*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 81 s. (diplomová práce)

BRÁZDIL, Karel et al., 2012. *Technická zpráva k digitálnímu modelu reliéfu 4. generace (DMR 4G)*. [online]. Geoportál ČÚZK [cit. 2014-02-11]. Dostupné z: http://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA_ZPRAVA_DMR_4G_15012012.pdf

CIMPELOVÁ, Kateřina, 2009. *Geomorfologie vybraných buližnickových oblastí v okolí Plzně*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 73 s. (bakalářská práce)

CÍLEK, Václav et al., 2011. *Obráz krajiny: Pohled ze středních Čech*. 1. vydání. Praha: Dokořán, 312 s. ISBN 978-80-7363-205-2.

CZUDEK, Tadeáš, 2005. *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. 1. vydání. Brno: Moravské zemské muzeum, 238 s. ISBN 80-7028-270-3.

DEMEK, Jaromír et al., 1965. *Geomorfologie Českých zemí*. 1. vydání. Praha: ČSAV, 336 s.

DEMEK, Jaromír, 1988. *Obecná geomorfologie*. 1. vydání. Praha: Academia, 480 s.

DEMEK, Jaromír et al., 2006. *Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny*. 2. vydání. Brno: AOPK ČR. 582 s. ISBN 80-86064-99-9.

DOLANSKÝ, Tomáš, 2004. Lidary a letecké laserové skenování. In: *Acta Universitatis Purkynianae* **99**. Ústí nad Labem: UJEP FŽP, 100 s. ISBN 80-7044-575-0.

ESRI, 2014 [online]. *Support: GIS Dictionary*. [cit. 2014-01-20]. Dostupné z: <http://support.esri.com/en/knowledgebase/Gisdictionary/browse>

FIRPO, M., GUGLIELMIN, M., QUEIROLO, C. 2006. Relict Blockfields in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy). In: *Permafrost and Periglacial Processes* **17**. s. 71-78.

GEODIS, 2014 [online]. *Letecké laserové skenování – LIDAR* [cit. 2014-02-11]. Dostupné z: <http://sluzby.geodis.cz/sluzby/letecky-laserscanning>

Geoportál ČÚZK, 2014 [online]. *Výškopisná data Zeměměřického úřadu*. [cit. 2014-02-11]. Dostupné z: [http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(pu5kxd45dxht2l45io30z3ap\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&text=vyskopis&side=vyskopis&menu=30](http://geoportal.cuzk.cz/(S(pu5kxd45dxht2l45io30z3ap))/Default.aspx?mode=TextMeta&text=vyskopis&side=vyskopis&menu=30)

GRAHAM, D. J., MIDGLEY, N. G., 2000. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: An excel spreadsheet method. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **25**, 1473–1477.

- HAVLÍČEK, Václav. 1971. Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. In: *Sborník geologických věd: Geologie*, Praha: Státní geologický ústav Československé republiky **20**, 7-52.
- HINCLIFFE, S. et al., 1998. The structure and sedimentology of relict talus, Trotternish, Northern Skye, Scotland. In: *Earth Surface Processes and Landforms* **23**. s. 545-560
- HUBBARD, Bryn, GLASSER, Neil, 2005. *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. 1. vydání. Chichester: Wiley, 400 s. ISBN-13 978-0-470-84426-7.
- CHLUPÁČ, Ivo et al., 1992. *Paleozoikum Barrandienu: Kambrium – Devon*. 1. vydání. Praha: Český geologický ústav, 296 s. ISBN 80-7075-055-3.
- CHLUPÁČ, Ivo et al., 2002. *Geologická minulost České republiky*. 1. vydání. Praha: Academia, s. 436. ISBN 80-200-0914-0.
- JEDLIČKA, Karel, 2009. *Geomorfologický informační systém*. [online]. ArcDATA Praha [cit. 2014-02-11].
Dostupné z: http://www.arcdata.cz/digitalAssets/137759_DisP2.pdf
- KETTNER, Radim, KODYM, Odolen, 1919. Nová stratigrafie Barrandienu. In: *Časopis Musea Království českého*. Praha: Museum Království českého **93**, 47-55.
- KIRCHNER, Karel, SMOLOVÁ, Irena, 2010. *Základy antropogenní geomorfologie*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 287 s. ISBN 978-80-244-2376-0.
- KRŇÁK, Pavel, 2014. *Vývoj kamenných akumulací na severním svahu vrchu Radče*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni. (bakalářská práce)
- KUNSKÝ, Josef, 1968. *Fyzický zeměpis Československa*. 1. vydání. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 537 s.
- LÁDKOVÁ, Lenka, 1995. *Nejstarší historie západočeského regionu*. [online] NATURA časopis o přírodě vědě a civilizaci [cit. 2014-03-01]. Dostupné z: <http://natura.baf.cz/natura/1995/11/9511-5.html> ISSN 1212-6748
- MENTLÍK, Pavel, 2002. Tvorba geomorfologického informačního systému pro oblast Prášílského jezera (Šumava). In *Geomorfologický sborník 1*. Brno: Masarykova univerzita, s. 90-93. ISBN: 80-210-2974-9.
- MENTLÍK, Pavel, 2006. *Geomorfologická analýza a tvorba GmIS okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě (Česká republika)*. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislavě, 252 s. (disertační práce)
- MENTLÍK, Pavel, 2007. Geomorfologický informační systém jako nástroj geomorfologické analýzy. In: *Miscellanea Geographica 13: Sborník Katedry geografie Pedagogické fakulty Západočeské univerzity v Plzni*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, s. 35-40. ISBN: 978-80-7043-658-5.
- MENTLÍK, Pavel, 2013. *Seminář z GIS ve fyzické geografii: Osobní sdělení*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni.
- MENTLÍK, Pavel, 2015. *Osobní sdělení*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni.

- MINÁR, Jozef et al., 2001. Geoekologický (komplexný fyzickogeografický) výskum a mapovanie vo veľkých mierkach. In: *Geografické spektrum 3*. Bratislava: Geo-grafika, 209 s. ISBN 80-968146-3-X.
- Ministerstvo životního prostředí, 2014 [online]. *Přírodní rezervace* [cit. 2014-01-20]. Dostupné z: http://www.mzp.cz/cz/zvlaste_chranena_uzemi
- OTTO, J. C., SAAS, O., 2006. Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). In: *Geomorphology* **76** s. 257-272 (2006).
- PURKYŇ, Cyril, 1914. Kambrium mezi Plzencem a Žďárem u Rokycan. In: *Zvláštní otisk ze Sborníku měst. histor. musea v Plzni*. Plzeň: Měst. hist. museum **3**, 7 s.
- PURKYŇ, Cyril, 1915. Nástin tektoniky Třemošenského pohoří mezi Strašicemi a Rokycany. In: *Rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění*. Praha: Česká akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění. **24**(46), II., 1-13.
- RUBÍN, Josef, BALATKA, Břetislav et al., 1986. *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. 1. vydání. Praha: Academia, 385 s.
- RŮŽIČKOVÁ, Eliška et al., 2003. *Kvarterní klastické sedimenty České republiky: Struktury a textury hlavních genetických typů*. 1. vydání. Praha: Česká geologická služba. 68 s. ISBN 80-7075-600-4.
- SAAS, O., BELL, R., GLADE, T., 2008. Comparison of GPR, 2D-rezistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Oschingen landslide, Swabian Alb (Germany). In: *Geomorphology* **93** s. 89-103.
- SCHROTT, Lothar, SASS, Oliver, 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* **93** (2008), s. 55–73.
- SNEED, E. D. & FOLK, R. L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study of particle morphogenesis. In: *Journal of Geology* **66** (2): 114–150.
- STACKE, Václav, 2008. *Geomorfologie Slunečné na Šumavě*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 65 s. (bakalářská práce)
- STACKE, Václav, 2013. *Holocenní vývoj údolních niv v předpolí Západních Beskyd (na příkladu řeky Bečvy)*. Ostrava: Ostravská univerzita. 116 s. (disertační práce)
- STRAHLER, Alan, 2011. *Introducing physical geography*. 5. vydání. Chichester: Wiley, 655 s. ISBN 13 978-0470-13486-3
- ŠKARPICH, Václav, GALIA, Tomáš, HRADECKÝ, Jan, PEČ, Jan, 2010. In: *Geol. výzk. Mor. Slez.* s. 199 – 204 .
- ŠŤASTNÝ, Václav, 2003a. *Typy forem reliéfu na kambrických slepencích v modelovém území vrchu Žďár*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 62 s. (bakalářská práce)
- ŠŤASTNÝ, Václav, 2003b. Vliv struktury na reliéf vrchu Žďár. In: *Geomorfologický sborník 2: sborník z mezinárodního semináře Geomorfologie '03, konaného ve dnech 22. - 23. 4. 2003 v Nečtinech*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, s. 189-194. ISBN 80-7082-946-X.

- ŠŤASTNÝ, Václav, 2004. Silkrety z vrchu Žďár. In: *Sborník ČGS*. Praha: Česká geologická služba. **109**(4), s. 332–334.
- ŠŤASTNÝ, Václav et al., 2006. *Vrch Žďár u Rokycan*. 1 vydání. Mirošov: Václav Šťastný, 140 s.
- TÁBOŘÍK, Petr, PÁNEK, Tomáš, 2010. Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu. In: *Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna - 3. září 2010*. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, s. 74-81. ISBN 978-80-7368-903-2.
- VOŽENÍLEK, Vít, 2000. GPS v rukou geomorfologů. In: *Geoinfo : specializovaný čtvrtletník pro geoinformační technologie* Ostrava: Computer Press, **4** (2000), s. 14 – 15. ISSN 1212-4311.
- VOŽENÍLEK, Vít, 2001. Integrace GPS/GIS při mapování krajiny. In: *Sborník 8. konference GIS Ostrava 2001, konané ve dnech 21. – 24. ledna 2001*. Ostrava: VŠB - Technická univerzita Ostrava. ISSN 1213-239X.
- WOLMAN, M. G. 1954. A method of sampling coarse bed materiál In: *American Geophysical Union* **36**. 951–956
- ZACHARDA, Miloslav, GUDE, Martin, RŮŽIČKA, Vlastimil, 2007. Thermal regime of three low elevation scree slopes in central Europe. In: *Permafrost and periglacial processes*. **18** s. 301-308 (2007).
- ZEMAN, Antonín, DEMEK, Jaromír, 1984. *Kvartér: Geologie a geomorfologie*. 1. vydání. Brno: Univerzita J. E. Purkyně v Brně. 192 s.
- ŽÁN, Miloslav, 1973. *Přírodní rezervace: Žďár*. Plzeň: Krajské středisko státní památkové péče a ochrany přírody v Plzni.

Seznam příloh

Příloha 1: Fotografie. Kamenná akumulace typu autochtonního balvanového moře na jižním svahu Žďáru.....	71
Příloha 2: Fotografie: Pohled na spodní část největší kamenné akumulace (v horní části jsou dobře patrné skalní výchozy sloužící jako zdrojová oblast pro tvorbu akumulace)	71
Příloha 3: Fotografie. Vedení profilu při elektrické odporové tomografii (ERT)	72
Příloha 4: Fotografie. Hlavní jednotka systému ARES	72
Příloha 5: Fotografie. Měření délek os klastů v horní části profilu	73
Příloha 6: Fotografie. Geologický kompas pro měření sklonu a orientace klastů.....	73
Příloha 7: Fotografie. Příklad mrazového (kryogenního) zvětrávání a tvorby vertikálních puklin	74

Přílohy

Příloha 1: Fotografie. Kamenná akumulace typu autochtonního balvanového moře na jižním svahu Žďáru



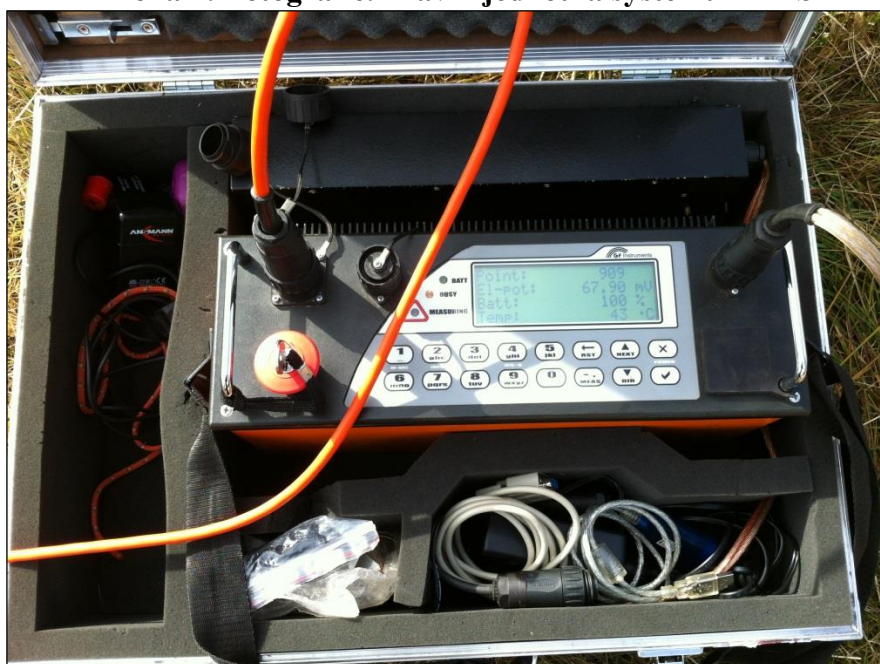
Příloha 2: Fotografie: Pohled na spodní část největší kamenné akumulace (v horní části jsou dobře patrné skalní výchozy sloužící jako zdrojová oblast pro tvorbu akumulace)



Příloha 3: Fotografie. Vedení profilu při elektrické odporové tomografii (ERT)



Příloha 4: Fotografie. Hlavní jednotka systému ARES



Příloha 5: Fotografie. Měření délek os klastů v horní části profilu



Foto: P. Krňák

Příloha 6: Fotografie. Geologický kompas pro měření sklonu a orientace klastů



Příloha 7: Fotografie. Příklad mrazového (kryogenního) zvětrávání a tvorby vertikálních puklin



Abstrakt

SEDLÁČEK, Pavel, 2015. *Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďár*. Bakalářská práce. Plzeň: Fakulta ekonomická ZČU v Plzni, 60 s.

Klíčová slova: Brdská vrchovina, GmIS, makrogranulometrie, ERT, opadávání úlomků, klasty, zrnitostní analýza

Předkládaná bakalářská práce řeší problematiku geomorfologické analýzy kamenných akumulací vrchu Žďár v severozápadní části Brdské vrchoviny nedaleko Rokycan na západě České republiky. Výzkum byl zaměřen na morfometrickou analýzu založenou na DMR. K pochopení zdejších stávajících procesů bylo použito několik metod. Kromě metod moderních, jako je například elektrická rezistivní tomografie (ERT), byly také použity metody mezi geomorfology již zavedené, jako je makrogranulometrie. Dále byla vytvořena mapa elementárních forem reliéfu a nespočet grafů, včetně mapových výstupů znázorňujících morfometrické analýzy rozložení nadmořských výšek, orientace svahů a sklonitosti svahů v zájmovém území. Mimo jiné byly prokázány důkazy recentních svahových procesů. Výstupem práce je návrh GmIS s vymezením jednotlivých elementárních forem.

Abstract

SEDLÁČEK, Pavel, 2015. *Geomorphological analysis of the block accumulations of the Žďár hill*. Bachelor thesis. Pilsen: Faculty of Economics, University of West Bohemia, 76 p.

Key words: Brdy uplands, GmIS, ERT, macrogranulometry, debris fall, clasts, particle-size analysis

This bachelor thesis deals with geomorphological analysis of the block accumulations of the Žďár hill at northernwest part of Brdy uplands near Rokycany in the western part of Czech republic. The research was aimed on morphometrical characteristics based on the DEM. To understand the ongoing processes on this location, several methods were used. Besides the modern methods, such as electrical resistance tomography (ERT), also some entrenched methods in geomorphology, such as the macrogranulometry. The map of elementary forms of georelief was created and also many charts, including morphometric analysis of elevation, aspect and map describing steepness of the slopes on this area. Evidences of recent activity of processes were proved as well. Output of the thesis represents suggestion of the functional GmIS with delineated elementary forms and debris accumulations.